



Universidade Federal do Pará

Adayana Maria Queiroz de Melo

INFLUÊNCIA DOS SINAIS CLIMÁTICOS E DO USO E OCUPAÇÃO DA TERRA NAS VAZÕES DE SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS DA AMAZÔNIA

TESE DE DOUTORADO

**Instituto de Tecnologia
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil**

Orientador: Prof. Claudio José Cavalcante Blanco, Ph.D.

Coorientador: Prof. Augusto José Pereira Filho, Ph.D.

Adayana Maria Queiroz de Melo

**INFLUÊNCIA DOS SINAIS CLIMÁTICOS E DO USO E OCUPAÇÃO DA TERRA
NAS VAZÕES DE SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS DA AMAZÔNIA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, da Universidade Federal do Pará, como requisito para obtenção do grau de Doutora em Engenharia Civil.

Área de Concentração: Engenharia Hídrica

Orientador: Prof. Claudio José Cavalcante Blanco,
Ph.D.

Coorientador: Prof. Augusto José Pereira Filho,
Ph.D.

Belém
2024

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a)autor(a)

M528i Melo, Adayana Maria Queiroz de.
Influência dos Sinais Climáticos e do Uso e Ocupação da Terra
nas Vazões de Sub-Bacias Hidrográficas da Amazônia
/ Adayana Maria Queiroz de Melo. — 2024.
144 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Claudio José Cavalcante Blanco
Coorientador(a): Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho Tese
(Doutorado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em
Engenharia Civil, Belém, 2024.

1. Bacias Pareadas. 2. Mudanças na Cobertura da Terra.
3. Variabilidade Climática. 4. El Niño Oscilação Sul (ENOS).
5. Monitoramento Hidrometeorológico. I. Título.

CDD 620.8

INFLUÊNCIA DOS SINAIS CLIMÁTICOS E DO USO E OCUPAÇÃO DA TERRA NAS VAZÕES DE SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS DA AMAZÔNIA

AUTORA:

ADAYANA MARIA QUEIROZ DE MELO

TESE SUBMETIDA À BANCA EXAMINADORA APROVADA PELO COLEGIADO DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL DO INSTITUTO DE TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ, COMO REQUISITO PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTORA EM ENGENHARIA CIVIL NA ÁREA DE RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO AMBIENTAL.

APROVADO EM: 13 / 09 / 2024.

Documento assinado digitalmente
 CLAUDIO JOSE CAVALCANTE BLANCO
 Data: 13/09/2024 15:59:06-0300
 Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Claudio José Cavalcante Blanco
 Orientador (UFPA)

Documento assinado digitalmente
 AUGUSTO JOSE PEREIRA FILHO
 Data: 17/09/2024 10:02:38-0300
 Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho
 Coorientador (USP)

Documento assinado digitalmente
 GEORGE LEITE MAMEDE
 Data: 18/09/2024 10:03:09-0300
 Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. George Leite Mamede

Documento assinado digitalmente
 MARIANE FURTADO GONCALVES
 Data: 13/09/2024 16:39:58-0300
 Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Profa. Dra. Mariane Furtado Gonçalves
 Membro Interno (UFPA)

Documento assinado digitalmente
 FRANCISCO CARLOS LIRA PESSOA
 Data: 16/09/2024 16:02:01-0300
 Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Francisco Carlos Lira Pessoa
 Membro Interno (UFPA)

Documento assinado digitalmente
 NELIO MOURA DE FIGUEIREDO
 Data: 16/09/2024 17:23:59-0300
 Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Membro Interno (UFPA)

Visto:

Prof. Dr. Dênio Ramam Carvalho de Oliveira
 Coordenador do PPGEC / ITEC / UFPA

Dedico esse trabalho aos meus pais Adauto e Ana e a minha irmã Aryana, com todo o meu amor e gratidão, por tudo que fizeram por mim e pelo apoio que sempre me dão nessa longa jornada de estudos que é, e continuamente será, a minha vida. E aos meus pets, Caleb, Tapioca e Scooby (*in memoriam*), meus fieis companheiros nas longas noites e madrugadas de estudo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, a Nossa Senhora de Nazaré, aos anjos e arcanjos, aos meus guias e toda a espiritualidade que me acompanha; agradeço a todos os meus ancestrais pela força que me deram ao longo dessa jornada de trabalho.

Agradeço a Adayana do passado, por não ter desistido da luta, mesmo com toda a turbulência e dificuldades que aconteceram ao longo do caminho.

Agradeço aos meus pais, Adauto e Ana, e a minha irmã, Aryana, pelo apoio incondicional que me deram e pelo incentivo aos estudos que sempre esteve presente em nosso lar.

Ao Centro de Umbanda TUC 7 Ondas com suas entidades e seres de luz, o mentor de nossa casa, Pai José de Aruanda, meus pais de santo Meggy Lopes e Fabrício Lopes, meus irmãos de santo Hygor Lopes e Viviane Garcia que se tornaram minha rede de apoio, minha família em São Paulo (SP).

A todos os meus amigos, da época da Vila dos Cabanos (PA), de Belém (PA), da graduação, do mestrado e do doutorado. Amigos queridos, que até hoje me acompanham e torcem por mim, em especial a Jéssica Cristina e o Mauro Brabo por todas as nossas aventuras e experiências compartilhadas.

Ao meu orientador, professor Dr. Claudio Blanco pela dedicada orientação, por todo o ensinamento prestado, pela paciência e por ter acreditado no meu potencial para desenvolver esta pesquisa, mesmo com todas as dificuldades que enfrentamos e até a orientação a distância no final desse ciclo.

Ao meu co-orientador, professor Dr. Augusto Filho, por ter aceitado o convite para me ajudar, pela dedicada coorientação, por tudo que me ensinou, pela paciência e discussões construtivas a respeito deste trabalho.

Ao Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável (ITV DS) pelo apoio e incentivo a esta pesquisa, aos meus colegas de trabalho e supervisores do Grupo de Geologia Ambiental e Recursos Hídricos (GGARH) por toda a ajuda, apoio, incentivo, experiências e conhecimentos trocados ao longo desses 5 anos de casa.

Ao corpo docente do curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil (PPGEC), aos meus colegas da Sala 307, e aos meus amigos engenheiros Eduardo Aguiar, Sálua Quemel e Raisa Cardoso por sempre ouvirem meus choros, desabafos, pelos conselhos e pelo apoio durante esta jornada.

“O velho foi promissor, mas as promessas não foram cumpridas. O velho é familiar, mas é miserável. O novo talvez venha a ser desconfortável, mas, há uma possibilidade: pode lhe trazer felicidade.”

Viva à sua própria maneira (OSHO)

RESUMO

O objetivo deste estudo foi investigar se houve alterações nas vazões de duas sub-bacias hidrográficas pareadas na Amazônia e se ocorreram pelas mudanças no uso e cobertura da terra da região e/ou pela influência de fenômenos atmosféricos, como o El Niño Oscilação Sul (ENOS). A sub-bacia denominada floresta possui uma área de 11.846 km² e nela estão concentradas, praticamente, todas as áreas protegidas da área de estudo. A sub-bacia denominada pastagem tem uma área de 6.960 km² e é bastante antropizada com 80% da área de floresta desmatada. A análise morfométrica das bacias foi realizada e dados de vazão específica foram gerados por meio de curvas-chaves para o período de 27/01/2020 a 27/01/2022. Para separação dos escoamentos superficial e subterrâneo nos hidrogramas, foram calculadas médias móveis de 5 dias. As correlações r e Pearson foram determinadas para análise de tendência. Para avaliar a precipitação na região, foram usadas as reanálises do ERA5-Land e mapas de uso e cobertura da terra também foram analisados. Os resultados mostraram que as vazões específicas da sub-bacia pastagem foram maiores que a da floresta, uma diferença de 58%. A pastagem apresentou o maior volume de escoamento superficial e a floresta de escoamento subterrâneo, entretanto, no período chuvoso observou-se na floresta um maior volume escoado em comparação com a pastagem. Constatou-se que no período de estudo, a região sofreu a influência de um raro La Niña de intensidade fraca e duração de 3 anos. Observou-se que no ano de 2020 prevaleceu o sinal da cobertura da terra no regime hidrológico das duas sub-bacias. Entretanto, em 2021, o sinal do La Niña passou a ser de intensidade moderada, modificando os hidrogramas. Os valores de r (0,96) e Pearson (0,82) apontaram uma correlação forte e positiva, revelando um comportamento de crescimento das vazões, sobretudo nas vazões específicas mínimas. Assim, observou-se que o aumento nas vazões mínimas na sub-bacia pastagem em 2021 e o maior volume escoado pela floresta no período chuvoso foi uma consequência do evento de La Niña moderado.

Palavras-Chave: Bacias pareadas, Mudanças na cobertura da terra, Variabilidade climática, El Niño Oscilação Sul (ENOS), Monitoramento hidrometeorológico.

ABSTRACT

The objective of this study was to investigate whether there were changes in the flows of two paired hydrographic sub-basins in the Amazon and whether they occurred due to changes in land use and land cover in the region and/or the influence of atmospheric phenomena, such as the El Niño Southern Oscillation (ENSO). The forest sub-basin has an area of 11,846 km² and practically all the protected areas in the study area are concentrated there. The pasture sub-basin has an area of 6,960 km², is highly anthropized and 80% of the forest area has already been deforested. Firstly, the morphometry of the sub-basins was carried out. Afterwards, specific flow data were generated using key curves for the period from 01/27/2020 to 01/27/2022. To separate surface and underground runoff in the hydrographs, 5-day moving averages were calculated. r and Pearson correlations were determined for trend analysis. Finally, ERA5-Land reanalysis was used to evaluate average precipitation in the region and land use and cover maps of the analyzed sub-basins. The results showed that the specific flows of the pasture sub-basin were greater than that of the forest, a difference of 58%. The pasture had the highest volume of surface runoff and the forest had the highest volume of runoff, however, during the rainy season the forest had a greater volume of runoff compared to the pasture. It was found that during the study period, the region suffered the influence of a rare La Niña of weak intensity and lasting 3 years. It was observed that in 2020 the sign of land cover prevailed in the behavior of the hydrographs of the two sub-basins. However, in 2021, the La Niña signal became moderate in intensity, modifying the hydrographs. The r (0.96) and Pearson (0.82) values indicated a strong and positive correlation, revealing an increase in flow rates, especially in minimum specific flows. Thus, it was observed that the increase in minimum flows in the pasture sub-basin in 2021 and the greater volume drained by the forest in the rainy season was a consequence of the moderate La Niña event.

Key-Words: Paired watershed, Land cover changes, Climate variability, El Niño Southern Oscillation (ENSO), Hydrometeorological monitoring.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Rodovia Belém-Brasília: “A rodovia da Unidade Nacional”	28
Figura 2 – Trecho em obras da Transamazônica, rodovia planejada para ir do Piauí ao Acre.....	30
Figura 3 – Áreas (grade 20 x 20 km) críticas de maior aumento absoluto do desmatamento no último triênio (2019-2021) em relação ao triênio anterior (2016-2018)	31
Figura 4 – Variação temporal e espacial da cobertura e uso do solo na BHRI para os anos de 1973, 1984, 1994, 2004 e 2013. O polígono de linha preta define terras indígenas e unidades de conservação ambiental (TIUC) que hoje formam o Mosaico de Carajás (MoC).....	35
Figura 5 – Posição média climatológica da circulação da alta troposfera AB e durante os períodos de janeiro de março de 2001 e 2011.....	37
Figura 6 – Carta Sinótica da América do Sul durante um evento de Friagem no dia 17 de julho de 2017.....	39
Figura 7 – Linhas de Instabilidade se estendendo do nordeste do Pará ao oeste do Amapá, Norte do Brasil, dia 23 de junho de 2011 às 20:30 UTC.....	40
Figura 8 – Microlinha de Instabilidade Fluvial (MLF) simulada com o modelo BRAMS. Vento horizontal (m/s) no nível de 24,4 metros e taxa de precipitação (mm/h) na grade 2 (1km)	43
Figura 9 – Interação entre Sistemas Frontais e a atividade convectiva na América do Sul, classificação dos tipos 1, 2 e 3.....	45
Figura 10 – Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no dia 08 de junho de 2016 às 12 UTC, imagem do satélite GOES-13 no canal infravermelho.....	46

Figura 11 – Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) no dia 04 de fevereiro de 2013 às 03:30 UTC, imagem do satélite GOES-13 no canal infravermelho.....	48
Figura 12 – O Pacífico tropical durante o El Niño (a) e La Niña (b).....	50
Figura 13 - Série histórica da ocorrência e intensidade dos fenômenos ENOS, fase quente (El Niño em vermelho) e fase fria (La Niña em azul), de janeiro de 1950 a janeiro de 2024.....	53
Figura 14- A maior cheia da história do rio Negro, Manaus (Brasil).....	54
Figura 15 – Diagrama do algoritmo utilizado na produção do ERA5-Land. O modelo de superfície terrestre é integrado em ciclos de 24 horas usando previsões curtas e forçantes meteorológicas do ERA5.....	57
Figura 16 – Taxa de mudança da temperatura da superfície terrestre ($^{\circ}\text{C}/\text{década}$) em 1981 a 2020 do ERA5-Land SKT, todos os pixels.....	58
Figura 17 – Bacia hidrográfica e seus elementos.....	59
Figura 18 – Exemplo de Pluviograma digitalizado.....	62
Figura 19 – Representação de uma curva-chave.....	63
Figura 20 – Hidrograma de vazões diárias do rio Tietê em um dado ano.....	65
Figura 21 – Curva de permanência de vazões.....	67
Figura 22 – Localização da região do Tocantis-Araguaia, hidrografia da BHRI e suas principais sub-bacias, Alto rio Itacaiúnas, Baixo rio Itacaiúnas, rio Vermelho, rio Parauapebas, rio Tapirapé e rio Sororó. As sub-bacias pareadas para este estudo nas cores verde e vermelho, respectivamente, bacia do Alto rio Itacaiúnas e bacia do rio Vermelho, e as estações fluviométricas utilizadas: Vermelho e Salobo.....	74

Figura 23 – Precipitação média mensal da BHRI ao longo do ano gerada por meio de dados interpolados do Climate Prediction Center (CPC) de 1986 a 2005.....	75
Figura 24 – Classificação dos solos e Modelo Digital de Elevação (DEM) da Bacia Hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI).....	76
Figura 25 – Imagem do Mosaico de Carajás (MoC) evidenciando o contraste entre as áreas florestadas (em verde) e as áreas desmatadas (em cinza). Na figura a numeração corresponde à composição da imagem: 1) Imagem SPOT, de 01 de novembro de 2006; 2) Imagem LANDSAT 5, de 11 de junho de 2011; 3) Imagem LANDSAT 5, de 20 de julho de 2011.....	77
Figura 26 – Modelo de réguas limnimétricas instaladas nas seções, o leitor do <i>data logger</i> das estações que mostra o nível do rio e outras variáveis, e a sonda de nível HOBO.....	81
Figura 27 – Instrumentos utilizados para medição de vazão na BHRI e seção transversal obtida com o equipamento acústico ADCP.....	82
Figura 28 – Seção fluviométrica da estação Salobo, chamada de floresta, na sub-bacia do Alto rio Itacaiúnas (esquerda) e seção fluviométrica da estação Vermelho-EFC, chamada de pastagem, na sub-bacia do rio Vermelho (direita).....	84
Figura 29 – Fluxograma da pesquisa.....	89
Figura 30 – Hierarquia fluvial do sistema de drenagem da BHRI, com destaque para as sub-bacias do Alto rio Itacaiúnas, chamada de floresta, e do rio Vermelho, pastagem.....	91
Figura 31 – Declividade em percentual do relevo da BHRI, com destaque para as sub-bacias do Alto rio Itacaiúnas, a floresta, e do rio Vermelho, a pastagem.....	92
Figura 32 - Hipsometria da BHRI, com destaque para as sub-bacias pareadas do Alto rio Itacaiúnas, floresta, e do rio Vermelho, pastagem.....	95

Figura 33 - Curvas-chave e extrapolações para dados das estações fluviométricas das sub-bacias de floresta e pastagem.....	97
Figura 34 - Hidrogramas de vazões (m^3/s) na floresta (a) e pastagem (b), e a separação dos escoamentos superficial (ES) e subterrâneo (ESB) por médias móveis de 5 dias, a linha preta representa a divisão entre os escoamentos, acima desta é o ES e abaixo o ESB.....	98
Figura 35 – Curvas de permanência das sub-bacias de floresta (a) e pastagem (b).....	101
Figura 36 - Hidrograma de vazões específicas e precipitação média diária (ERA 5-Land) para as sub-bacias pastagem e floresta para o período de 27/01/2020 a 27/01/2022.....	103
Figura 37 - Precipitação média mensal, Uso e Cobertura da Terra na BHRI e nas sub-bacias floresta e pastagem nos anos de 2020 e 2021; e localização das estações fluviométricas Vermelho e Salobo.....	105
Figura 38 - Precipitação média mensal na BHRI e nas sub-bacias de floresta e pastagem nos anos de El Niño (2014-2016) e La Niña (2020-2022)	108
Figura 39 - Diagrama de espalhamento das vazões específicas de todo o período deste estudo nas sub-bacias pastagem e floresta, e os valores das correlações r e Pearson.....	108

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Estações Fluviométricas utilizadas nesse estudo.....	83
Tabela 2 - Características físicas das sub-bacias floresta e pastagem.....	90
Tabela 3 - Distribuição das classes de declividade das sub-bacias floresta e pastagem.....	93
Tabela 4 - Resultados da calibração, validação e extração das curvas-chave....	96
Tabela 5 - Valores dos volumes totais, dos escoamentos superficial (ES) e subterrâneo (ESB), dos volumes escoados nos períodos chuvoso e seco, e a razão entre ES e ESB na floresta e pastagem.....	99
Tabela 6 – Vazões de referência para as sub-bacias de floresta e pastagem.....	102
Tabela 7 – Valores das vazões específicas médias nos períodos de cheia e estiagem e médias totais dos anos de 2020 e 2021 nas sub-bacias.....	103

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

A	Área de drenagem
AB	Alta da Bolívia
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
ANA	Agência Nacional de Águas
APA	Área de Proteção Ambiental
BF	Brisa Fluvial
BHRI	Bacia Hidrográfica do rio Itacaiúnas
BIAS	Erro relativo percentual a longo prazo
BR	Rodovia Federal
BRAMS	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System
CAR	Cadastro Ambiental Rural
COLA	Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CONAMA	Conselho Nacional do Meio Ambiente
CONAREDD+	Comissão Nacional de REDD+
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
DD	Densidade de Drenagem
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
EHMÁX	Erro na Cota Máxima
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENOS	El Niño Oscilação Sul
ERA	Reanálise
ES	Escoamento Superficial
ESB	Escoamento Subterrâneo

FCP	Função Densidade Cumulativa de Probabilidade
FLONA	Floresta Nacional
FLOWTRACKER	FlowTracker Acoustic Doppler Velociter
GSFC	Goddard Space Flight Center
IBAMA	Instituto Brasileiro de Meio Ambiente
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICMBIO	Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
IEQ	Declividade Equivalente
IMAZON	Instituto do Homem e Meio Ambiente da Amazônia
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ITV DS	Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável
JMA	Japan Meteorological Agency
KC	Índice de Compacidade
KF	Índice de Conformação
L	Comprimento Axial
LIs	Linhas de Instabilidade
LICs	Linhas de Instabilidade Costeira
LIP1	Linhas de Instabilidade com propagação do tipo 1
LIP2	Linhas de Instabilidade com propagação do tipo 2
LP DAAC	Land Processes Distributed Active Archive Center
MDE	Modelo Digital de Elevação
MGB	Modelo Hidrológico de Grandes Bacias
MLF	Microlinha de Instabilidade Fluvial

MMA	Ministério do Meio Ambiente
MoC	Mosaico de Carajás
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NASADEM	NASA Global Digital Elevation Model
NASA JPL	NASA Jet Propulsion Laboratory (JPL)
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NE	Nordeste
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSE	Coeficiente de Nash-Sutcliffe de vazões diárias
NW	Noroeste
ONI	Oceanic Niño Index
P	Perímetro
PND	Planos Nacionais de Desenvolvimento
PPCDAM	Plano de Ação para Prevenção e Controle do Desmatamento na Amazônia Legal
REBIO	Reserva Biológica
ROL	Radiação de Ondas Longas
RD	Rede de Drenagem
SE	Sudeste
SF	Sistemas Frontais
SFB	Serviço Florestal Brasileiro
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
STCP	Empresa de Engenharia de Projetos Ltda.

TC	Tempo de Concentração
TI	Terra Indígena
TIUC	Terras Indígenas e Unidades de Conservação
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
US	Estados Unidos da América
USGS	United States Geological Survey
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	21
1.1 INOVAÇÃO E RELEVÂNCIA.....	23
1.2 IMPACTO NA SOCIEDADE.....	24
1.3 MOTIVAÇÃO.....	24
1.4 HIPÓTESE.....	25
1.5 OBJETIVOS.....	25
1.5.1 Objetivo Geral.....	25
1.5.2 Objetivos Específicos.....	25
1.6 ORGANIZAÇÃO DO TEXTO.....	26
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	27
2.1 A OCUPAÇÃO E AS MUDANÇAS NO USO DA TERRA NA REGIÃO AMAZÔNICA.....	27
2.2 O DESMATAMENTO NA AMAZÔNIA.....	29
2.3 AS TRANSFORMAÇÕES NO USO E COBERTURA DA TERRA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITACAIÚNAS (BHRI).....	33
2.4 SISTEMAS E FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS QUE ATUAM NA REGIÃO AMAZÔNICA.....	36
2.4.1 Circulação Geral e Alta da Bolívia (AB).....	36
2.4.2 Friagens.....	38
2.4.3 Linhas de Instabilidade.....	39
2.4.4 Brisa Fluvial.....	41
2.4.5 Sistemas Frontais (SF) e sua interação com a convecção na Amazônia.....	44
2.4.6 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).....	45
2.4.7 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).....	48
2.4.8 El Niño Oscilação Sul (ENOS).....	49
2.5 REANÁLISES ATMOSFÉRICAS.....	54
2.5.1 Reanálises do ERA5-Land.....	56

2.6 BACIAS HIDROGRÁFICAS E MORFOMETRIA.....	58
2.7 CURVAS HIDROLÓGICAS.....	61
2.7.1 Pluviograma.....	61
2.7.2 Curva-Chave.....	62
2.7.3 Hidrograma.....	64
2.7.4 Curva de Permanência de Vazões.....	66
2.8 BACIAS PAREADAS.....	69
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	73
3.1 ÁREA DE ESTUDO E SUB-BACIAS PAREADAS.....	73
3.2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	74
3.3 MORFOMETRIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	77
3.4 DADOS HIDROMETEOROLÓGICOS.....	81
3.5 CURVAS-CHAVES, HIDROGRAMAS E CURVAS DE PERMANÊNCIA DAS SUB-BACIAS ANALISADAS.....	85
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	90
4.1 MORFOMETRIA DAS SUB-BACIAS PAREADAS.....	90
4.2 CURVAS-CHAVES, HIDROGRAMAS E CURVAS DE PERMANÊNCIA.....	96
4.3 INFLUÊNCIA DOS SINAIS CLIMÁTICOS E DE USO E OCUPAÇÃO DA TERRA NAS VAZÕES.....	102
5 CONCLUSÃO.....	110
REFERÊNCIAS.....	114

1 INTRODUÇÃO

A floresta Amazônica tem uma importante relação com a atmosfera e a estabilidade do ciclo hidrológico, uma vez que controla importantes processos físico-químicos que vão influenciar na formação de nuvens, na quantidade de núcleos de condensação e de vapor d'água disponível na atmosfera (Makarieva e Gorshkov, 2007).

Desde a década de 1970, têm ocorrido o aumento do desmatamento e das queimadas de forma exponencial na Amazônia, devido a fatores como a especulação do valor da terra, crescimento das áreas urbanas, expansão da pecuária, exploração madeireira e o avanço da agricultura direcionadas especialmente ao cultivo de soja e algodão (Ferreira *et al.*, 2005). Segundo Alencar *et al.* (2022), o desmatamento na Amazônia alcançou um novo e alarmante patamar nos últimos três anos. A perda de floresta entre o período de 2019 e 2021 ultrapassou os 10 mil km² ao ano, número 56,6% maior que a média anual do período anterior (2016 – 2018).

A bacia hidrográfica é considerada uma unidade funcional e a cobertura da terra é um de seus elementos de maior importância. Assim, os fatores demográficos, políticos e econômicos exercem influência direta no equilíbrio desse sistema, seja pelo desflorestamento ou pela criação de novas áreas destinadas a conservação (Trancoso, 2006). As relações existentes entre as modificações temporais no uso da terra e as alterações na hidrologia de bacias hidrográficas têm sido tema de muitos estudos desenvolvidos atualmente (Salemi *et al.*, 2012; Da Silva Cruz *et al.*, 2021). Embora exista conhecimento científico acerca do tema, as decorrências da relação cobertura vegetal – hidrologia variam, conforme a bacia de estudo.

Dentre os efeitos do desmatamento no regime hidrológico já foram reportados: menor evapotranspiração e conteúdo de água nos solos (Wiekenkamp *et al.*, 2016), deslizamentos de terra e enxurradas (Negi, 2014), aumento da temperatura e verões mais secos e quentes (Salazar *et al.*, 2016), erosão e geração de sedimentos (Da Silva e Silva *et al.*, 2020), aumento da vazão (Panday *et al.*, 2015; Da Silva Cruz *et al.*, 2021) e redução na precipitação

(Spracklen *et al.*, 2012; Da Silva Cruz *et al.*, 2021). São apontados, ainda, o aumento na emissão de CO₂ (Fearnside, 2006) e mudanças no regime ecossistêmico (Staal *et al.*, 2015).

Em estudos hidrológicos, a vazão é tida como a variável mais importante devido à sua natureza integradora, pois se trata de uma medida pontual capaz de refletir os processos ocorridos na área drenada da bacia hidrográfica como um todo (Salati e Vose, 1984; Richey *et al.*, 1989). Contudo, em alguns estudos os sinais de alteração na vazão por mudanças na ocupação e uso da terra confundem-se com os sinais de mudanças no clima local (Trancoso *et al.*, 2006). Na Amazônia, em particular, a precipitação sofre variabilidade interdecadal com ciclos de aproximadamente 30 anos (Marengo, 2004).

Para diminuir a interferência da variabilidade climática, alguns pesquisadores fizeram uso da metodologia de bacias pareadas. Nesses estudos são pré-selecionadas duas bacias com características similares sujeitas às mesmas condições climáticas e sob diferentes usos da terra: a experimental é aquela submetida a alterações no uso e ocupação da terra e a outra, denominada controle, é mantida preservada ou com uso da terra constante (Tucci e Clarke, 1997; Garofolo e Rodriguez, 2022).

Projetos de bacias pareadas são caros para se instalar e manter, carecem de um conjunto de protocolos para prescrever técnicas (Bren e Lane, 2014) e, além disso, concentram-se em países desenvolvidos (Andreássian, 2004; Bruijnzeel, 2004). Ocorrem principalmente em microbacias hidrográficas, pois a questão da influência da cobertura da terra no ciclo hidrológico é bem menos complexa (Andreássian, 2004; Brown *et al.*, 2005; Bren e McGuire, 2012; Kazemzadeh *et al.*, 2021; Mohamadi e Bagheri, 2022).

Nesse contexto, Andréassian (2004) realizou uma síntese dos resultados publicados em diferentes periódicos de 1984 a 2004. Foram 137 experimentos de bacias pareadas; 115 de desmatamento e 22 de reflorestamento, e a maioria relatava estudos em bacias hidrográficas menores que 2,0 km². Esse autor concluiu que, em geral, o desmatamento aumentava as vazões anuais, enquanto o reflorestamento as diminuía. Porém, alguns resultados são extremamente dispersos, como já havia sido observado por Hibbert (1967). O autor reitera a

ideia de que a resposta hidrológica às mudanças florestais é altamente variável e, na maior parte, imprevisível.

Assim, neste estudo aplicou-se a metodologia de bacias pareadas em duas sub-bacias da Bacia Hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), Amazônia brasileira. Uma sub-bacia está sob baixo impacto antrópico e a outra sob alto impacto antrópico. O estudo visa investigar se houve alterações nas vazões dos rios e se estas ocorrem pelas mudanças no uso e ocupação da terra ou pela influência de fenômenos atmosféricos, como o El Niño Oscilação Sul (ENOS). Ou seja, o principal objetivo do trabalho é investigar se modificações nas vazões das duas sub-bacias analisadas são resultantes dos sinais de variabilidade climática e/ou dos sinais de mudanças no uso e ocupação da terra.

1.1 INOVAÇÃO E RELEVÂNCIA

Já é de conhecimento dos cientistas os efeitos da substituição da vegetação (de floresta para pasto e cultura de grãos) nos processos hidrológicos regionais: as mudanças no uso e cobertura da terra afetam diretamente a quantidade e a qualidade da água em bacias hidrográficas. Além disso, há algum tempo os especialistas estudam os impactos da variabilidade climática no ciclo hidrológico, estimulando e pensando em projetos e medidas para mitigação e adaptação aos problemas causados por eventos adversos atuais e futuros.

Contudo, em um cenário onde há cada vez mais o aumento da verticalização nas cidades, das mudanças no uso e cobertura da terra em bacias hidrográficas e o desmatamento de florestas, observa-se que em alguns estudos os sinais de alteração nas vazões de um rio confundem-se. Afinal, o aumento ou a diminuição na vazão está sendo causado por alterações na cobertura da terra ou por variações no clima? Ou seria por ambos? Como identificar?

Com o objetivo de avaliar isso, este estudo utilizou a metodologia de bacias pareadas em duas sub-bacias hidrográficas na Amazônia, uma sub-bacia está sob baixo impacto antrópico e a outra sob alto impacto antrópico, para investigar se as alterações nas vazões destas sub-bacias analisadas são resultantes dos sinais de variabilidade climática e/ou dos sinais de mudanças no uso e cobertura da terra. Esta é a inovação e a relevância desse estudo,

investigar e conseguir identificar a influência desses sinais nas vazões de rios no sudeste do Estado do Pará, Amazônia Oriental, em uma área que está localizada dentro do arco do desmatamento e é palco de grandes empreendimentos econômicos da região.

1.2 IMPACTO NA SOCIEDADE

A Amazônia, maior floresta tropical do mundo, vem sofrendo as consequências do aumento do desmatamento e da variabilidade climática na região. Atualmente, tem crescido muito a preocupação com as alterações no clima a âmbito global, as chamadas mudanças climáticas. Entretanto, grande parte dos eventos extremos que causam impactos no regime hidrológico de bacias hidrográficas são provenientes de sistemas atmosféricos comuns em determinadas regiões e épocas do ano, que causam alterações no clima local. Somado a isso, têm-se os impactos do desmatamento e mudanças no uso e ocupação da terra de uma região no clima e regime hidrológico.

Saber identificar os sinais de variabilidade climática e de mudanças da terra nas vazões de rios, ajudará na avaliação da vulnerabilidade dos recursos hídricos, tornando-se essencial na definição de táticas de adaptação e proteção das comunidades locais, especialmente na Amazônia. Dessa forma, esse estudo também visa ajudar com informações para que a metodologia desenvolvida seja aplicada a projetos na região e sirva de suporte aos tomadores de decisão ao realizarem os planejamentos necessários para ajuste à essas alterações.

1.3 MOTIVAÇÃO

A primeira motivação para esse estudo foi a necessidade de utilizar os dados observados e medidos *in situ* do monitoramento hidrometeorológico que é realizado na Bacia Hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), no sudeste do Pará, desde o ano de 2015, para aplicar a metodologia de bacias pareadas em duas sub-bacias. Essa metodologia nunca foi aplicada antes na região, e além disso, em bacias com área maior que 2 km² é mais comum executar esta metodologia por meio de modelagem hidrológica, o que por si só já é uma base de incertezas para os resultados gerados.

Ao se avaliar os primeiros resultados, notou-se que os hidrogramas apresentavam regimes diferentes do esperado em determinada época do ano para as sub-bacias pareadas, uma chamada de floresta e a outra pastagem. Assim, viu-se a necessidade de investigar a fundo o que poderia ter ocorrido, dessa forma, a segunda motivação surgiu e adicionou-se, portanto, a variabilidade climática ao estudo.

Conseguir detectar esses sinais em dados medidos *in situ* é bastante animador, no sentido de poder utilizar essas informações para perceber padrões e comunicar as autoridades com antecedência a respeito de como se comportará o corpo hídrico frente à um determinado evento ou sistema atmosférico. Sendo essa, portanto, a maior motivação desse trabalho.

1.4 HIPÓTESE

É possível identificar se a causa de alterações nas vazões dos rios são sinais das mudanças no uso e ocupação da terra de uma bacia hidrográfica e/ou de variabilidade climática?

1.5 OBJETIVOS

1.5.1 Objetivo Geral

Investigar se houve alterações nas vazões de duas sub-bacias hidrográficas pareadas na Amazônia e se estas ocorreram pelas mudanças no uso e cobertura da terra da região e/ou pela influência de fenômenos atmosféricos, como o El Niño Oscilação Sul (ENOS).

1.5.2 Objetivos Específicos

- Realizar a morfometria das duas sub-bacias hidrográficas pareadas;
- Elaborar curvas-chaves para o cálculo de vazões das sub-bacias;
- Determinar os volumes totais escoados em cada sub-bacia por meio de determinação e análise dos seus hidrogramas;
- Analisar os sinais de alterações nas vazões das sub-bacias.

1.6 ORGANIZAÇÃO DO TEXTO

No Capítulo 1 apresentou-se uma breve introdução a respeito da pesquisa, seguida da sua inovação, relevância, impactos na sociedade e as motivações geradas para este trabalho. Após isso, apresentou-se a hipótese e os objetivos geral e específicos da pesquisa.

A seguir, no capítulo 2 foi apresentado um referencial teórico contendo os temas mais relevantes para o entendimento deste trabalho. Primeiramente, foi relatado um breve histórico de como ocorreram as mudanças no uso e ocupação da terra que a Amazônia sofreu desde o período colonial aos dias atuais, como aconteceu o desmatamento na região amazônica e especificamente na Bacia Hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), sudeste do Estado do Pará. Também foi apresentado um resumo dos principais sistemas e fenômenos atmosféricos que atuam na Amazônia. Posteriormente, apresentou-se a explicação sobre o que são as reanálises atmosféricas, seus principais usos, tipos de reanálises e as reanálises do ERA5-Land. E finalmente, os tópicos a respeito de bacias hidrográficas e morfometria, curvas hidrológicas e bacias hidrográficas pareadas foram apresentados.

No capítulo 3 são expostos os materiais e a metodologia utilizados nesse estudo. Em seguida, no capítulo 4 são apresentados os resultados e suas discussões. E por fim, no capítulo 5, tem-se as principais conclusões a cerca deste estudo e sugestões para trabalhos futuros.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 A OCUPAÇÃO E AS MUDANÇAS NO USO DA TERRA NA REGIÃO AMAZÔNICA

No período colonial, a economia da Amazônia era dominada pelas “drogas do sertão” (como guaraná, anil, salsa, dentre outras). Além disso, havia também a extração de madeira da região que eram comercializadas por meio de feitorias e destinadas principalmente a Portugal. A ocupação da floresta amazônica se deu, inicialmente, por meio da distribuição de capitâncias hereditárias oferecidas aos nobres e a pessoas de confiança do rei de Portugal, tendo como finalidade colonizar, defender o território e controlar os indígenas (IMAZON, 2009).

No século XIX, intensificaram-se a ocupação e a exploração da floresta a partir da inserção de novas atividades extrativistas, como a borracha e a castanha, promovida por indígenas e ribeirinhos, e por aqueles que migraram para a região em busca de melhores empregos e condições de vida, a exemplo dos migrantes nordestinos (Mello e Feitosa, 2020).

Na segunda metade do século XX este panorama mudou, e a exploração da região amazônica passou a ser incentivada por grandes planos estatais que buscavam fortalecer a segurança nacional por meio de suas fronteiras terrestres e visavam a integração da região ao restante do país (Nunes, 2018). O avanço da fronteira agrícola sobre a Amazônia iniciou-se, portanto, a partir do processo de interiorização do território brasileiro, cuja origem se detém em projetos geopolíticos elaborados na Era Vargas (1930-1945). Durante esses anos, seguindo o projeto ideológico e nacionalista do Estado, foram promovidos incentivos governamentais à exploração e ocupação da região amazônica. Tal processo deu-se, principalmente, a partir da abertura de rodovias, que começaram a ser construídas com o objetivo de facilitar a comunicação inter-regional, fomentando uma “marcha para o Oeste” (Das Neves *et al.*, 2021).

No Governo do Presidente Juscelino Kubitschek (1956-1961), houve um grande avanço nesse processo de interiorização graças ao Plano de Metas, onde se previu grandes investimentos na área de transportes e construção de

rodovias. O Governo Federal tinha o plano de construir 13 mil km de rodovias por todo o Brasil ao longo de 5 anos, uma meta que foi superada e cerca de 17 mil km de rodovias foram construídas (Abreu, 1990; Pompeu, 2017). Uma grande obra desse período e que foi fundamental para a integração terrestre da região amazônica ao restante do território brasileiro foi a Rodovia Belém-Brasília (Figura 1). Essa obra envolveu 11 construtoras diferentes e mais de 1.200 homens. Além dos trabalhos de derrubada de matas, terraplanagem e pavimentação, houve a construção de 43 pontes, inclusive uma com mais de 500 metros de extensão sobre o rio Tocantins (De Sousa, 2019).



Figura 1 – Rodovia Belém-Brasília: “A rodovia da Unidade Nacional”.
Fonte: De Sousa (2019). Disponível em: <https://ferdinandodesousa.com/2019/10/07/belem-brasilia-a-rodovia-da-unidade-nacional/>.

A ditadura militar (1964-1982) também prosseguiu e intensificou o projeto de integração econômica da região, elaborando durante este período os Planos Nacionais de Desenvolvimento (PND). Esses planos buscavam a integração de áreas economicamente menos desenvolvidas e demograficamente menos povoadas, popularmente conhecidas como ‘sertões’ (regiões Norte e Nordeste) (Silva e Monteiro, 2020).

Dessa forma, o processo de abertura da malha rodoviária na Amazônia trouxe consigo um contingente populacional que se desenvolveu em núcleos urbanos localizados no entorno das rodovias. As terras que se concentravam ao longo das rodovias passaram por um processo de especulação que fomentou a concentração fundiária e o surgimento de novos atores em torno desta questão: empresas mineradoras, grileiros e latifundiários (Silva e Monteiro, 2020).

Como consequência desses movimentos, a dinâmica do uso e cobertura da terra começou a ser alterada, gerando impactos socioambientais em diferentes localidades. A terra que antes era utilizada para atividades de extrativismo vegetal, animal e agricultura de subsistência a partir de técnicas mais tradicionais, passou a ser usada no escopo do agronegócio, englobando atividades industriais e mineradoras (Silva e Monteiro, 2020). Assim, a terra passou a ser vista como fonte de lucro por grandes empresas que migraram para a região e passaram a atuar sem qualquer compromisso em termos de responsabilidade socioambiental, provocando, entre outros impactos, o desmatamento e as queimadas, visando tão somente o aumento da produção (Portella *et al.*, 2022).

2.2 O DESMATAMENTO NA AMAZÔNIA

A floresta amazônica brasileira permaneceu quase que intacta até o início da era “moderna” do desmatamento, com a inauguração da rodovia Transamazônica, em 1970 (Figura 2). Os índices de desmatamento na Amazônia vêm aumentando desde 1991, com um processo de desmatamento variável, porém, rápido. Embora a floresta amazônica seja desmatada por diversos motivos, a criação de gado ainda é a causa predominante. As fazendas de médio e grande porte são responsáveis por cerca de 70% das atividades de desmatamento (Fearnside, 2022).

O desmatamento na Amazônia varia de acordo com as mudanças relacionadas às forças econômicas e as decisões do governo. Por exemplo, no ano de 1995 ocorreu um pico de desmatamento, resultado do Plano Real, o início foi em 1994 e a queda em 2005, resultado das taxas de câmbios desfavoráveis para exportações, combinado com a “operação Curupira” para reprimir a

exploração de madeira ilegal no Mato Grosso, junto com a criação de reservas e áreas interditadas no Pará, após o assassinato da irmã Dorothy (Fearnside, 2022).



Figura 2 – Trecho em obras da Transamazônica, rodovia planejada para ir do Piauí ao Acre.

Fonte: Memorial da Democracia (2015). Disponível em: <https://memoraldademocracia.com.br/card/governo-inicia-a-transamazonica>.

Segundo o estudo de Alencar *et al.* (2022), atualmente o desmatamento de florestas na Amazônia alcançou um novo e alarmante patamar: entre os anos de 2019 e 2021 ultrapassou os 10 mil km² ao ano, número 56,6% maior que a média anual do período anterior (2016 a 2018). De acordo com os dados brutos fornecidos pelo Inpe, foram convertidos 32.740 km² de florestas na região, contra 20.911 km² no triênio 2016-2018. O Pará concentrou 43% do desmatamento no bioma, seguido por Amazonas (18%), Mato Grosso (16%) e Rondônia (13%). Estados como Acre (7%), Roraima (2%), Maranhão (1%), Amapá (0,03%) e Tocantins (0,03%) representaram juntos 11% do desmatamento.

Ainda de acordo com Alencar *et al.* (2022), as áreas de maior aumento absoluto do desmatamento da Amazônia no último triênio (2019-2021) em relação ao triênio anterior (2016-2018) têm se concentrado no Pará, ao longo da

BR-163 (Figura 3), da Transamazônica e da Terra do Meio, nos municípios de Altamira, São Félix do Xingu e Novo Progresso, mas também na região de Portel e Pacajá.

No Amazonas, atingem a região de entroncamento entre as rodovias BR-319 (Figura 3) e Transamazônica no sul do Estado, nas proximidades de Humaitá, sofrendo aumentos importantes em Apuí, Lábrea e Boca do Acre. No Mato Grosso, estão principalmente no noroeste do Estado, na região de Colniza e Aripuanã e em Rondônia, as áreas críticas de desmatamento estão próximas à cidade de Porto Velho, no norte do Estado, também na região de São Francisco do Guaporé e Costa Marques (Figura 3) (Alencar *et al.*, 2022). A ampliação nas taxas de desmatamento nesse período na Amazônia, foi um reflexo do resultado das eleições no Brasil no segundo semestre de 2018, que funcionaram como estímulo para o avanço na derrubada de florestas, corroborando a relação positiva entre eleições e desmatamento (Rodrigues-Filho *et al.*, 2015).

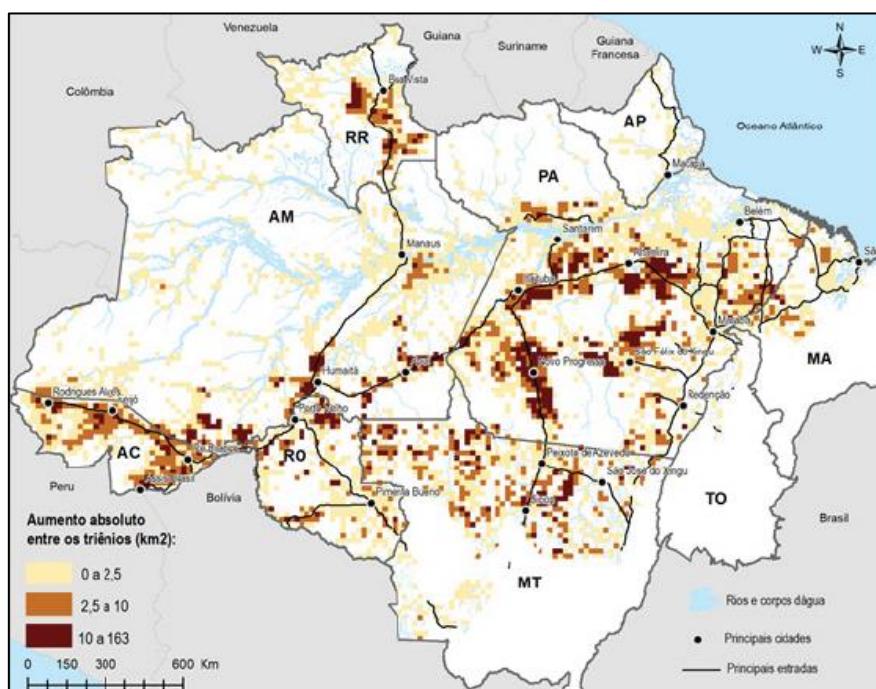


Figura 3 – Áreas (grade 20 x 20 km) críticas de maior aumento absoluto do desmatamento no último triênio (2019-2021) em relação ao triênio anterior (2016-2018).

Fonte: Alencar *et al.* (2022).

As principais medidas que favoreceram esse aumento foram: o enfraquecimento da governança ambiental, decorrente dos cortes orçamentários nas instituições responsáveis pela fiscalização; as substituições de diretores e de chefes de operação dos órgãos ambientais e fiscalizadores como o Instituto Brasileiro de Meio Ambiente (IBAMA); as alterações no processo de autuação e de flexibilização das penalidades aos infratores ambientais; a desmobilização das instâncias de governança e de participação social nas políticas públicas; e a desarticulação institucional nas operações de comando e controle decorrentes do empoderamento do Exército Brasileiro para realizar a fiscalização (Abessa *et al.*, 2019; Rajão *et al.*, 2021; Lopes *et al.*, 2021; Kleinschmit *et al.*, 2021).

Nos primeiros dias do governo Bolsonaro houve uma profunda reforma ministerial, com cortes drásticos no orçamento do Ministério do Meio Ambiente (MMA), inclusive aqueles previstos para a prevenção e controle de incêndios florestais, suspensão de convênios e extinção ou enfraquecimento de secretarias que respondiam por políticas e programas de mudanças climáticas, combate ao desmatamento e queimadas, como o Plano de Ação para Prevenção e Controle do Desmatamento na Amazônia Legal (PPCDAM), povos indígenas e comunidades tradicionais (Tura, 2019).

O Serviço Florestal Brasileiro (SFB), responsável pela gestão das florestas públicas e pelo Cadastro Ambiental Rural (CAR) foi transferido para o Ministério da Agricultura. A redução e desmonte das equipes e estrutura dos escritórios regionais do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio) e do IBAMA, com o desmantelamento da estrutura de fiscalização e controle destes órgãos, causou uma redução de 22% de suas operações de fiscalização e, consequentemente, no ritmo de multas aplicadas, com uma queda de 29,4%. A revisão de contratos e redução de verbas para o INPE (Tura, 2019).

Em abril de 2019, a presidência sancionou o decreto 9759/2019 que extinguiu ou limitou o funcionamento dos espaços de participação social (conselhos, comitês, comissões, grupos e fóruns) no âmbito da administração federal, inclusive os espaços de governança ambiental, entre eles o Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA) e a Comissão Nacional de REDD+

(CONAREDD+). Além de tudo isso, ocorreu a paralisação do Fundo Amazônia e o bloqueio nos repasses de recursos pelos seus principais financiadores, a Noruega e a Alemanha, devido às tensões e atos provocados pelo então ministro do meio ambiente, Ricardo Salles (Tura, 2019).

A desestruturação do aparato de governança ambiental, ocorrido a partir de 2019, influenciou no aumento do desmatamento como um todo, tanto em terras de uso privado (imóveis rurais e lotes em assentamentos rurais), como em terras públicas, especialmente em categorias fundiárias de proteção menos restritiva (como as APAs) e naquelas sem qualquer destinação. Mais da metade do desmatamento está ocorrendo em terras públicas (Alencar *et al.*, 2021; Salomão *et al.*, 2021).

Como exemplo, tem-se a Reserva Biológica (REBIO) Nascentes da Serra do Cachimbo, que é uma reserva do tipo Unidade de Conservação de Proteção Integral Federal e está localizada no município de Novo Progresso-PA. Entretanto, desde 2009, a região testemunhou tanto a expansão dos esforços de preservação da floresta em áreas há décadas impactadas pela atividade humana, quanto o crescimento da invasão humana por atividades econômicas não legalizadas em regiões de floresta nativa. Os conflitos ambientais na área persistiram devido à implementação do Projeto BR-163 e a criação e/ou ampliação das Unidades de Conservação (UC) (Zamadei *et al.*, 2019).

Esse desmatamento na Amazônia, em geral especulativo com a finalidade da apropriação ilegal de terras, é a maior causa da perda de florestas na região desde 2019 (Alencar *et al.*, 2020). Os principais alvos dos especuladores de terra têm sido as “Florestas Públicas Não Destinadas” de domínio do governo federal, com fortes indícios de grilagem e de interesse em exploração ilegal madeireira (Azevedo-Ramos *et al.*, 2020; Alencar *et al.*, 2021).

2.3 AS TRANSFORMAÇÕES NO USO E COBERTURA DA TERRA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITACAIÚNAS (BHRI)

A Bacia Hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI) situa-se no sudeste do estado do Pará, Amazônia Oriental, dentro do chamado “Arco do desmatamento da Amazônia”. Estudos de avaliações de mudanças na dinâmica da cobertura e

os usos da terra na BHRI foram elaborados por Souza-Filho *et al.* (2015, 2016, 2018). De acordo com Souza-Filho *et al.* (2015), na BHRI predominam cinco tipos de cobertura e uso da terra: floresta tropical, savana de montanha, pastagens, áreas urbanas e minas a céu aberto.

Em 4 décadas, período de 1973 a 2013, o desmatamento na BHRI alterou significativamente a cobertura e o uso da terra na região. No ano de 1973, apenas 0,79% da área da bacia (32.76 ha) era utilizada para pastagens. Porém, em 1984, 1994, 2004 e 2013, as pastagens ocupavam uma área de cerca de 10%, 28%, 46% e 50%, respectivamente. Atualmente, as pastagens cobrem uma área de aproximadamente 2 milhões de hectares na bacia hidrográfica (Figura 4) (Souza-Filho *et al.*, 2016).

Entre os anos de 1973 e 2013, cerca de 2.070,607 ha de floresta foram desmatados devido à expansão das pastagens na região. A savana de montanha foi a menos afetada por essa dinâmica; no período de estudo houve uma diminuição na área de 17%. Em 1973 não havia atividades de mineração na bacia, entretanto, em 2013 esse tipo de atividade cobria 11.719 ha de área, isso ocorreu principalmente como resultado dos projetos minerários na província de Carajás. Paralelamente, observou-se também o aumento da área urbana de 573 ha em 1973 para 13.822 ha em 2013, com expansão urbana mais acelerada na última década (Souza-Filho *et al.*, 2016).

Souza-Filho *et al.* (2016) observaram que a cobertura da terra permaneceu quase estável nas terras indígenas e unidades de conservação ambiental (TIUC), que atualmente compõem o Mosaico de Carajás (MoC), em comparação com as áreas não protegidas. As TIUCs abrangem quase toda a cobertura vegetal preservada da BHRI. De 1973 a 2016, menos de 3% da floresta foi desmatada, restando mais de 1.126.000 ha conservados (Figura 4). Durante este período, a taxa anual de desmatamento foi de apenas cerca de 793 ha por ano.

O papel da mineração no processo de desmatamento tem sido amplamente considerado (Sonter *et al.*, 2017), entretanto, a mineração industrial é diretamente responsável pela conversão de áreas restritas cobertas por florestas ou savanas montanhosas nas áreas de atividade minerária (Lobo *et al.*,

2018). Por outro lado, o principal impulsionador das mudanças na cobertura e no uso da terra na BHRI foi associado à abertura de uma rede rodoviária rudimentar acompanhada de assentamentos, e à pecuária que facilitou a exploração madeireira no interior da região sudeste da Amazônia (Uhl *et al.*, 1985; Laurance *et al.*, 2009; Barber *et al.*, 2014; Das Neves *et al.*, 2021).

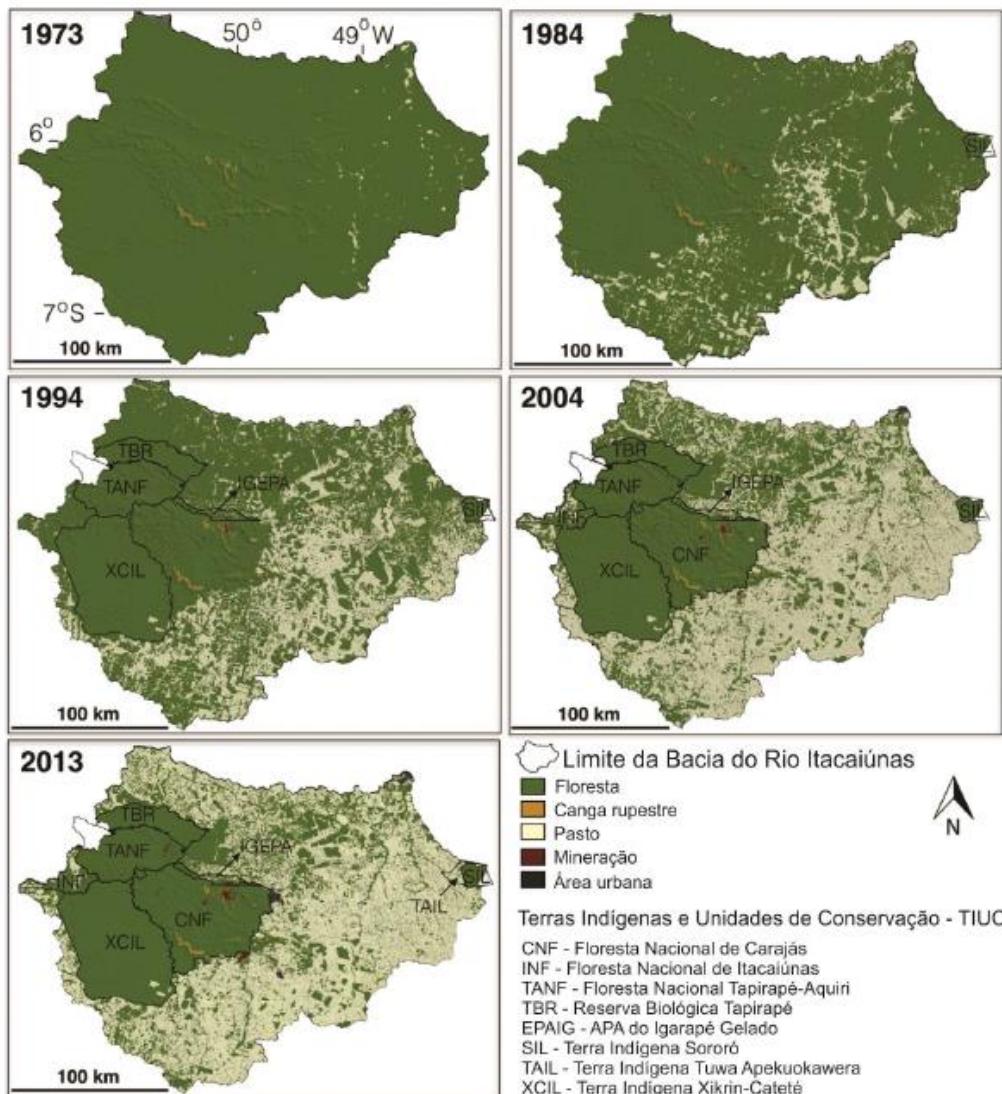


Figura 4 – Variação temporal e espacial da cobertura e uso da terra na BHRI para os anos de 1973, 1984, 1994, 2004 e 2013. O polígono de linha preta define terras indígenas e unidades de conservação ambiental (TIUC) que hoje formam o Mosaico de Carajás (MoC).

Fonte: Souza-Filho *et al.* (2016) modificado por Salomão (2020).

Embora a pecuária seja a forma dominante de uso da terra na região amazônica, a agricultura comercial em grande escala, como as áreas de cultivo

de soja, mudou fundamentalmente a paisagem no sudeste da Amazônia (Morton *et al.*, 2006; Martinelli, *et al.*, 2010). Contudo, na BHRI, a agricultura comercial em grande escala ainda é incipiente (Souza-Filho *et al.*, 2018).

Nesse contexto, fica claro a importância do estabelecimento e manutenção de TIUCs na Amazônia brasileira para estimular um paradigma de conservação (Souza-Filho *et al.*, 2016). Formando grandes blocos de florestas, o MoC na BHRI, vem atuando como uma espécie de “barreira verde” ao desmatamento (Nepstad *et al.*, 1994; Soares-Filho *et al.*, 2010).

2.4 SISTEMAS E FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS QUE ATUAM NA REGIÃO AMAZÔNICA

2.4.1 Circulação Geral e Alta da Bolívia (AB)

A circulação geral da alta troposfera sobre a América do Sul possui uma característica muito particular de apresentar o desenvolvimento de um anticiclone em altos níveis (200 hPa) durante os meses de verão no Hemisfério Sul, associado com a forte convecção da região amazônica. Este anticiclone foi denominado de Alta da Bolívia (AB), pois se situa sobre a região do Altiplano boliviano. Durante o inverno, ocorre o enfraquecimento da AB, com o seu completo desaparecimento (Fisch *et al.*, 1998; Gan *et al.*, 2009).

A localização geográfica da AB possui variação intrasazonal e interanual associada à convecção na Amazônia (Fisch *et al.*, 1998). Durante o mês de junho a AB desloca-se da sua posição mais setentrional no noroeste da Amazônia para a sua posição média mais meridional, no centro do Paraguai, no mês de janeiro. No mês de setembro, a AB encontra-se no sudeste da região amazônica, de onde se desloca em direção à Rondônia em meados de outubro e para o norte da Bolívia em torno do mês de novembro. Em dezembro, na estação chuvosa, ela posiciona-se no centro da Bolívia. No mês de fevereiro, ela começa a retornar para as posições mais setentrionais pelo sul e sudeste da Bolívia, para em abril retornar à Rondônia e daí para o norte do Peru e noroeste da Amazônia (Figura 5) (CLIMANÁLISE, 2000). Entretanto, é bem comum que a AB se afaste de sua posição média causando precipitações intensas em diferentes lugares (Mendonça *et al.*, 2014).

Santos (1986) observou que durante anos menos chuvosos na região amazônica, os centros da AB eram menos intensos. Carvalho (1989) também observou que em alguns anos de El Niño, onde a atividade convectiva e precipitação na Amazônia diminui, ocorreu a diminuição na intensidade da AB. A investigação desse fenômeno pode ser feita por meio de dados pluviométricos (Marengo, 1992) ou pela radiação de ondas longas (ROL) emitida pelo topo das nuvens e aglomerados convectivos (Marengo e Hastenrath, 1993) e medidos por satélites meteorológicos de órbita polar (Fisch *et al.*, 1998).

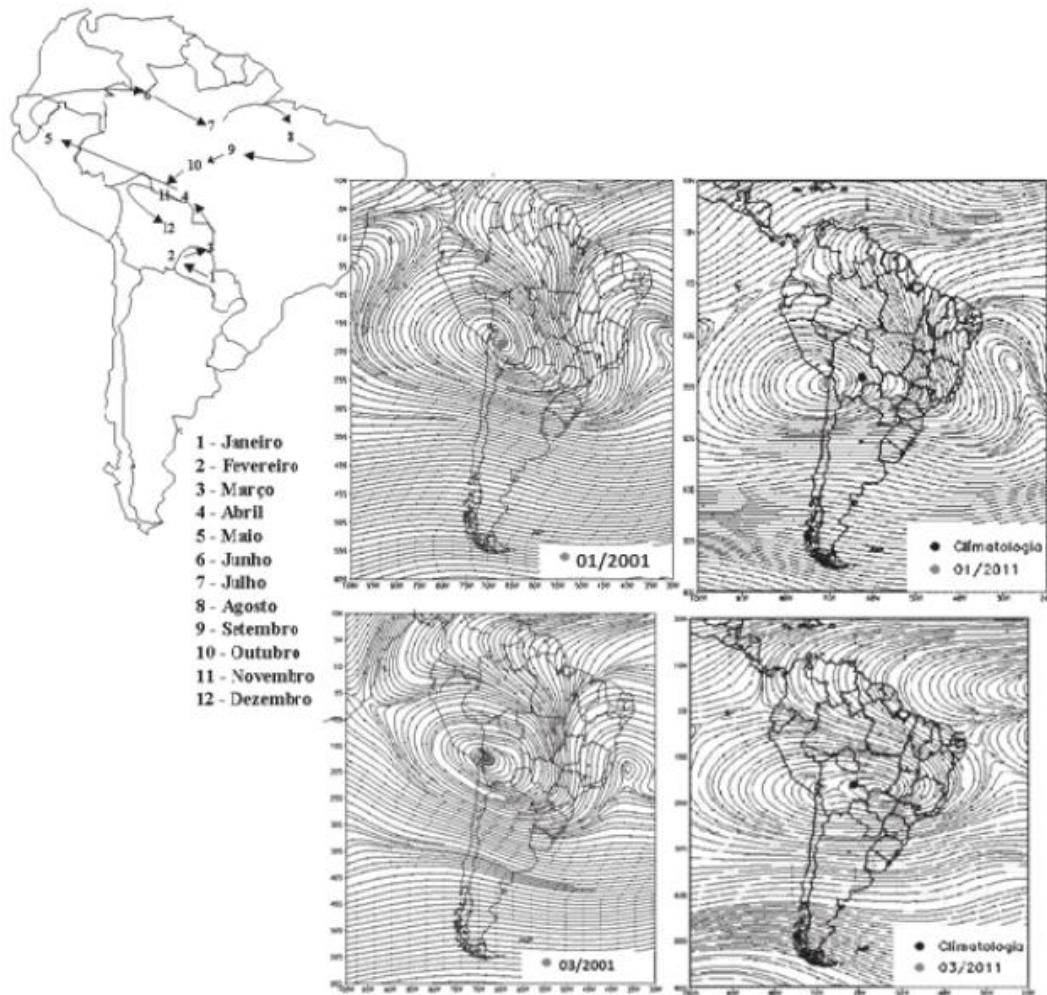


Figura 5 – Posição média climatológica da circulação da alta troposfera AB e durante os períodos de janeiro de março de 2001 e 2011.

Fonte: Mendonça *et al.* (2014).

2.4.2 Friagens

Embora a região amazônica situe-se próxima ao Equador, a parte meridional sofre, eventualmente, com a ação de sistemas frontais, provocando o fenômeno localmente denominado de Friagem (Fisch *et al.*, 1998; Antonucci *et al.*, 2023). Durante todo o ano as massas polares vêm do Atlântico Sul para a América do Sul e têm como principal característica a rápida elevação da pressão e diminuição da temperatura do ar no inverno, resultando em chuvas convectivas no verão (Garreud e Wallace, 1998; Longo *et al.*, 2004; Amorim-Neto *et al.*, 2015).

Na Amazônia, um dos primeiros estudos sobre a caracterização da friagem em relação ao tempo de resposta, frequência de ocorrência e duração do evento foi realizado por Marengo *et al.* (1997). Pouco tempo depois, Silva Dias *et al.* (2004) e Tóta *et al.* (2008) identificaram que esse evento de macroescala tem a capacidade de afetar a brisa do rio Tapajós e, consequentemente, influenciar os ciclos biogeoquímicos na floresta. Mais recentemente, Viana *et al.* (2018) caracterizaram os eventos de friagem na Amazônia que ocorreram entre 1961 e 1990, segundo eles, no Sul da Amazônia é mais comum ocorrer as maiores quedas de temperatura do ar. Na cidade de Rio Branco, capital do Acre, por exemplo, as temperaturas mínimas chegaram a 16,5 °C, enquanto que em Manaus, na região Central, as mínimas chegaram a 22,7 °C. Camarinha-Neto *et al.* (2021) avaliaram a influência de um evento de friagem na Amazônia e descobriram que o mesmo resultou em um aumento na taxa de mistura de dióxido de carbono (CO₂) e uma queda na taxa de mistura de ozônio (O₃) acima do dossel da floresta.

Antonucci *et al.* (2023), realizaram a caracterização das friagens em diferentes áreas de uso e cobertura da terra (floresta, pastagem e cidade) na região central do Estado de Rondônia. Eles identificaram em 2017 a entrada de um evento de friagem que causou a redução média de 31% na temperatura mínima nas 3 coberturas da terra (Figura 6). Como característica da massa polar, a umidade específica nas localidades também reduziu, porém, somente na floresta ocorreu chuva com características frontais. Além disso, eles notaram uma duplicação no valor da velocidade do vento e predominância do vento Sul.

Após a passagem da friagem, o reestabelecimento da temperatura média ocorreu em 3 dias. Ainda de acordo com os autores, de maneira geral, as condições micrometeorológicas locais são alteradas pela entrada da massa de ar fria e seca, e os impactos são mais intensos nas áreas antropizadas.

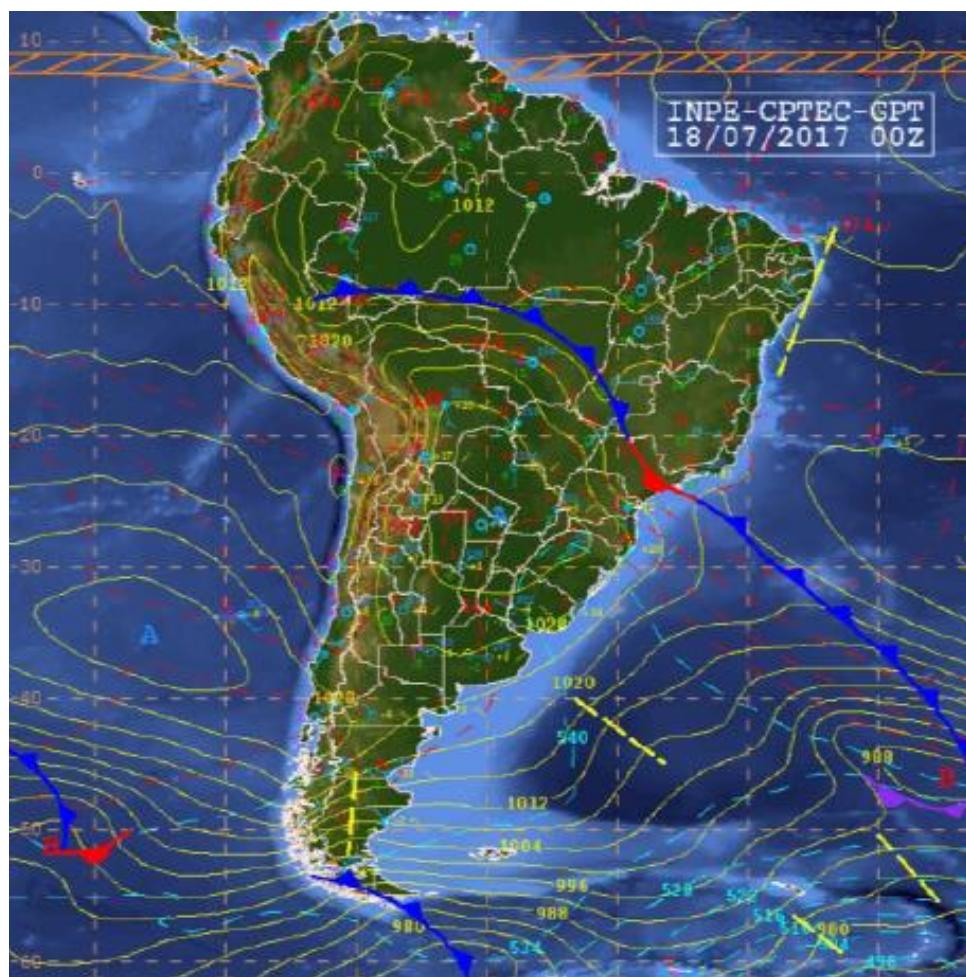


Figura 6 – Carta Sinótica da América do Sul durante um evento de Friagem no dia 17 de julho de 2017.

Fonte: Antonucci *et al.* (2023).

2.4.3 Linhas de Instabilidade (LIs)

Dentre os principais sistemas atmosféricos que produzem chuvas na bacia amazônica estão as Linhas de Instabilidade (LIs), cuja origem está associada à circulação de brisas marinhas (Kousky, 1980). As LIs geralmente são formadas ao longo da costa atlântica da Amazônia e frequentemente se propagam para o interior do continente, tendo um papel importante na

distribuição das chuvas na região (Kousky, 1980; Cohen *et al.*, 1995; De Oliveira e Oyama, 2015).

Segundo Houze7 Junior (1993), LIs são sistemas convectivos que possuem de 100 a vários quilômetros de extensão e podem ser identificados por satélites (Figura 7). São formadas por nuvens Cumulonimbus organizadas em forma de linha, possuem um tempo de duração que pode variar de horas até 1 dia e apresentam precipitação convectiva e estratiforme, associadas a correntes ascendentes de Mesoscala.

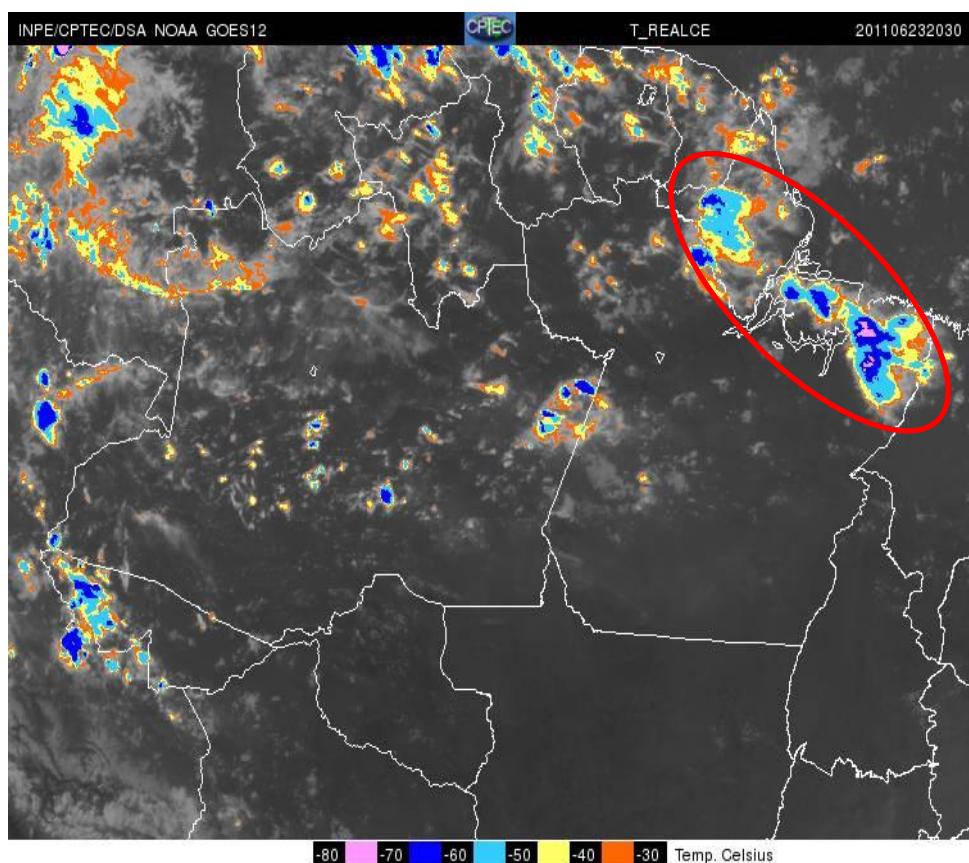


Figura 7 – Linhas de Instabilidade estendendo-se do nordeste do Pará ao oeste do Amapá, Norte do Brasil, dia 23 de junho de 2011 às 20:30 UTC.
Fonte: Melo (2018).

Cohen *et al.* (1995) analisaram e classificaram as LIs em função do seu deslocamento horizontal para o interior da Amazônia em: (a) Linhas de Instabilidade Costeira (LICs), cuja propagação horizontal para o interior do continente alcança até 170 km; (b) Linhas de Instabilidade com propagação do tipo 1 (LIP1) com deslocamento horizontal entre 170 km e 400 km; (c) Linhas de

Instabilidade com propagação do tipo 2 (LIP2) que apresentam deslocamento horizontal superior a 400 km. Além disso, Cohen *et al.* (1989) caracterizaram as LIs que ocorreram no período de 1979 a 1986. Aquelas que se propagam continente adentro como LIP1 e LIP2, podem atingir o extremo oeste da Amazônia. Os sistemas LIs (LIC, LIP1 e LIP2) podem ser observados durante todo o ano, com maior frequência entre os meses de abril e agosto. A velocidade média de propagação das LIP1 e LIP2 foi de 12 e 16 m/s, respectivamente, e o ciclo de vida médio para LIC, LIP1 e LIP2 foi, nesta ordem, de 9, 12 e 16 horas. A dimensão média desses sistemas foi de 1.400 km de comprimento por 170 km de largura.

Negrón-Juárez *et al.* (2010, 2017) observaram um tipo de LI que se formou dentro do continente no Sudoeste da bacia amazônica, sem ação da circulação de brisa, cuja orientação seguiu àquela observada para um sistema frontal no sudeste do Brasil, tendo sido sugerido que sua gênese esteja associada a este sistema. Este novo tipo de LI propaga-se de sudoeste para nordeste da bacia amazônica, com velocidade na ordem de 20 m/s, e provoca rajadas de vento, conhecidas como *blowdown*, na região central da Amazônia. Posteriormente, Melo *et al.* (2019), avaliaram as características de uma LI na região central da bacia amazônica que se formou dentro do continente pela influência de um sistema frontal que atingiu a América do Sul em abril de 2014. Eles observaram que as correntes de ar descendentes da LI trouxeram um ar mais frio, seco e denso para a superfície, e juntamente com esta corrente de ar grandes quantidades de gases ozônio (O_3) e dióxido de nitrogênio (NO_2).

2.4.4 Brisa Fluvial (BF)

A Brisa Fluvial (BF) é um mecanismo físico no qual o ar, devido ao contraste térmico entre água-terra, move-se em direção ao continente durante o dia e vice-versa à noite (Fisch *et al.*, 1998). Esse sistema atmosférico local é uma característica observada nos grandes rios da Amazônia, pois ocorre devido à capacidade térmica entre a superfície do rio e a superfície do solo; durante o dia a superfície do solo está mais quente que a do rio, com movimento de ar

ascendente sobre o solo por causa da baixa pressão atmosférica e o fluxo do rio para a terra em baixo nível (Silva Dias *et al.*, 2004).

Oliveira e Fitzjarrald (1993) realizaram observações em Manaus e comprovaram a existência desta circulação fluvial nos baixos níveis (entre 1.500-2.000 m), possuindo o sentido floresta-rio durante a noite e início da manhã, e revertendo o sentido para rio-floresta durante a tarde e início da noite. Adicionalmente, detectaram que uma BF é influenciada sazonalmente pelos períodos de cheia e seca da região, tendo uma maior propagação nos meses entre julho e dezembro, atribuído a um maior aquecimento sobre o continente.

Os rios da região amazônica possuem dezenas de quilômetros de largura e suportam circulações comuns de BF (Oliveira e Fitzjarrald, 1993; Silva Dias *et al.* 2004). A subsidência diurna sobre os rios suprime a nebulosidade e introduz fortes gradientes de precipitação (Cohen *et al.*, 2014). Certamente essas influências são mais intensas quanto maior for a largura do rio (Fisch *et al.*, 1998). As brisas fluviais são capazes de gerar diferentes distribuições espaço-temporais de precipitação, afetando diretamente o tempo e clima da região (Silva Dias *et al.*, 2004; Matos e Cohen, 2016; Germano *et al.*, 2017).

Matos e Cohen (2016) estudaram um novo tipo de sistema convectivo formado através da BF proveniente da baía do Marajó e foi denominado de Microlinha de Instabilidade Fluvial (MLF). Os autores utilizaram simulação numérica de alta resolução com o modelo BRAMS e observaram no dia 9 de junho de 2011 que a MLF formou-se por meio da BF da Baía do Marajó, e causou precipitação desde a sua fase inicial sobre a região de Belém até quando estava sobre a margem oeste da baía do Marajó, cuja intensidade foi máxima sobre a baía (Figura 8).

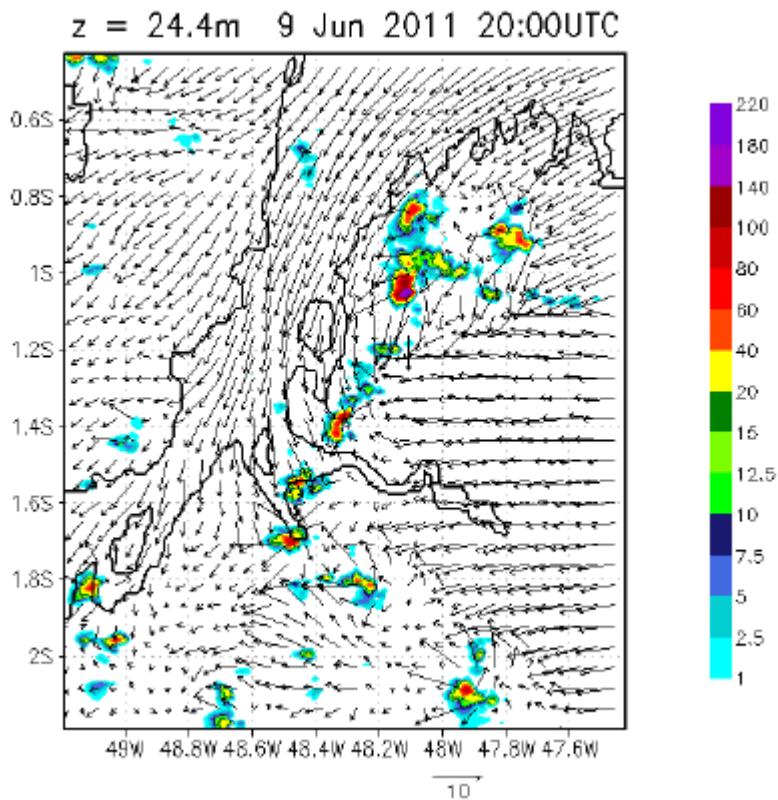


Figura 8 – Microlinha de Instabilidade Fluvial (MLF) simulada com o modelo BRAMS. Vento horizontal (m/s) no nível de 24,4 metros e taxa de precipitação (mm/h) na grade 2 (1km).

Fonte: Matos e Cohen (2016).

De acordo com Santos (2017), a diferente partição de energia em situações de secas e cheias nos rios pode intensificar ou desintensificar as circulações locais. Em seus resultados, ele evidencia que a BF promove o movimento vertical sobre o continente, alterando a estrutura vertical de umidade e temperatura. Ainda segundo o autor, as cheias que ocorrem sazonalmente nos rios da Amazônia são associadas com intensificação das BF, propagando-as mais rapidamente sobre o continente e promovendo um intenso movimento vertical, alterando o transporte de massa e calor. Além disso, a variação de rugosidade entre diferentes superfícies também foi observada como um importante fator para as circulações locais, alterando também o transporte de massa e calor. Finalmente, Santos (2017) também observou que as BF são mais pronunciadas em anos com maiores volumes de precipitação, do que em anos de seca.

2.4.5 Sistemas Frontais (SFs) e sua interação com a convecção na Amazônia

Gray e Clapp (1978) observaram um aumento da atividade convectiva no norte da América do Sul e associaram seus efeitos a penetrações de sistemas de latitudes médias nas regiões tropicais. Kousky e Molion (1981) fizeram referência a outro fenômeno que estaria influenciando a precipitação na Amazônia, relacionado com a entrada de sistemas frontais (SFs) de latitudes médias na região.

Oliveira e Nobre (1985) realizaram um estudo climatológico sobre a interação da convecção tropical e a penetração de SFs na região Sudeste do Brasil, utilizando 5 anos de imagens de satélites (1977-1981). Segundo eles, estes SFs provocam a organização e a formação de uma banda de nuvens orientada no sentido NW/SE, e atinge sua intensidade máxima nos meses de verão, aumentando o regime de precipitação da região (época chuvosa). Portanto, este aumento de convecção está relacionado com a intensificação do cavado em altos níveis, que é gerado pela entrada da frente.

De Oliveira (1986) estabeleceu uma climatologia dos eventos de associação entre penetrações de SFs na América do Sul e a atividade convectiva na Amazônia, no período de 1975 a 1984. Em seu trabalho destacou que a presença da convecção tropical sobre o continente exerce um papel importante na interação de um SF com a convecção tropical. O autor concluiu que esta interação é mais frequente nos meses de forte convecção sobre o continente, com sistemas frontais localizados entre 35°S e 20°S e com faixa de nebulosidade convectiva associada sobre a região central da Amazônia. Sendo muito provável que estas interações constituem um dos principais mecanismos responsáveis pelo máximo climatológico de precipitação no sul da bacia amazônica.

Siqueira e Machado (2004) avançaram os estudos sobre a interação de SFs e atividade convectiva na Amazônia, e classificaram em três tipos mais frequentes. No tipo 1 são frequentes as penetrações de SFs de subtrópicos ou latitudes médias, organizando a atividade convectiva nos trópicos e se movendo para o norte com a convecção para latitudes tropicais mais baixas. O tipo 2 é caracterizado por uma organização de nuvens frias nos trópicos devido aos SFs

dos subtrópicos, associados a um aumento de convecção dos trópicos para os subtrópicos ou latitudes médias. Enquanto que o tipo 3 são sistemas frontais nos subtrópicos ou latitudes médias que não tem quase nenhuma interação com a convecção tropical (Figura 9).

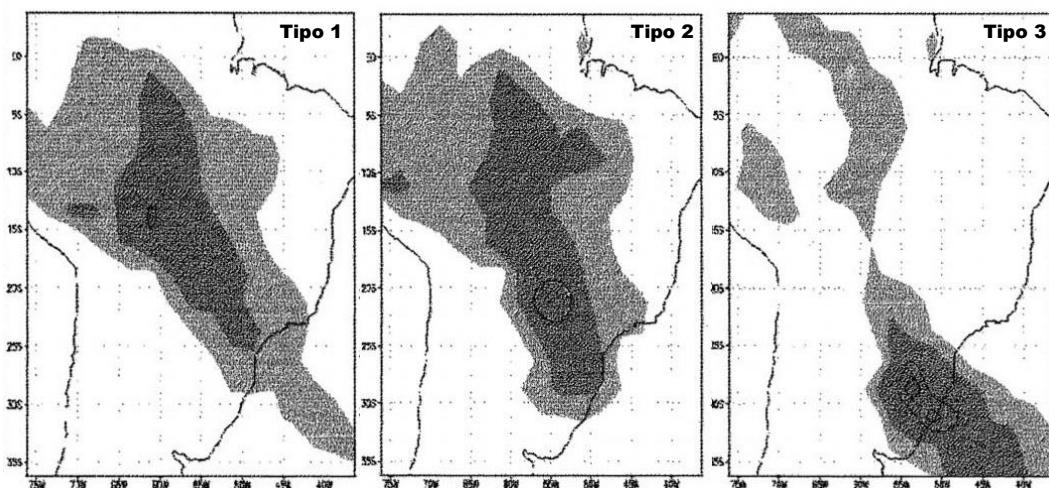


Figura 9 – Interação entre Sistemas Frontais e a atividade convectiva na América do Sul, classificação dos tipos 1, 2 e 3.

Fonte: Modificado de Siqueira e Machado (2004).

2.4.6 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

Na região tropical, a variação tempo-espacó das variáveis meteorológicas, em especial a precipitação, está relacionada com a atuação de fenômenos meteorológicos de diferentes escalas de tempo. Dentre os fenômenos meteorológicos de grande escala, destaca-se a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é uma banda zonal associada à atividade convectiva que oscila aproximadamente entre 5°S e 10°N (Figura 10) (Uvo, 1989; Waliser e Gautier, 1993; Moura e Vitorino 2012).

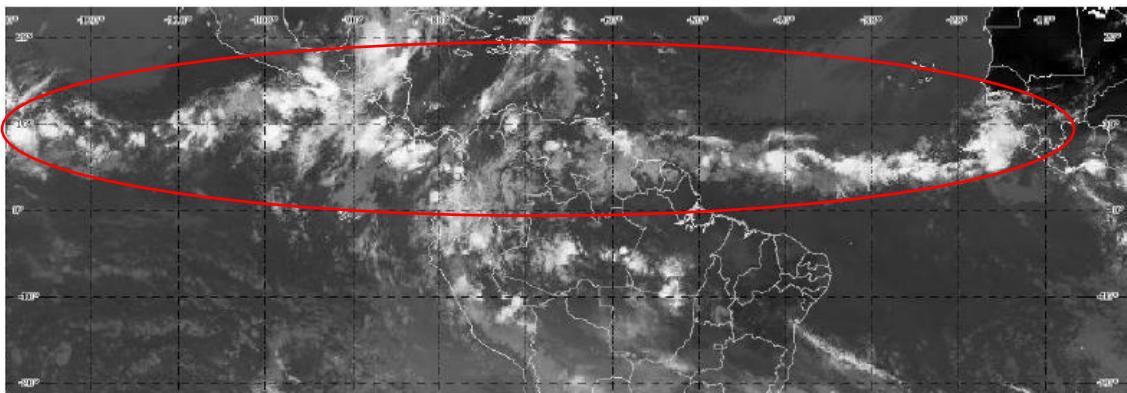


Figura 10 – Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no dia 08 de junho de 2016 às 12 UTC, imagem do satélite GOES-13 no canal infravermelho.
Fonte: Escobar e Matoso (2020).

A ZCIT é considerada o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como sobre as áreas continentais adjacentes. Possui influência sobre os continentes africano, sul-americano e asiático (Hastenrath e Heller, 1977; Lamb, 1978b; Chung, 1982; Citeau *et al.*, 1988a e 1988b). Dentre as maiores cidades localizadas na região de atuação da ZCIT destacam-se Belém, no Brasil, Nairóbi, no Quênia e Jakarta na Indonésia (Moura e Vitorino, 2012).

A ZCIT caracteriza-se por uma faixa de nebulosidade descontínua, pois é composta de aglomerados distintos de nuvens, os quais são separados por regiões de céu claro (Uvo, 1989; Mendonça e Danni-Oliveira, 2007). Na região da ZCIT há vários sistemas tais como a Zona de Confluência dos Alísios de SE e de NE (ZCA), o Cavado Equatorial, a zona de máxima Temperatura da Superfície do Mar (TSM), de máxima convergência e a banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todos interagindo sobre a faixa equatorial dos oceanos (Uvo, 1989).

A intensidade da ZCIT é variável no tempo e no espaço, as precipitações excedem-se bastante, devido à umidade fornecida pela evaporação das superfícies oceânicas abaixo dela e pela evapotranspiração em algumas regiões continentais (Moura e Vitorino, 2012). Uvo (1989) e Waliser e Gautier (1993) mostraram em seus estudos que a posição e a intensidade da ZCIT estão intimamente relacionadas às condições de superfície do oceano e da atmosfera.

Considerando-se a marcha anual da ZCIT, observa-se que esta apresenta um deslocamento norte-sul oscilando com um período da ordem de 1 ano, com posições mais ao norte (em torno de 8ºN) durante o verão boreal e mais ao sul (1ºN) durante o verão austral (Hastenrath e Heller, 1977; Citeau *et al.*, 1988a, 1988b), além de outras oscilações norte-sul, mas, de menor período (Uvo, 1989). Goswami e Shukla (1984) encontraram nos trópicos duas oscilações predominantes associadas à ZCIT com altas frequências, uma com período de 10 a 20 dias e outra com período de 30 a 50 dias. Os autores também observaram oscilações de escalas semanais por meio de monitoramento diário da posição da ZCIT publicada mensalmente no Climanálise.

Ao se avaliar a região do Atlântico Equatorial, a ZCIT migra sazonalmente, em anos considerados normais, de sua posição mais ao norte (cerca de 14ºN) durante os meses de agosto-setembro, para sua posição mais ao sul (em torno de 2ºS) durante março-abril. Essa migração sazonal da ZCIT, associada aos fatores que causam o fortalecimento e o enfraquecimento dos alísios de nordeste e sudeste, tem importante papel na determinação da estação chuvosa das regiões Norte e Nordeste do Brasil (Melo *et al.*, 2009).

A precipitação na Amazônia é bastante influenciada pela ação da ZCIT. Em seu estudo, Amanajás e Braga (2012) identificaram três padrões pluviométricos ou de estações de precipitação climatológica na Amazônia Oriental. A primeira, estação chuvosa, é influenciada diretamente pela atuação da ZCIT, principal mecanismo gerador de chuvas no norte da região. A segunda, estação de transição, está associada a eventos de grande e Mesoescala, como ZCIT e LIs. E a terceira estação, a menos chuvosa, evidencia a influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), associada à penetração de SFs oriundos da região S/SE do Brasil, assim como sistemas de escala local. Os autores sugerem que as oscilações interanuais da precipitação sazonal são, principalmente, devidas à variabilidade climática associada aos eventos de El-Niño Oscilação Sul (ENOS) e de Dipolo do Atlântico.

2.4.7 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é uma banda de nebulosidade convectiva que se estende de NW a SE sobre a América do Sul, desde o sul da Amazônia até o oceano Atlântico, e é considerada uma interação entre sistemas meteorológicos tropicais e extratropicais (Vieira, 2013) (Figura 11).

A ZCAS caracteriza-se especialmente pela estacionariedade da banda de nebulosidade em um período de 4 dias ou mais, alterando assim o regime de precipitação nas regiões afetadas (Kodama, 1992, 1993; Satyamurty *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 2004; Vieira *et al.*, 2012).



Figura 11 – Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) no dia 04 de fevereiro de 2013 às 03:30 UTC, imagem do satélite GOES-13 no canal infravermelho.

Fonte: Fundação de Apoio à Tecnologia e Ciência (FATEC) (2018). Disponível em: <https://www.fatecsm.org.br/investigacao-e-modelagem-estatistica-do-sistema-de-mocoes-da-america-do-sul-projeto-smasin/>.

A ZCAS ocorre durante o verão no Hemisfério Sul, fato que ressalta a importância da convecção tropical e a consequente liberação de calor latente na região amazônica para a geração e manutenção deste fenômeno (Vieira, 2013). Adicionalmente, Carvalho *et al.* (2002) verificaram a importância da intensidade das chuvas associadas a ZCAS para modulação de eventos extremos no Estado de São Paulo, independentemente de sua extensão para o oceano. Segundo eles, cerca de 65% dos eventos extremos de chuvas ocorreram quando a ZCAS apresentou intensa atividade convectiva. Além disso, quando a ZCAS teve grande desenvolvimento sobre o continente e fraco sobre o oceano, extremos ocorreram em quase todas as regiões do país.

De acordo com Figueroa *et al.* (1995) o forte aquecimento adiabático sobre a bacia amazônica, além da presença dos Andes, é um fator indispensável para a formação da atividade convectiva da ZCAS. Segundo Carvalho *et al.* (2002) as características básicas da ZCAS na região amazônica são um maior valor de atividade convectiva e menor variabilidade intrasazonal, enquanto que áreas costeiras e oceânicas apresentam maior valor de variabilidade intrasazonal. Ainda de segundo os autores, a intensidade da ZCAS independe de sua extensão oceânica, devido à sua persistente atividade convectiva sobre o continente, desacoplando da atividade convectiva sobre o oceano e vice-versa.

2.4.8 El Niño Oscilação Sul (ENOS)

O El-Niño Oscilação Sul (ENOS) é o sinal mais forte na variedade interanual de estruturas ambientais marítimas associadas à grandes mudanças no campo de TSM, padrão de precipitação e circulação do vento. Embora o ENOS seja principalmente um fenômeno acoplado do oceano-atmosfera tropical, ele causa um impacto global. A atmosfera tropical do Pacífico experimenta uma oscilação interanual na pressão ao nível do mar entre o Taiti (região da Polinésia Francesa, no Pacífico central) e Darwin (norte da Austrália), que é denominada Oscilação Sul, enquanto o oceano sobre o Pacífico tropical encontra uma variação periódica na TSM (Mukherjee *et al.*, 2023).

Bjerknes (1969) explorou essa conexão entre o oceano e a atmosfera e levantou a hipótese de que o *feedback* positivo da atmosfera oceânica

envolvendo a circulação de Walker é a causa do ENOS (Wang *et al.*, 2017). Uma mudança preliminar de TSM quente no Pacífico oriental equatorial diminui o gradiente zonal de TSM que, por sua vez, enfraquece a intensidade da circulação de Walker, resultando em ventos alísios mais fracos em torno do Equador. O enfraquecimento dos ventos alísios rege as mudanças na circulação oceânica que fortalecem ainda mais a anomalia da TSM. Esta resposta construtiva oceano-atmosfera leva o Pacífico equatorial a um estado quente, isto é, a fase quente do ENOS – o El Niño (Figura 12a). Ao longo do La-Niña (Figura 12b), os ventos de superfície em todo o Pacífico tropical são mais fortes do que o previsto e, de longe, a maior parte do oceano Pacífico tropical está mais fria do que o normal, manifestada através da anomalia da TSM (Mukherjee *et al.*, 2023).

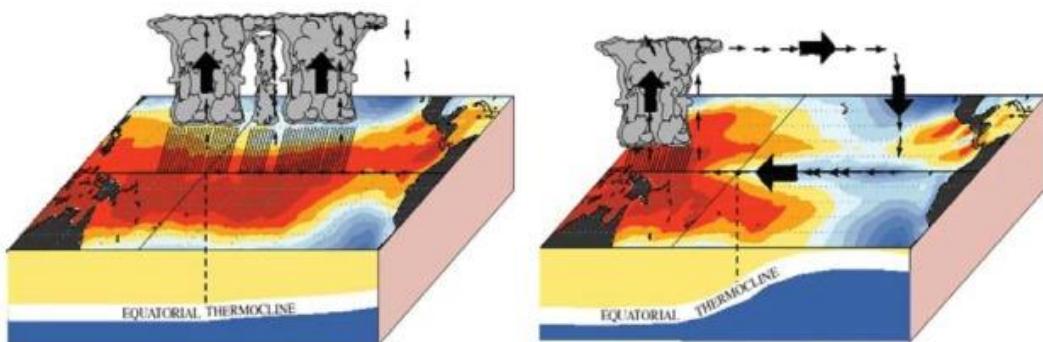


Figura 12 – O Pacífico tropical durante o El Niño (a) e La Niña (b).
Fonte: US National Weather Service.

O clima regional tem uma forte ligação com o ENOS. Como resultado podem ocorrer ondas de calor, déficit de chuvas, incêndios florestais, precipitações intensas, excesso de chuvas levando a inundações, ciclogenese e queda de rochas e detritos. Ao longo do ciclo do evento, uma interferência contínua da variabilidade induzida através da estrutura do ar marítimo e do clima da superfície e meio ambiente afeta perceptivelmente o mundo inteiro. Tais efeitos podem ser imediatos, indiretos ou difusos, e ocorrer num âmbito de escalas locais e globais (Mukherjee *et al.*, 2023).

Na Amazônia brasileira, os maiores impactos do ENOS são incêndios florestais, secas e inundações extremas associados à variabilidade interanual das chuvas na região (Marengo e Espinoza, 2016; Marengo *et al.*, 2018). Estes impactos causam danos graves à saúde da população ribeirinha, urbana e rural,

aos setores socioeconômicos e de infraestrutura local (Maciel *et al.*, 2020; Espinoza *et al.*, 2021).

A Amazônia possui uma precipitação média de aproximadamente 2,300 mm.ano⁻¹, embora existam regiões (na fronteira entre Brasil, Colômbia e Venezuela) em que o total anual atinge 3,500 mm. Estes valores de precipitação elevada próximo à Cordilheira dos Andes deve-se à ascensão orográfica da umidade transportada pelos ventos alísios de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Fish *et al.*, 1998). Na região costeira (no litoral do Pará ao Amapá), a precipitação também é alta por conta da influência das linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa litorânea durante o período da tarde e que são forçadas pela brisa marítima (Cohen *et al.*, 1995; De Oliveira e Oyama, 2015).

A estação chuvosa na parte sul da região amazônica é detectada durante o verão austral (dezembro-fevereiro), enquanto que na Amazônia central concentra-se de março a maio e na região amazônica ao norte do equador se concentra de junho a agosto. No entanto, no noroeste da Amazônia, chuvas abundantes (>3.000 mm.ano⁻¹) são observadas na maior parte do ano, com valores mais elevados durante o verão e outono austral (Figueroa e Nobre 1990; Espinoza *et al.*, 2009a).

O El Niño modula uma grande parte da variância interanual do clima na Amazônia (Marengo e Nobre, 2009); causa a diminuição da precipitação e ocasiona períodos extremamente secos. Isso ocorre porque o ramo descendente da célula de Walker desloca-se para a região amazônica e inibe a formação de atividades convectivas (Nobre e Rennó, 1985; Nobre e Oliveira, 1987). Enquanto que na fase de La Niña, a situação se inverte, e ocorre um aumento da precipitação na região, consequentemente, também é detectado um aumento da vazão dos rios, especialmente, nos principais afluentes a norte e noroeste do rio Amazonas (Espinoza *et al.*, 2009b; Heerspink *et al.*, 2020).

No período de 2020 a 2023 ocorreu um evento raro de La Niña com duração de 3 anos. Ao todo, foram 3 primaveras consecutivas sob a influência da fase fria do ENOS (Figura 13). Este La Niña 2020-2023 foi classificado como de intensidade fraca, entretanto, atingiu a categoria de nível moderado em

alguns meses do ano de 2021 (INMET, 2023). Em junho de 2021 foi relatada uma nova enchente extrema na bacia amazônica. Durante 91 dias o nível de água do rio Negro se manteve acima de 29 m (limiar de emergência) na estação de Manaus. Espinoza *et al.* (2022) observaram que a região estava sob a influência do La Niña e que nesse ano também houve uma intensificação da circulação continental de Hadley. Segundo os autores, essa inundação entrou para a história como uma das maiores já observadas na Amazônia no século XXI (2009, 2012 e 2021) (Figura 14).

Muitos pesquisadores já estudaram a variação do nível do rio Negro e de outros rios na Amazônia em longo prazo, como consequência da variação anual de precipitação relacionada aos fenômenos ENOS. Os resultados apontam uma grande dependência do balanço hídrico superficial da região da circulação de grande escala (Richey *et al.*, 1989; Coe *et al.*, 2002; Marengo *et al.*, 2008).

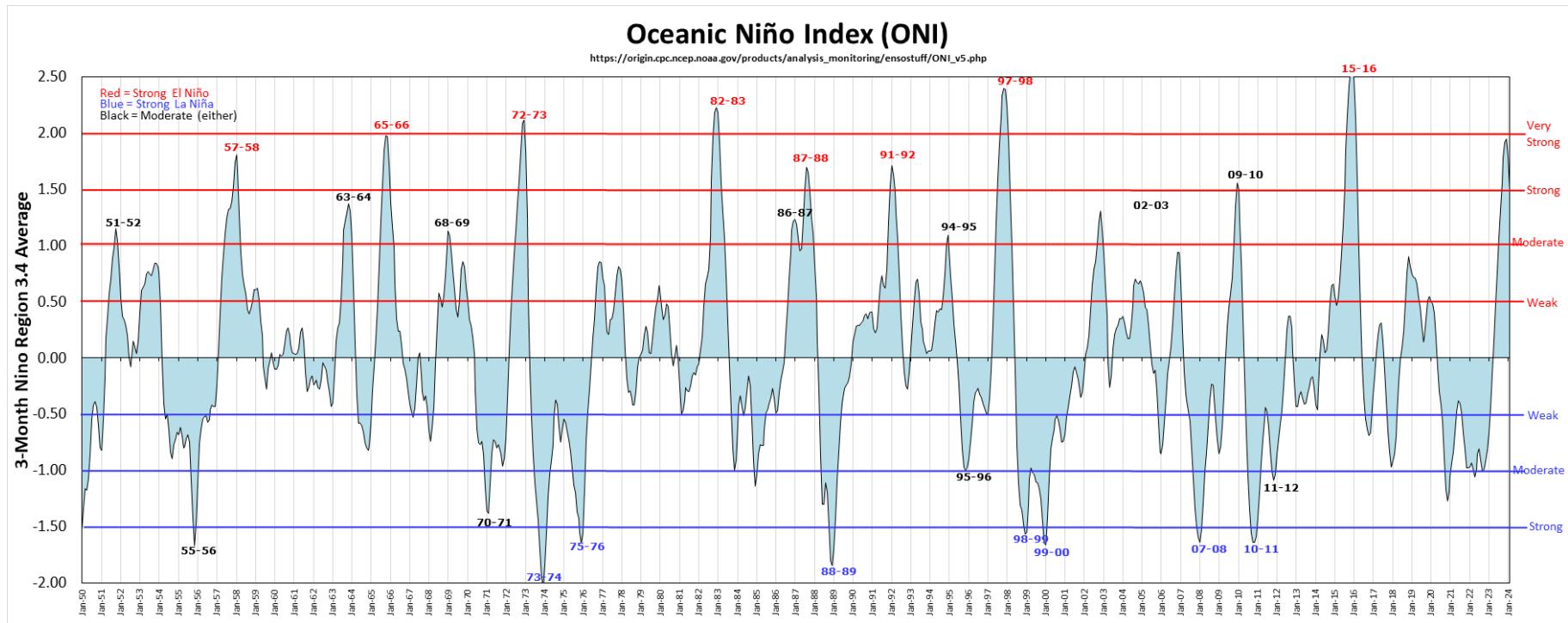


Figura 13 - Série histórica da ocorrência e intensidade dos fenômenos ENOS, fase quente (El Niño em vermelho) e fase fria (La Niña em azul), de janeiro de 1950 a janeiro de 2024.

Fonte: *Golden Gate Weather Services*. Disponível em: https://www.daculaweb.com/4_nino_graphs.php.



Figura 14 – A maior cheia da história do rio Negro, Manaus (Brasil).

Fonte: WWF Brasil – Marcio James. Disponível em: <https://www.wwf.org.br/?78988/Maior-cheia-da-historia-do-Rio-Negro-alaga-cidades-e-afeta-mais-de-455-mil-pessoas>.

2.5 REANÁLISES ATMOSFÉRICAS

Um dos principais problemas relacionados às pesquisas em Climatologia é a dificuldade de obtenção de dados. O acesso a dados interpolados para grades regulares ajuda a resolver este problema. As séries de dados observados normalmente são curtas, especialmente na América do Sul, com muitas falhas e pouco densas espacialmente (Varejão-Silva, 2006). Além da irregularidade espacial e temporal dos dados diretamente observados, a caracterização climática de cada localidade e o estudo dos processos termodinâmicos que definem a precipitação é mais facilmente realizada a partir de dados padronizados (Dee *et al.*, 2011). Os dados interpolados para grades regulares podem ser os conjuntos de reanálise, adquiridos por sensoriamento remoto ou dados de previsão de tempo ou clima obtidos de modelagem numérica (Fasullo, 2012).

As reanálises atmosféricas são uma combinação entre dados observados e o esquema de assimilação de modelos numéricos de previsão de tempo. Esses conjuntos constituem matrizes de dados referentes ao instante inicial usado em

cada integração matemática realizada pelos modelos, com o objetivo de elaborar a previsão. Os modelos numéricos são alimentados por dados observados em superfície e altitude. Esses dados são obtidos por meio de estações meteorológicas convencionais, automáticas, sondagem vertical, boias em oceanos e sensoriamento remoto, aos quais são aplicadas técnicas estatísticas, resultando na interpolação desses dados para a grade do modelo. Após este procedimento de consistência e interpolação de dados, que faz parte da inicialização, o modelo numérico é executado de forma a gerar as previsões (Holton, 1992; Dee *et al.*, 2011). Com estes procedimentos, em cada execução do modelo numérico, cria-se uma matriz de dados regularmente espaçados que representa uma estimativa bastante precisa do estado atmosférico presente, para cada ponto de grade e para cada nível atmosférico (Dee *et al.*, 2011).

Grandes centros meteorológicos ao redor do mundo produzem conjuntos de reanálises como o *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), o *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) e o *Japan Meteorological Agency* (JMA) (Fasullo, 2012). Como cada centro tem, em geral, seu próprio modelo numérico operacional, os conjuntos de reanálise apresentam diferenças entre si, o que leva à realização de inúmeros estudos de comparação de conjuntos distintos de reanálises (Trenberth *et al.*, 2005; Fasullo, 2012; Harada *et al.*, 2016).

A primeira reanálise foi produzida em 1990 por Kalnay *et al.* (1996) junto ao *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP/NCAR). Na mesma década, outros conjuntos de reanálises foram gerados. O ECMWF produziu a reanálise ERA15 (Gibson *et al.*, 1997), limitada a um curto período de tempo (1979-1993). O *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies* (COLA) produziu uma reanálise curta cobrindo o período de maio de 1982 a novembro de 1983 (Paolino *et al.*, 1995). O *Goddard Space Flight Center* (GSFC/NASA), por sua vez, também lançou uma reanálise de 1980 a 1994 (Schubert *et al.*, 1997).

Nos anos 2000, a JMA gerou o JRA25 (Onogi *et al.*, 2007) e o ECMWF gerou duas reanálises subsequentes: o ERA40 (Uppala *et al.*, 2005) e o ERA-Interim (Simmons *et al.*, 2007). Mais recentemente, o GSFC produziu a reanálise

MERRA (Bosilovich, 2008), enquanto que o NCEP desenvolveu o *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (Saha *et al.*, 2010).

Em relação às reanálises anteriores (NCEP 1 e NCEP 2), Silva *et al.* (2011) ressaltam as três principais diferenças do CFSR: 1) alta resolução vertical e horizontal; 2) as simulações são realizadas com um sistema acoplado atmosfera-oceano-mar-gelo-terra; e 3) medidas históricas das radiâncias dos satélites são assimiladas.

2.5.1 Reanálises do ERA5-Land

O ERA5-Land é um conjunto de dados de reanálises, que fornece uma visão consistente da evolução das variáveis terrestres ao longo de várias décadas com uma resolução melhor em comparação com o ERA5. O ERA5-Land reproduz a componente terrestre da reanálise climática ERA5 do ECMWF. A reanálise combina dados de modelos com observações de todo o mundo em um conjunto de dados globalmente completo e consistente usando as leis da física. A reanálise produz dados que remontam a várias décadas no tempo, fornecendo uma descrição precisa do clima do passado (Muñoz Sabater, 2019).

O conjunto de reanálises do ERA5-Land produz um total de 50 variáveis que descrevem os ciclos de água e energia sobre a terra, globalmente, de hora em hora e com uma resolução espacial de 9 km, correspondendo à rede operacional triangular-cúbica-octaédrica (TCo1279) do ECMWF, e foram reestruturados para uma grade latitude-longitude regular de 0,1 x 0,1 graus (Malardel *et al.*, 2016).

A produção é conduzida em três segmentos ou fluxos. A razão é dupla: (1) permite a produção de fluxos paralelos, portanto acelera a produção e a disponibilização pública dos dados; (2) o forçamento atmosférico necessário para produzir dados para o ERA5-Land é derivado do ERA5 e, portanto, a produção necessita do segmento correspondente do ERA5 concluído para o mesmo período de tempo. A produção iniciou-se com dados do ano de 2001 (fluxo-1), visando disponibilizar primeiramente os dados mais recentes, enquanto a extensão retroativa de 1950 a 1980 (fluxo-3) está atualmente em produção (Muñoz-Sabater *et al.*, 2021).

Cada segmento ou fluxo é inicializado com campos meteorológicos do ERA5. O ERA5-Land não assimila as observações diretamente. As observações influenciam a evolução da superfície terrestre através do forçamento atmosférico. A temperatura, a umidade e a pressão do ar forçado são corrigidas usando uma taxa de lapso diária derivada do ERA5. Depois disso, o modelo da superfície terrestre é integrado em ciclos de 24 horas, fornecendo a evolução do estado da superfície terrestre e os fluxos de água e energia associados. Além dos dados horários, também são computadas médias mensais (Muñoz-Sabater, 2019b). A Figura 15 mostra um diagrama do algoritmo utilizado para cada ciclo de produção de 24 horas.

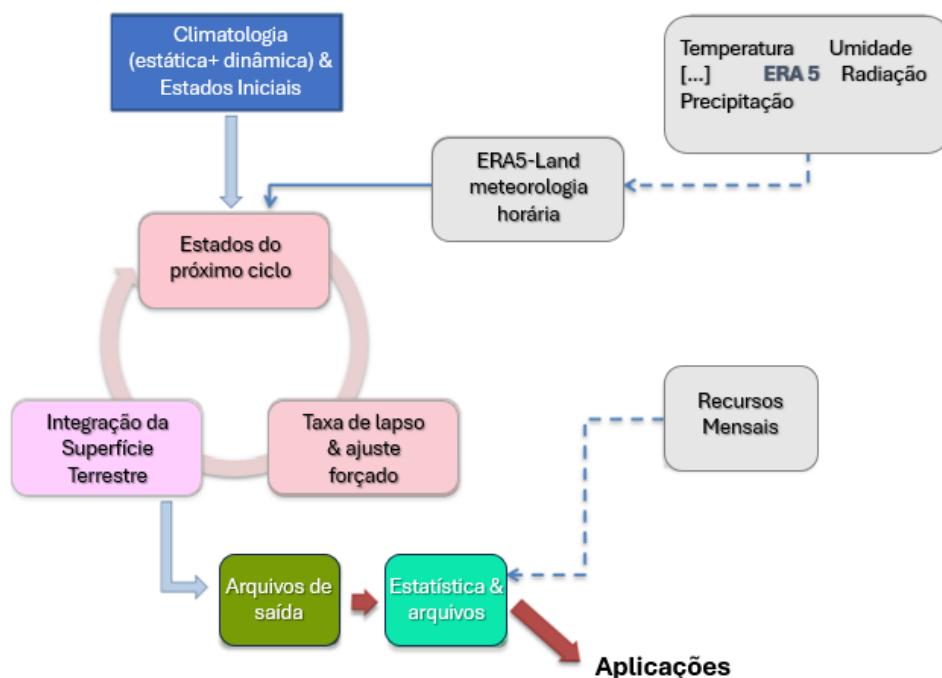


Figura 15 – Diagrama do algoritmo utilizado na produção do ERA5-Land. O modelo de superfície terrestre é integrado em ciclos de 24 horas usando previsões curtas e forçantes meteorológicas do ERA5.

Fonte: Modificado de Muñoz-Sabater *et al.* (2021).

Wang *et al.* (2022) avaliaram as tendências globais e regionais de aquecimento da superfície nas últimas décadas com dados de temperatura da superfície terrestre do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS/NASA) e do ERA5-Land. Segundo os autores, para o período 2001-2020, a taxa média global de mudança da temperatura da superfície terrestre foi

de 0,26 a 0,34°C por década, com taxas de aquecimento substancialmente diferentes em diferentes regiões. O Ártico, em particular, aqueceu a um ritmo de 2,5 a 2,8 vezes a média global, e os dados do período de 40 anos entre 1981 e 2020 sugerem que o aquecimento está acelerando em quase todos os continentes ou grandes regiões (Figura 16).

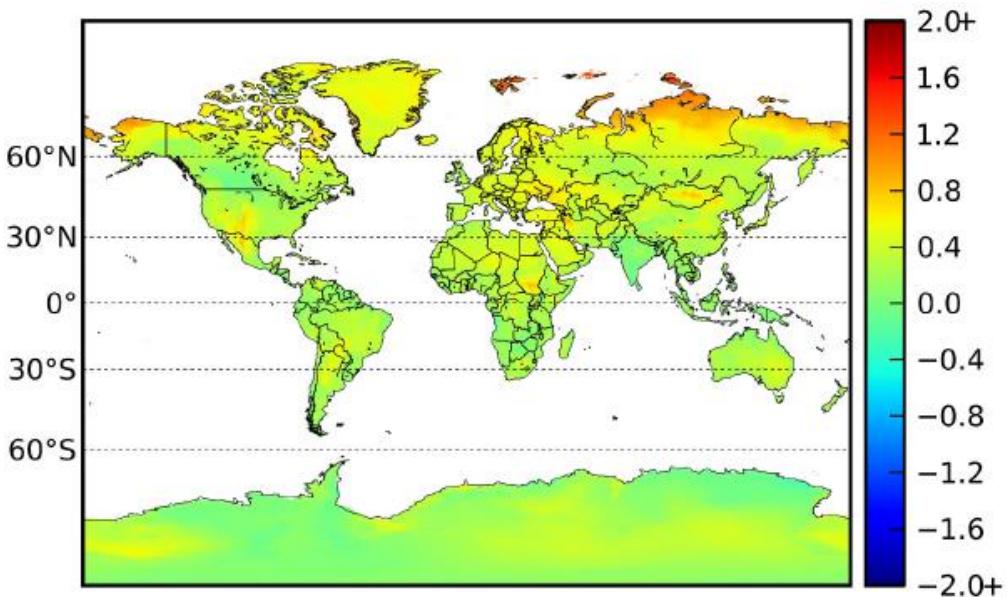


Figura 16 – Taxa de mudança da temperatura da superfície terrestre (°C/década) de 1981 a 2020 do ERA5-Land SKT.

Fonte: Modificado de Wang *et al.* (2022).

Dos Santos Silva *et al.* (2023) avaliaram o desempenho de nove bases de dados que estimam a precipitação na Amazônia Legal Brasileira. Eles chegaram à conclusão que todas as bases avaliadas obtiveram um bom desempenho, mas, com base em uma habilidade de classificação, os dados de reanálises do ERA5-Land estava entre os melhores ao representar a precipitação em níveis mensais, sazonais e anuais na Amazônia.

2.6 BACIAS HIDROGRÁFICAS E MORFOMETRIA

De acordo com Viessman *et al.* (1977), bacia hidrográfica é uma área definida topograficamente, drenada por um curso d'água ou por um sistema de cursos d'água, que dispõe de uma simples saída para que toda a vazão efluente seja descarregada (Figura 17). Segundo Tucci (2013), a bacia hidrográfica pode ser considerada um sistema físico onde a entrada é o volume de água

precipitado e a saída é o volume de água escoado pelo exutório, levando em consideração as perdas intermediárias; os volumes evaporados, transpirados e infiltrados.

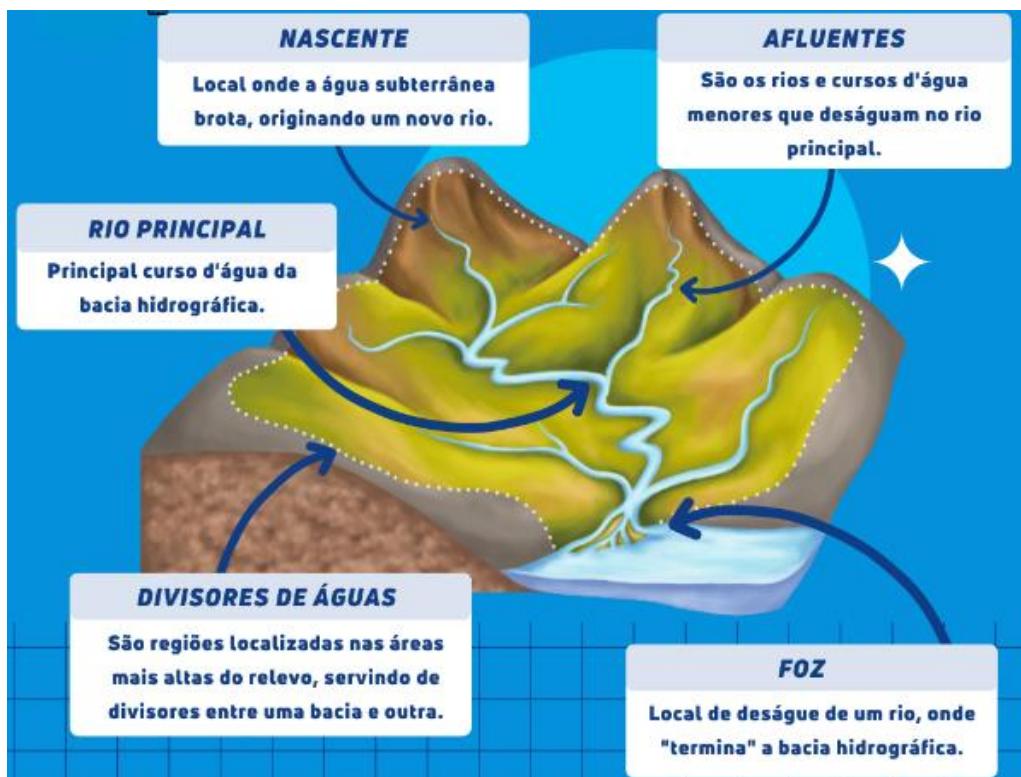


Figura 17 – Bacia hidrográfica e seus elementos.

Fonte: Modificado de Comitê Babitonga (CHBB) (2019). Disponível em: <https://www.comitebabitonga.org.br/noticias/conhecendo--bacia-hidrografica-236>.

Os principais componentes do sistema físico, como solo, água, vegetação e fauna, coexistem em interação dinâmica e permanente, e respondem às interferências naturais e àquelas de natureza antrópica, afetando os ecossistemas como um todo. Nas bacias hidrográficas, consideradas compartimentos naturais, os recursos hídricos constituem indicadores das condições dos ecossistemas, no que se refere aos efeitos do desequilíbrio das interações dos respectivos componentes (Souza *et al.*, 2002).

Devido ao seu caráter integrador, as bacias são consideradas excelentes unidades de gestão dos elementos naturais e sociais, pois, nessa óptica, é possível acompanhar as mudanças introduzidas pelo homem e as respectivas

respostas da natureza (Guerra e Cunha, 1996). Tonello *et al.* (2006) explicam que as características físicas e bióticas de uma bacia hidrográfica constituem um importante papel nos processos do ciclo hidrológico, já que as mesmas influenciam a infiltração, a quantidade de água produzida como deflúvio, a evapotranspiração, além dos escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo. Christofoletti (1980) destaca que a análise dos aspectos relacionados à drenagem, relevo e geologia pode levar à explicação e compreensão de diversas questões associadas à dinâmica ambiental local.

O comportamento hidrológico de uma bacia é função de suas características morfológicas, ou seja, área, forma, topografia, geologia, solo, cobertura vegetal, dentre outros. A fim de entender as relações existentes entre esses fatores e os processos hidrológicos da bacia, torna-se necessário expressar as características de uma bacia em termos quantitativos (Lima, 1996). A caracterização morfométrica de bacias hidrográficas compreende, portanto, a caracterização de parâmetros fisiográficos, que são indicadores físicos da bacia (Villela e Mattos, 1975; Cardoso *et al.*, 2006).

A morfometria é uma ferramenta que ajuda na compreensão das características geomorfológicas e hidrológicas de bacias hidrográficas (Angillieri, 2012; Kabite e Gessesse, 2018; Tewari *et al.*, 2019), por meio do entendimento de medições e análises matemáticas simples que clareiam as investigações acerca da drenagem, formação do relevo, das características da erosão e do escoamento superficial (Adinarayana *et al.*, 1995; Ameri *et al.*, 2018). A hidrologia de uma bacia hidrográfica correlaciona-se com o tamanho, a forma e a declividade da bacia, com a rede de drenagem, o tamanho e comprimento dos tributários, dentre outros (Magesh *et al.*, 2012).

Desse modo, a caracterização morfométrica permite, portanto, avaliar o potencial hídrico de uma região, tornando-se fundamental para o manejo de bacias hidrográficas e permite a formulação de um conjunto integrado de ações sobre o meio ambiente, a fim de promover a conservação e a utilização sustentável dos recursos naturais, principalmente dos recursos hídricos (Tonello, 2005).

2.7 CURVAS HIDROLÓGICAS

2.7.1 Pluviograma

Para o sucesso de estudos hidrológicos e climatológicos de bacias hidrográficas, faz-se necessário que as variáveis de interesse sejam monitoradas de forma contínua, em intervalos de tempo curtos, e em uma malha mais densa possível. Assim, pode-se estabelecer compatibilidade entre as escalas espacial e temporal dos fenômenos que atuam nessas bacias (Ferreira, 1987; Ferreira e Calheiros, 1995).

As pesquisas que se baseiam em dados hidrometeorológicos exigem a manipulação de grandes quantidades de dados, com vistas ao estabelecimento de parâmetros estatísticos (média, desvio padrão, e outros) representativos da variável em estudo (Waltz e Ferreira, 2008).

Para medir precipitação, expressa-se a quantidade de chuva pela altura de água precipitada e acumulada sobre uma superfície plana e impermeável. Para determinação da quantidade de chuva, são utilizados sistemas de medição denominados pluviômetros ou pluviógrafos, que realizam medidas periódicas, que variam de minutos a horas. As grandezas características para medições de precipitação são: altura pluviométrica, intensidade e duração de precipitação (Carvalho e Silva, 2006).

A altura pluviométrica representa a lâmina d'água precipitada numa dada área, expressa no pluviômetro em mm, a intensidade de precipitação é a relação entre a altura pluviométrica e a duração da precipitação, expressa em mm/h ou mm/min. Já a duração é o período desde o início até o fim da precipitação, podendo ser em h ou min (Tucci, 2013).

Os pluviogramas são os registros diários de um pluviógrafo. Para a preparação de uma base de dados pluviográficos, as informações encontram-se originalmente na forma de gráficos que são desenhados por uma pena em diagramas, a qual apresenta um exemplo de diagrama pluviométrico, com registros de precipitação (Waltz e Ferreira, 2008). De imediato, a leitura das observações é do tipo visual e estas podem ser digitadas ou digitalizadas (Figura 18); a digitalização facilita o estudo e a manipulação dos dados de precipitação, análise das chuvas individuais e a determinação de índices, como o índice de

erosividade da chuva (Wischmeier e Smith, 1965; Melo *et al.*, 2014; Barbosa *et al.*, 2015), padrões e distribuição de chuvas em determinada região e a sua sazonalidade (Cardoso *et al.*, 2011; Albuquerque *et al.*, 2013; Back, 2018).

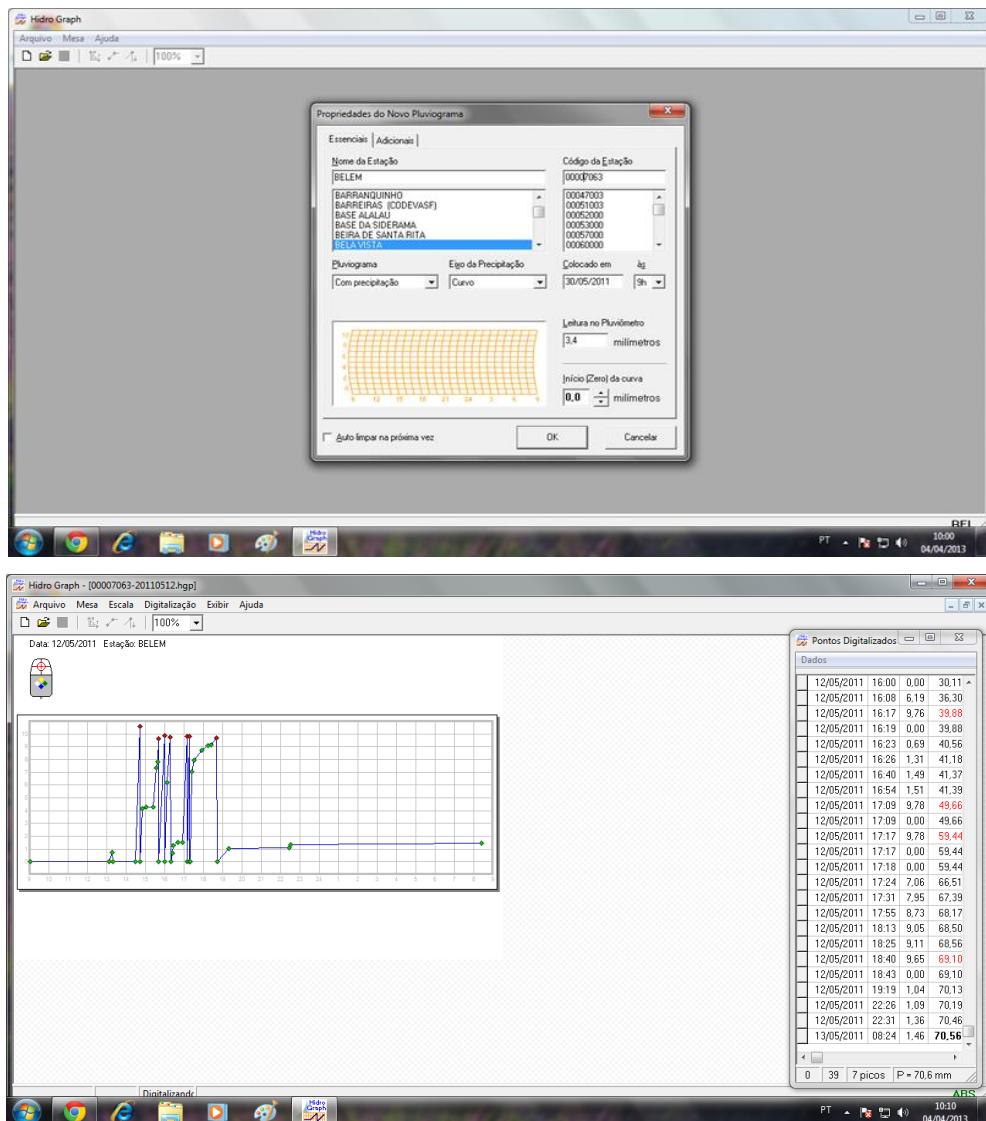


Figura 18 – Exemplo de Pluviograma digitalizado.
Fonte: Melo *et al.* (2014).

2.7.2 Curva-Chave

Vazões em cursos d'água são uma das mais difíceis variáveis da Hidrologia a serem obtidas, pois sua medição envolve procedimentos demorados, de alto custo e por vezes até perigosos (Corato *et al.*, 2014). Porém, é fundamental conhecer a vazão de um rio para entender os processos hidrológicos de uma bacia. Uma forma de se obter a vazão de rios, é estabelecer

uma relação entre o nível d'água e a vazão, conhecida como curva-chave (USGS, 2002; WMO, 2010).

A curva-chave é uma ferramenta que estima a vazão de um rio em função do seu nível (cota), e vice-versa, construída a partir de dados fluviométricos de uma série histórica (Figura 19) (Novo *et al.*, 2019). É a base para a gestão dos recursos hídricos e o seu desenvolvimento é requerido para diversas análises hidrológicas, como os estudos de disponibilidade hídrica, de potenciais hidrelétricos, captação de água, modelagem chuva-vazão, sistema de alerta de eventos extremos e avaliação do fluxo do rio (Collischonn e Dornelles, 2013; Sahoo *et al.*, 2014).

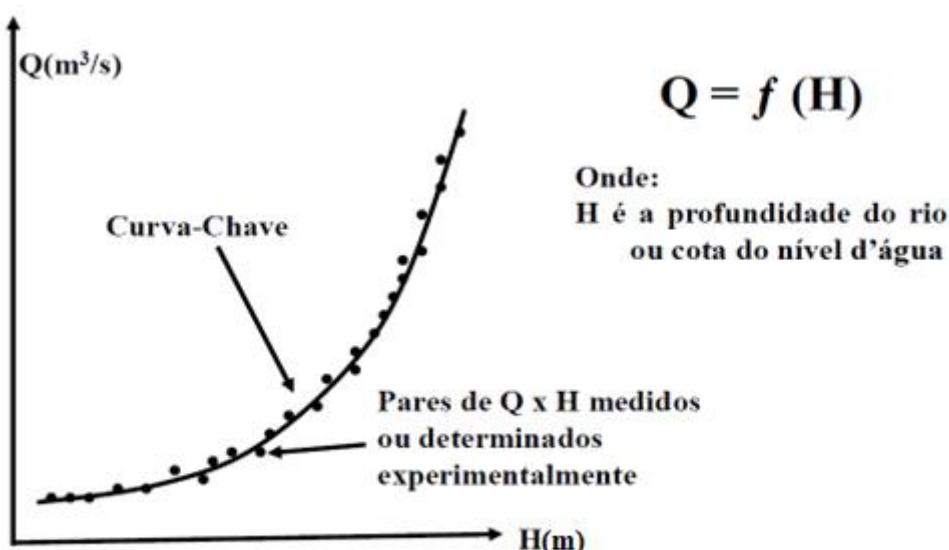


Figura 19 – Representação de uma curva-chave.

Fonte: Batista (2014). Disponível em: <https://www.slideserve.com/kemal/medi-o-do-escoamento-curva-chave>.

Existem diversas metodologias para a elaboração de curvas-chave e estas podem ser escolhidas de acordo com as características do local. Dias *et al.* (2019) apresentaram os métodos mais utilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM-PA) para elaborar e extrapolar curvas-chave em estações fluviométricas localizadas em diferentes rios da região amazônica. Os autores elaboraram curvas-chave do tipo Potência por meio da relação cota-vazão e extrapolaram pelo método Logarítmico (Fill, 1987; Selfione, 2002), Stevens

(Jaccon e Cudo, 1989) e Velocidade-Área (Filho *et al.*, 2003). Melo *et al.* (2022) elaboraram curvas-chave para 8 estações fluviométricas localizadas na bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), sudeste do Pará. De acordo com os seus resultados, as curvas-chave e curvas de permanência geradas obtiveram um bom ajuste, especialmente nas vazões mínimas, e os hidrogramas de vazões reproduziram muito bem a sazonalidade da BHRI. Os autores constataram, portanto, que estas curvas podem ser usadas como ferramenta de apoio à gestão dos recursos hídricos na bacia.

Tamwing *et al.* (2022) elaboraram curvas-chave para cinco pontos ao longo do rio Acre na Amazônia. Em suas análises, os autores constataram mudanças no traçado da curva-chave do rio Branco, no período de 20 anos, relacionadas com as alterações no curso d'água. Dessa forma, eles destacaram a necessidade de continuidade das medições de vazões regulares *in loco*, devido à dinâmica das características hidráulicas e geométricas do rio ao longo do tempo.

O procedimento de construção de uma curva-chave é atingido por muitas fontes de incertezas, incluindo a imperfeição na determinação de uma equação específica da curva-chave, as inseguranças na calibração dos instrumentos de medição de nível e vazão, e a imprecisão na estimativa dos parâmetros da curva-chave (Mansanarez *et al.*, 2019). Além disso, as vazões de um corpo d'água são oriundas de fenômenos climáticos, que são estocásticos no tempo e no espaço. Assim, as estimativas de vazão estão sempre associadas a uma incerteza (Martins *et al.*, 2011).

2.7.3 Hidrograma

A água da chuva ao atingir a superfície terrestre pode escoar em subsuperfície ou subterraneamente. A água que não infiltra na superfície do terreno continua a fluir vertente abaixo, até encontrar um solo mais permeável ou atingir um canal definido de drenagem ou, eventualmente, um rio ou oceanos. O predomínio e a importância dos tipos de escoamento dependem da combinação de diversos fatores, em especial, as condições climáticas, as

características morfométricas, as condições bióticas e edafológicas e as atividades antrópicas (Bigarella, 2003).

Segundo Tucci (2013), os escoamentos podem ser definidos em superficial, que representa o fluxo sobre a superfície do solo e pelos seus múltiplos canais; subsuperficial que é o fluxo que se dá junto às raízes da cobertura vegetal e subterrâneo cujo fluxo ocorre devido à contribuição do aquífero. Em geral, os escoamentos superficial e subterrâneo correspondem a maior parte do total, ficando o escoamento subsuperficial contabilizado em um ou outro. Para que sejam analisados individualmente, é necessário separar no hidrograma a parcela que corresponde a cada fluxo.

O hidrograma é a denominação dada ao gráfico que relaciona a vazão no tempo; é uma das formas mais usuais e práticas de representá-la. A distribuição da vazão no tempo é resultado da interação de todos os componentes do ciclo hidrológico entre a ocorrência da precipitação e a vazão na bacia hidrográfica (Figura 20) (Tucci, 2013).

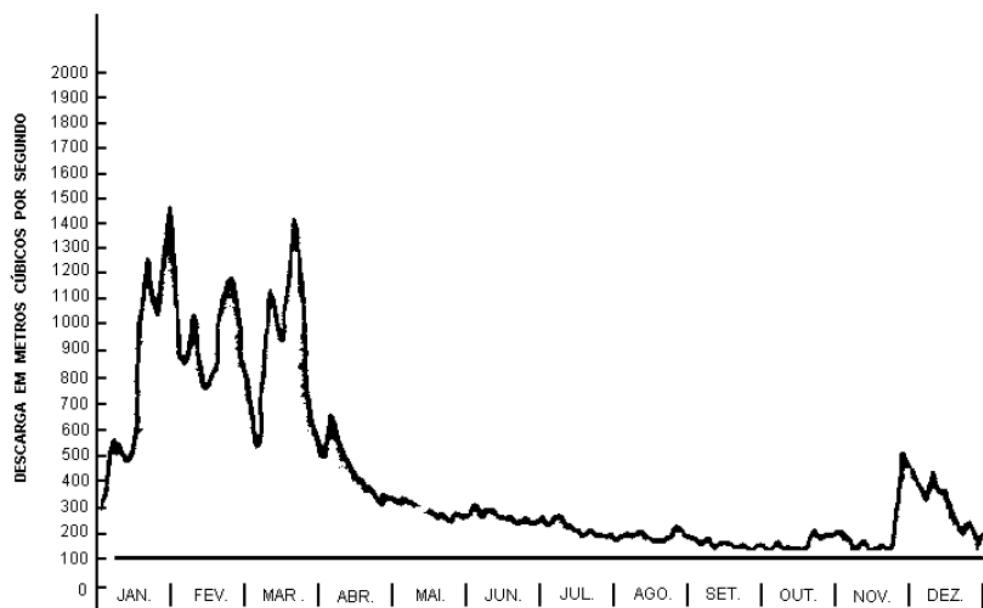


Figura 20 – Hidrograma de vazões diárias do rio Tietê em um dado ano.
Fonte: Villela e Matos (1975).

As séries temporais de vazão são o resultado da integração dos componentes do ciclo da água e, consequentemente, das influências naturais e antrópicas numa determinada região. Essas séries têm fundamental importância

como subsídio para as tomadas de decisões em relação à racionalização do uso da água e a preservação desse recurso (Mortatti *et al.*, 2004).

A qualidade ambiental de um corpo hídrico e dos seus ecossistemas associados é fortemente dependente do regime hidrológico, e isto inclui a magnitude das vazões mínimas e das vazões máximas, o tempo de duração das estiagens, o tempo de ocorrência das cheias, a frequência das cheias, a época de ocorrência dos eventos de cheias e estiagens, dentre outros (Poff *et al.*, 1997; Bunn e Arthington, 2002; Postel e Richter, 2003). E o hidrograma é uma ferramenta que auxilia nesse sentido, ou seja, obter conhecimento acerca do regime do rio ao longo de um determinado ano ou período hidrológico.

Existem diversas aplicações práticas dos hidrogramas. O hidrograma de cheias, por exemplo, permite avaliar a variação da vazão no dia e, consequentemente, a vazão máxima instantânea, também chamada de vazão de pico, e pode ser utilizado para controle de cheias, dimensionamento e operação dos vertedouros de reservatórios, e dimensionamento da rede de drenagem pluvial (Fill e Steiner, 2003; Rodrigues e Blanco, 2018). O hidrograma pode ser usado para definir a vazão ecológica de um corpo hídrico, ou vazão residual, que é um valor de referência que deve ser mantido no trecho do rio a jusante de um barramento ou de uma retirada de água para contabilizar a sustentabilidade ambiental e os usos humanos (Collischonn *et al.*, 2006; Gomes *et al.*, 2011). E finalmente, o hidrograma também pode ser usado para modelagem chuva-vazão por meio do hidrograma unitário, exemplos de aplicação podem ser vistos em Groves (1977), Chander e Shanker (1984), Barbosa e Fill (2001), Terra (2021) e Pires (2023).

2.7.4 Curva de Permanência de Vazões

A curva de permanência ou de duração de vazões relaciona a vazão e a porcentagem do tempo em que ela é superada ou igualada sobre todo o período histórico utilizado para sua construção. Ela representa o complemento da função distribuição cumulativa de probabilidade de vazões ou a probabilidade de excedência das vazões (Figura 21) (Quimpo e McNally, 1983; Voguel e Fennessey, 1994). Entretanto, não se pode dizer que a permanência se refere à

probabilidade das vazões em qualquer ano, mas, pode ser interpretada como uma “garantia” ou probabilidade de ocorrência das vazões num horizonte de planejamento (Searcy, 1959; Voguel e Fennessey, 1995), apesar de estatisticamente utilizar vazões dependentes entre si (Cruz e Tucci, 2008).

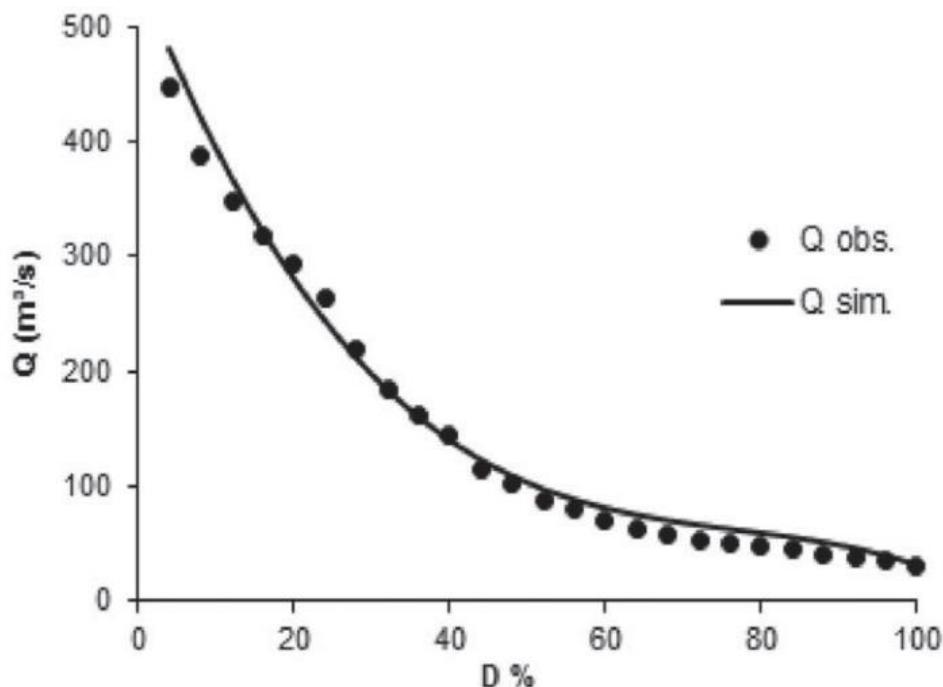


Figura 21 – Curva de permanência de vazões.

Fonte: Silva *et al.* (2019).

A permanência de uma vazão representa a probabilidade de excedência dessa vazão no tempo, ou seja, é definida como a probabilidade de ocorrência da vazão média diária do rio ser maior ou igual a um determinado valor, no período de sua amostra. Usando a terminologia estatística, a curva de permanência é o complemento da função densidade cumulativa de probabilidade (FCP) das vazões médias diárias (Voguel e Fennessey, 1994).

As curvas de permanência sintetizam de maneira simples o regime hidrológico de uma bacia hidrográfica. Sua forma e declividade expressam a variabilidade das vazões e são determinadas por características físicas, climáticas, morfológicas e de cobertura vegetal. A área sob a curva corresponde ao volume de escoamento total, ao fim do período de observações (Costa e Naghettini, 2012).

A curva de permanência de vazão é uma ferramenta hidrológica que permite avaliar a parcela do tempo em que é possível, a fio d'água, abastecer cidades, indústrias ou empreendimentos agropecuários, estabelecer a rentabilidade econômica de centrais hidrelétricas e as potências ótimas de dimensionamento (Voguel e Fennessey, 1990). Dessa forma, o conhecimento das vazões de permanência de um rio é de relevante importância para o planejamento e a gestão dos recursos hídricos, como geração de energia elétrica, sistemas de irrigação, sistemas de reserva e suprimento de água para abastecimento público; que, em geral, utilizam a vazão como variável condicionante (Pessoa *et al.*, 2011).

De acordo com Smakhtin (2001), possivelmente, a primeira revisão dos usos da curva de permanência de vazões foi feita por Searcy no ano de 1959. Já Voguel e Fennessey (1990) afirmaram que o primeiro uso da curva de permanência foi atribuído a Clemens Herschel por volta de 1880. Voguel e Fennessey (1995) realizaram posteriormente uma outra revisão na confecção desta ferramenta. Nessa mesma época, já constavam estudos de conciliação dos usos da curva de permanência no Brasil para retiradas e lançamentos associados aos sistemas de gerenciamento de recursos hídricos (Ceará, 1994; Bahia, 1995; Cabral, 1997).

Em tempos mais recentes, diversas são as aplicações das curvas de permanência de vazões na Engenharia de Recursos Hídricos, com destaque para estudos de disponibilidade hídrica (Cruz e Tucci, 2008), qualidade da água (Cunha *et al.*, 2012), potencial hidroelétrico (Carvalho Júnior *et al.*, 2008; Bezerra *et al.*, 2018), regionalização de vazões (Pessoa *et al.*, 2011; Costa *et al.*, 2012), modelagem chuva-vazão (Blanco *et al.*, 2007), modelagem regional (Costa *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2019) e resposta hidrológica frente às mudanças climáticas (Costa *et al.*, 2021).

Nesse contexto, é importante ressaltar que as curvas de permanência são fundamentais para o estabelecimento da vazão de referência, sendo o valor que passa a representar o limite superior de utilização da água em um curso d'água. O estabelecimento e respeito aos valores de vazão de referência é um dos principais entraves à implementação de um sistema de outorga (Ribeiro, 2000;

Câmara, 2003). Segundo Harris *et al.* (2000), a aplicação do critério de vazão de referência constitui-se em um procedimento adequado para a proteção dos rios, pois as alocações para derivações são feitas, geralmente, a partir de uma vazão de base de pequeno risco.

No Brasil, cada Estado tem adotado critérios particulares pragmáticos para o estabelecimento das vazões de referência para outorga sem, no entanto, apresentar justificativas da adoção desses valores (Cabral, 1997). No Estado do Pará, está definido que a vazão de referência utilizada para a análise de disponibilidade hídrica superficial dos pedidos de outorga é a vazão com 95% de permanência no tempo, ou seja, a disponibilidade hídrica ficará limitada a 70% da vazão de referência e será aplicado em corpos hídricos perenes e perenizados e a reservatórios, sendo necessário 30% de vazão ecológica que deverá ser preservada e não poderá ser solicitado (art. 14º, resolução 10/2010) (Monteiro, 2023).

2.8 BACIAS PAREADAS

Uma das primeiras metodologias utilizadas por pesquisadores para analisar os impactos das mudanças no uso e cobertura da terra foi o uso de bacias pareadas (Garofolo e Rodriguez, 2022). Os estudos de bacias pareadas envolvem duas bacias hidrográficas com características semelhantes em termos de declive, aspectos, solo, área, clima e vegetação local adjacentes ou próximas uma da outra. Esse alto grau de similaridade leva a crer que as duas bacias vão reagir de maneira semelhante às entradas climáticas (Tucci e Clarke, 1997; Brown *et al.*, 2005; Garofolo e Rodriguez, 2022).

Os dados são medidos e coletados nas duas bacias hidrográficas por alguns anos. Durante este período, um “modelo de calibração” é formado, permitindo a saída de uma bacia, a “bacia controle”, como um preditor em tempo real da saída da segunda bacia “a ser tratada”. A segunda bacia hidrográfica sofre então uma mudança no uso da terra, chamada de “tratamento”. A diferença entre os fluxos de saída da “bacia tratada” e da “bacia controle” é uma medida do efeito do uso da terra relativo ao uso original desta terra. A utilização da “bacia controle” evita muitos problemas de covariação das variáveis climáticas, como a

precipitação, ao longo do tempo. Isso porque estas variações já estão implicitamente incluídas nos dados da “bacia controle” (Bren e Lane, 2014).

O primeiro estudo com bacias pareadas foi implementado por Bates e Henry (1928) nas montanhas do Colorado (EUA), entre 1910 e 1926. Neste experimento, os pesquisadores realizaram pela primeira vez tratamentos (desmatamentos e reflorestamentos) previamente programados.

Brown *et al.* (2005) realizaram uma revisão dos principais estudos de bacias pareadas na literatura e concluíram que estes podem ser divididos em:

- 1- Experimentos de florestamento – conversão de pequenas vegetações (ex: pastagem) para floresta. Exemplos podem ser encontrados na África do Sul (Scott *et al.*, 2000), Nova Zelândia (McLean, 2001), Austrália (Hickel, 2001) e Reino Unido (Kirby *et al.*, 1991; Johnson, 1995);
- 2- Experimentos de regeneração – nos quais podem ser analisados efeitos da colheita florestal onde a regeneração é permitida. Envolvem a remoção de vegetação de uma percentagem de uma bacia hidrográfica seguida pela regeneração do mesmo tipo de vegetação (Stednick, 1996);
- 3- Experimentos de desmatamento – conversão de terras com vegetação densa em erva ou pastagem. As bacias hidrográficas de Collie na Austrália Ocidental são um exemplo (Ruprecht e Schofield, 1989; Ruprecht *et al.*, 1991; Schofield, 1991);
- 4- Experimentos de conversão florestal - a substituição de um tipo de floresta por outro tipo. Isso inclui a conversão de madeira macia em madeira dura, decídua em perene ou de pinho em eucalipto. A experiência de Stewarts Creek fornece um exemplo da conversão de vegetação nativa em pinheiros em Victoria, Austrália (Mein *et al.*, 1988; Nandakumar, 1993).

Hibbert (1967) analisou os resultados de 39 experimentos com bacias pareadas por todo mundo, em resumo ele concluiu que: a redução da cobertura florestal aumenta a vazão anual; o reflorestamento em terras esparsamente

vegetadas diminui a vazão anual; as respostas aos tratamentos são imprevisíveis e, via de regra, impossíveis de serem feitas.

Bosch e Hewlett (1982) atualizaram o trabalho de Hibbert (1967), acrescentando novos resultados, um total de 94 experimentos, a maioria com bacias pareadas. Segundo estes autores, os dados adicionais corroboraram as duas primeiras conclusões de Hibbert (1967), mas refutaram a terceira, uma vez que, seria possível prever de forma aproximada a resposta hidrológica dos tratamentos efetuados. Segundo eles, conhecendo-se o percentual de área desmatada e o tipo de vegetação envolvida, pode-se estimar o aumento das vazões.

Mais recentemente, trabalhos como o de Zhao *et al.* (2010), Liang *et al.* (2015) e Buendia *et al.* (2016) concordam com a ideia geral de que a expansão da floresta resulta na diminuição dos valores de escoamento superficial. Não obstante, estes trabalhos também mostram que a variabilidade da resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica está relacionada não só às características da superfície, mas também a outros elementos locais, como clima, solo e topografia.

Com o passar do tempo, a abordagem das bacias pareadas começou a ser estendida a outros campos de estudo para avaliar, por exemplo, as práticas de conservação (King *et al.*, 2008; Jokela e Casler, 2011; Lemke *et al.*, 2011), agrossilvicultura (Veum *et al.*, 2009; Paudel *et al.*, 2011; Rodríguez-Martínez e Santiago; 2017), manejo de nitrogênio e fósforo (Bishop *et al.*, 2005), controle de drenagem (Amatya *et al.*, 2000; Ssegane *et al.*, 2013) e desenvolvimento da terra (Shanley e Wemple, 2012).

Embora o uso dessa metodologia seja considerado muito eficaz, os projetos de bacias pareadas são caros para instalar e manter, carecem de um conjunto de protocolos para prescrever técnicas, e se concentram especialmente em países desenvolvidos (Andrreássian, 2004; Bren e Lane, 2014). Além disso, estes estudos ocorrem principalmente em microbacias, isso porque a questão da influência da cobertura da terra no ciclo hidrológico é bem menos complexa (Bates e Henry, 1928; Hibbert, 1967; Bosch e Hewlett, 1982; Stednick, 1996;

Andreássian, 2004; Brown *et al.*, 2005; Bren e McGuire, 2012; Kazemzadeh *et al.*, 2021; Mohamadi e Bagheri, 2022).

Assim, a revisão dos trabalhos realizada até o momento se refere, em sua maioria, à microescala, apresentando, geralmente, uma mudança unilateral no uso e cobertura da terra. Pode-se concluir que estes experimentos fornecem uma fonte clara de conhecimento sobre os efeitos que essas mudanças causam, porém, tais efeitos não podem, de forma alguma, ser generalizados quando analisamos a macro escala (Costa, 2005). Para Meister *et al.* (2017), os efeitos das mudanças no uso da terra podem ser vistos muito mais cedo e mais claramente em microescala do que em macro escala, mostrando uma dependência da escala de conversão em questão.

Devido às dificuldades em se manter os custos desse tipo de projeto e pela dimensão de suas bacias hidrográficas, no Brasil, os estudos de avaliação dos efeitos das mudanças no uso e cobertura da terra são realizados, em sua maioria, com o uso de modelos hidrológicos (Bayer, 2014; Cocconi, 2019; Galbetti, 2021; Santos, 2022), o que gera algumas incertezas nos resultados (Trancoso 2006; Cocconi, 2019).

Na Amazônia, pode-se citar o trabalho de Trancoso (2006) que utilizou a metodologia de bacias pareadas e de modelagem hidrológica para comparar 3 macrobacias subdivididas em 30 sub-bacias, e realizar análises de tendência nas vazões e precipitação. O autor não detectou alterações hidrológicas relacionadas às mudanças na cobertura da terra em macro escala, porém, ao dividir as bacias em microbacias experimentais as alterações foram evidentes.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.7 ÁREA DE ESTUDO E SUB-BACIAS PAREADAS

As sub-bacias desse estudo estão localizadas na BHRI, na região do Tocantins-Araguaia, sudeste do Estado do PA. A BHRI possui uma área de drenagem de aproximadamente 42.000 km² (Figura 22) e possui as maiores jazidas multiminerais da Amazônia (minérios de ferro, cobre, manganês, níquel, ouro, dentre outros), sendo uma das áreas mais importantes da mineração no cenário brasileiro atual e contém o maior depósito de minério de ferro do mundo. A BHRI está localizada no Arco do desmatamento da Amazônia e já teve cerca de 50% da sua área desmatada entre as décadas de 1970 e 2010 (Souza-Filho *et al.*, 2016). Essas áreas desmatadas são utilizadas principalmente para pastagens, sendo essa região responsável por cerca de 35% da pecuária bovina do PA (IBGE, 2017).

A sub-bacia com predominância de floresta é a chamada bacia do Alto rio Itacaiúnas, cujo rio principal é o Itacaiúnas e possui uma área de aproximadamente 11.846 km² (Figura 22). Ela está localizada na porção oeste da BHRI e dentro dela estão concentradas quase todas as florestas e áreas protegidas da região. Além disso, é nela que está situada a “Serra dos Carajás”, um platô de quase 900 metros de altitude. Nas áreas ao redor da Serra dos Carajás, o relevo é mais plano, varia de 80 a 300 m (Figura 24) (Souza-Filho *et al.*, 2016). Importante destacar que à montante dessa sub-bacia existem algumas áreas de pasto.

A sub-bacia com predominância de pastagem chama-se bacia do rio Vermelho, com seu rio principal de mesmo nome. A bacia tem uma área de cerca de 6.960 km² (Figura 22) e está localizada na porção leste da BHRI, quase 80% da sua área já foi desmatada (Guimarães *et al.*, 2019) devido à agropecuária. O relevo topográfico é plano, com altitudes que variam de 80 a 400 m, tornando-se mais acidentado no setor ocidental da bacia, com altitudes que variam entre 400 e 780 m (Figura 24) (Salomão *et al.*, 2018).

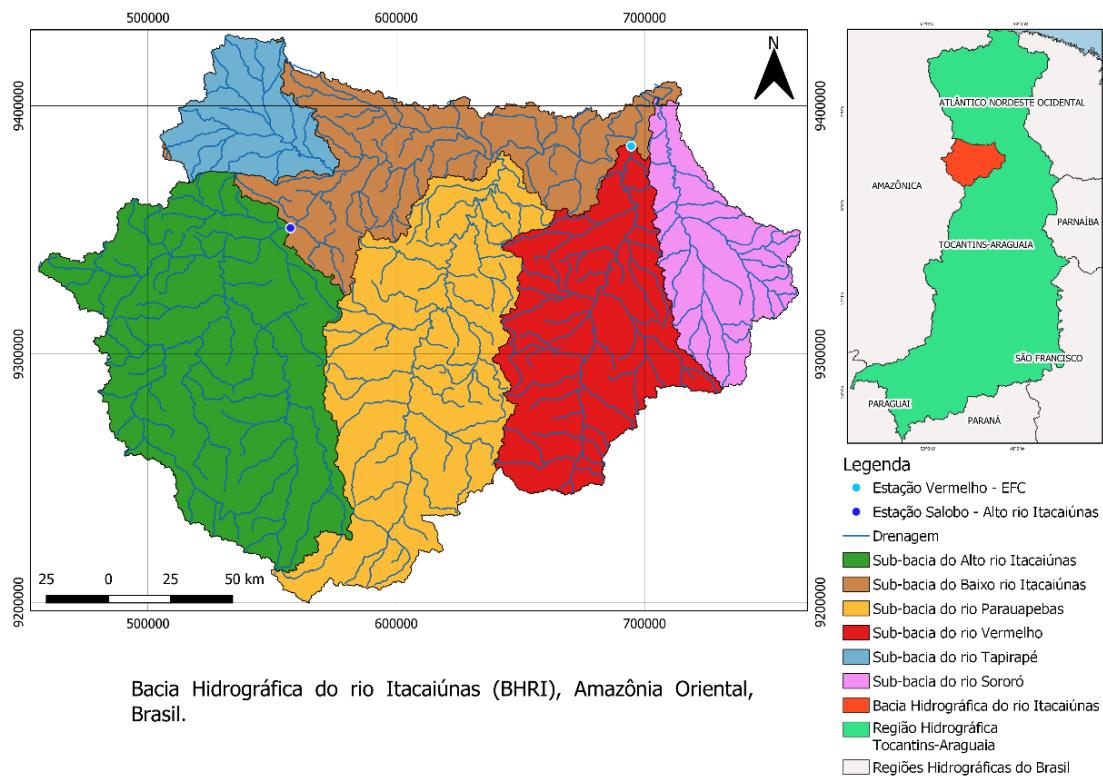


Figura 22 – Localização da região do Tocantis-Araguaia, hidrografia da BHRI e suas principais sub-bacias, Alto rio Itacaiúnas, Baixo rio Itacaiúnas, rio Vermelho, rio Parauapebas, rio Tapirapé e rio Sororó. As sub-bacias pareadas para este estudo nas cores verde e vermelho, respectivamente, bacia do Alto rio Itacaiúnas e bacia do rio Vermelho, e as estações fluviométricas utilizadas: Vermelho e Salobo.

Fonte: Autora (2024), shapes do IBGE (2022). Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias.html>.

3.2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A BHRI está inserida em uma macro região de clima tropical de monção (Am) (Alvares *et al.*, 2014), sendo caracterizado por uma precipitação anual média de aproximadamente 1,790 mm. Nesse caso, 87% da precipitação total ocorre durante a estação chuvosa e 13% ocorre durante a estiagem (Cavalcante *et al.*, 2019).

Com base na média mensal de precipitação da região, Silva Júnior *et al.* (2017b) identificaram que: 1) o período chuvoso da BHRI ocorre nos meses de novembro a abril, com precipitação média de/ou acima de 300 mm e precipitação total acumulada de 1.310 a 1.568 mm; 2) o período de estiagem acontece nos meses de maio a outubro, com precipitação média de aproximadamente 20 mm e precipitação total acumulada de 159 a 321 mm. Além disso, os autores

propuseram que os meses de maio e outubro podem ser considerados de transição entre os períodos chuvoso e de estiagem (Figura 23). A temperatura média do ar na região é de aproximadamente 26 °C (Alvares *et al.*, 2014).

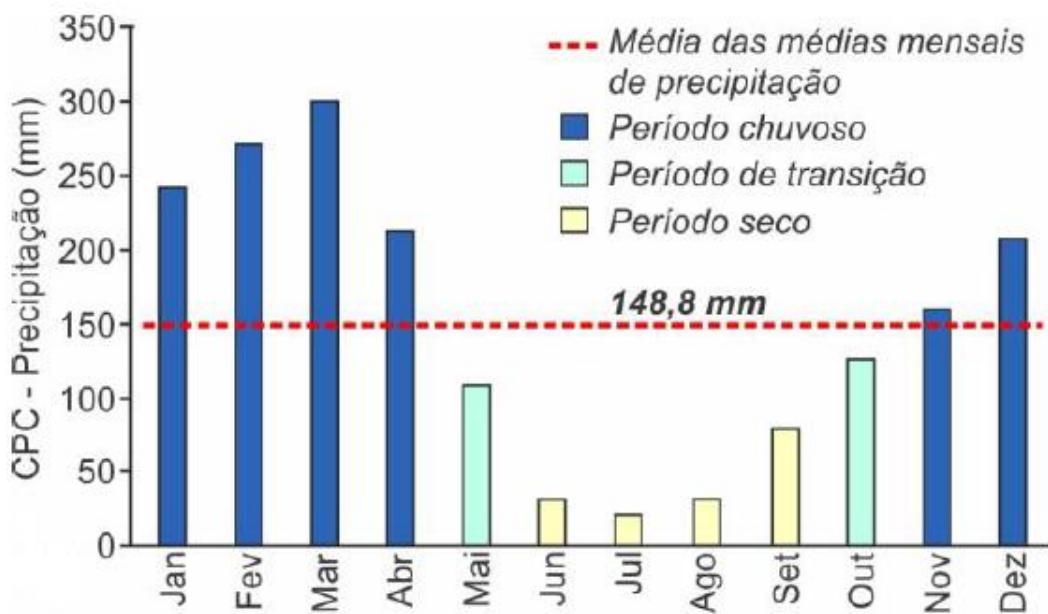


Figura 23 – Precipitação média mensal da BHRI ao longo do ano gerada por meio de dados interpolados do Climate Prediction Center (CPC) de 1986 a 2005. Fonte: Silva-Júnior *et al.* (2017b) modificado por Salomão (2020).

Os solos da BHRI são predominantemente do tipo Argissolo, caracterizados por apresentar horizonte diagnóstico B textural com acúmulo de argila em profundidade devido à mobilização e perda de argila da parte mais superficial do solo (EMBRAPA, 2016; Santos *et al.*, 2018). São classificados em Argissolo Vermelho-Amarelo (66%), seguidos de Latossolo Vermelho-Amarelo (22%), Neossolo Litólico (11%) e Neossolo Quartzarênico (1%) (EMBRAPA, 2021). Nas sub-bacias pareadas, denominadas de floresta e pastagem, dominam o Argissolo Vermelho-Amarelo seguido do Neossolo Litólico e Latossolo Vermelho-Amarelo (Figura 24).

A geologia da bacia inclui o domínio Bacajá ao Norte, composto por rochas metamórficas de alto teor e rochas metavulcânicas e metassedimentares. Já na parte Sul e nas províncias de Carajás, predominam os domínios Arqueano Rio Maria, Sapucaia e Canaã dos Carajás, que são rochas granitoides com

composições diversas e subordinados *greenstone belts* metamórfico-ultramáficos. Por fim, a porção oriental da região é composta pelo Cinturão do Araguaia, que contém rochas sedimentares, metassedimentares, máfico-ultramáficas e depósitos quaternários e coberturas lateríticas (Monteiro *et al.*, 2008; Dall'agnol *et al.*, 2017; Sahoo *et al.*, 2019).

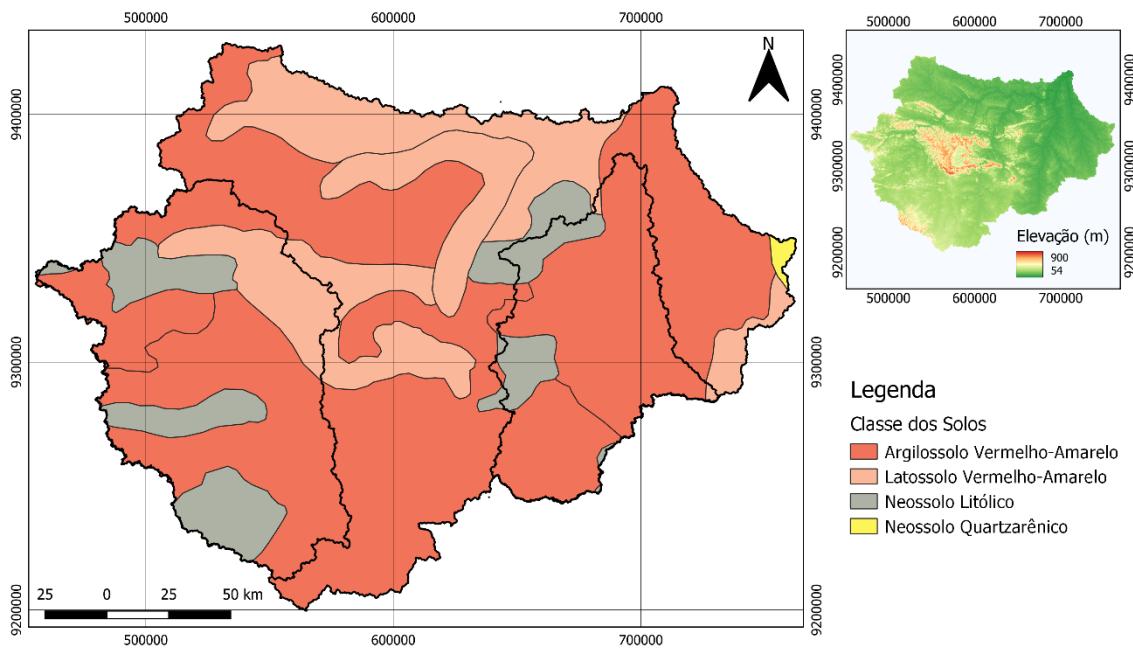


Figura 24 – Classificação dos solos e Modelo Digital de Elevação (MDE) da Bacia Hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI).

Fonte: Autora (2024), shapes da Embrapa Solos (2021) e MDE disponibilizado pela NASA JPL (2020).

A vegetação predominante na região é a floresta tropical com manchas de campos ferruginosos (canga) (Nunes *et al.*, 2022). A Floresta Nacional de Carajás (FLONA de Carajás) foi a primeira área protegida localmente, criada em 1998. As FLONAS são uma categoria de conservação que envolve o uso sustentável de recursos. Outras iniciativas de conservação foram agregadas ao entorno da FLONA de Carajás, hoje conhecido como MoC que inclui também a Floresta Nacional de Itacaiúnas, Floresta Nacional do Tapirapé-Aquiri, Reserva Biológica (Rebio) de Tapirapé, Área de Proteção Ambiental do Igarapé Gelado e Terra Indígena Xicrin do Cateté. Essa região possui uma área de 12.000 km² (Figura 25) (STCP, 2016).

O MoC é de extrema importância para a proteção da floresta Amazônica na região e algumas das áreas incluem o desenvolvimento de canga aberta e a formação de afloramentos ferríferos, onde pode ser encontrada vegetação rupícola ou aquática. Tais formações representam cerca de 5% da área da FLONA de Carajás e estão diretamente associadas às jazidas de ferro locais (STCP, 2016). Estas formações de canga abrigam uma flora especializada que se caracteriza pelas adaptações a esse ambiente peculiar e pela presença de diversas espécies endêmicas (Viana *et al.*, 2016).

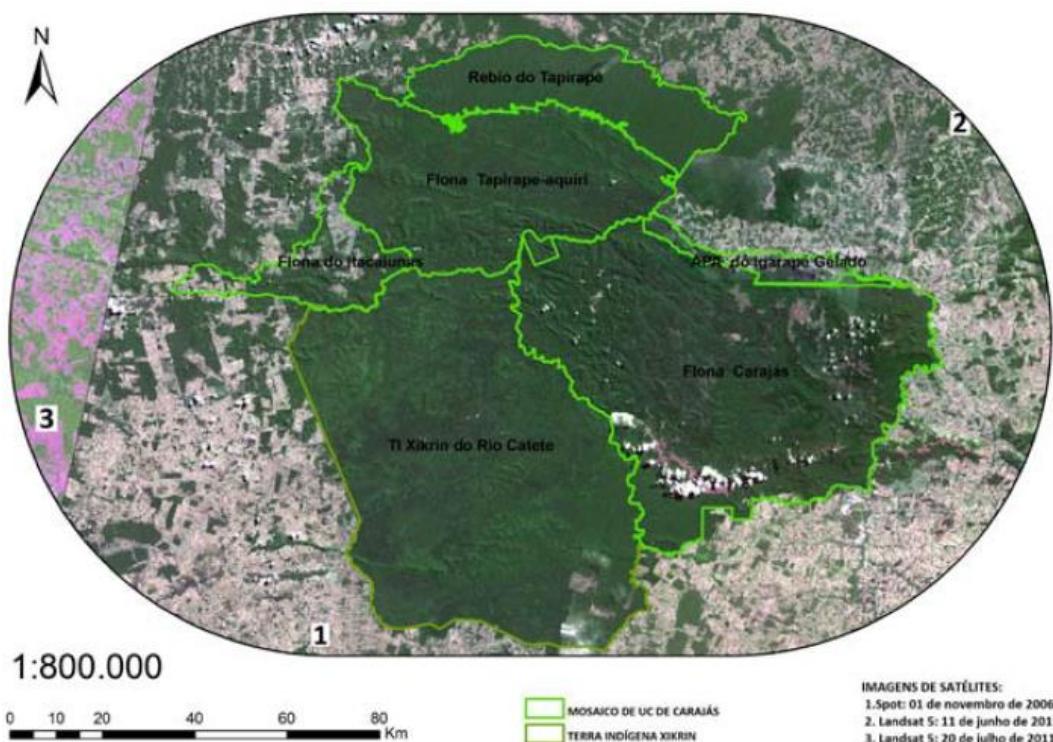


Figura 25 – Imagem do Mosaico de Carajás (MoC) evidenciando o contraste entre as áreas florestadas (em verde) e as áreas desmatadas (em cinza). Na figura a numeração corresponde à composição da imagem: 1) Imagem SPOT, de 01 de novembro de 2006; 2) Imagem LANDSAT 5, de 11 de junho de 2011; 3) Imagem LANDSAT 5, de 20 de julho de 2011.

Fonte: Martins *et al.* (2016).

3.3 MORFOMETRIA DA ÁREA DE ESTUDO

A hidrologia de uma bacia hidrográfica está diretamente ligada às suas características geomorfológicas (forma, relevo, área, geologia, rede de drenagem, solo, dentre outras) e o tipo de cobertura vegetal (Lima, 1986). A

caracterização morfométrica de uma bacia é um dos primeiros e mais comuns procedimentos executados em análises hidrológicas ou ambientais, e tem como objetivo elucidar as várias questões relacionadas com o entendimento da dinâmica ambiental, local e regional (Teodoro *et al.*, 2007). Além disso, é um importante instrumento de estudos de bacias hidrográficas que pode esclarecer questões sobre áreas vulneráveis e escoamento superficial (Christofolletti, 1999).

Dessa forma, para caracterização das sub-bacias aqui estudadas, estimaram-se alguns parâmetros físicos: área de drenagem (A), perímetro (P), comprimento axial (L), tempo de concentração (tc), índice de compacidade (Kc), índice de conformação (Kf) (ou fator de forma), rede de drenagem (Rd), densidade de drenagem (Dd), declividade equivalente (Ieq) e a ordem dos cursos d'água.

Os parâmetros área de drenagem, perímetro, comprimento axial, declividade equivalente e a ordem dos cursos d'água das duas sub-bacias foram calculados por meio de ferramentas de geoprocessamento do software *Quantum GIS* (QGis) versão 3.18, e com o uso do Modelo Digital de Elevação (MDE) do relevo da região. O MDE (Figura 24) é a versão 1 do NASADEM_HGT da NASA disponibilizado pelo *Land Processes Distributed Active Archive Center* (LP DAAC). Os produtos de dados NASADEM foram derivados de dados de telemetria originais do SRTM, uma colaboração entre a NASA e a Agência Nacional de Inteligência Geoespacial (NGA), bem como a participação das agências espaciais alemã e italiana. O foco principal do SRTM era gerar um MDE quase global da Terra usando interferometria de radar. NASADEM são distribuídos em blocos de 1 grau de latitude por 1 grau de longitude e consistem em todas as latitudes entre 60° N e 56° S, com resolução espacial de 30 m (NASA JPL, 2020).

O tempo de concentração é o tempo necessário para que toda a água precipitada na bacia hidrográfica passe a contribuir na seção considerada. É uma variável bastante sensível e depende diretamente da metodologia utilizada para o seu cálculo. Para o cálculo do tc foi usada a Fórmula de Kirpich (1940) (Equação 1), um modelo calibrado para bacias rurais que utiliza a declividade equivalente (m/km) e o comprimento do curso d'água principal (km):

$$tc = 57 \left(\frac{L^2}{I_{eq}} \right)^{0,385} \quad (1)$$

Existem vários índices utilizados para determinar a forma de bacias hidrográficas em comparação com formas geométricas conhecidas, o K_c a relaciona com um círculo e o K_f com um retângulo (Villela e Mattos, 1975). O K_c é a relação entre o perímetro da bacia e a circunferência do círculo de área igual à da bacia (Equação 2). Segundo Villela e Mattos (1975), é um número adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente de seu tamanho. Se a bacia for irregular, maior será o coeficiente de compacidade e menos sujeita às enchentes. Um coeficiente mínimo igual à unidade corresponde a uma bacia circular e para uma bacia alongada seu valor é significativamente superior a 1.

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (2)$$

Onde P é o perímetro da bacia hidrográfica expresso em m ou km, e A é a área da bacia hidrográfica em m^2 ou km^2 .

O K_f (Equação 3) é a relação entre a área da bacia e o quadrado de seu comprimento axial medido ao longo do curso d'água, desde a desembocadura até a cabeceira mais distante do divisor de águas. Esse fator indica maior ou menor tendência de enchente na bacia; quanto menor for esse índice, menor é a tendência a enchentes (Villela e Mattos, 1975).

$$K_f = \frac{A}{L^2} \quad (3)$$

Onde A é a área da bacia hidrográfica em m^2 ou km^2 , e L é o comprimento axial do seu rio principal em m ou km.

A rede de drenagem (R_d) (Equação 4) é o conjunto de todos os cursos d'água de uma bacia hidrográfica, sendo expressa em km.

$$R_d = \sum_{i=1}^n l_i \quad (4)$$

Onde l_i é o comprimento de todos os cursos d'água da bacia hidrográfica, expresso em m ou km.

A densidade de drenagem (Dd) (Equação 5) indica a eficiência da drenagem na bacia. É definida como a relação entre o comprimento total dos cursos d'água da rede de drenagem e a sua área (Christofoletti, 1969), expressa em km/km². Uma bacia hidrográfica tem a maior eficiência de drenagem quanto maior for essa relação. De acordo com Villela e Matos (1975), índices em torno de 0,5 km/km² indicam uma drenagem pobre, já índices maiores que 3,5 km/km² indicam bacias excepcionalmente bem drenadas.

$$Dd = \frac{L}{A} \quad (5)$$

Onde L é o comprimento total de todos os cursos d'água da bacia em km e A é a área da bacia em km².

A velocidade de um rio depende da declividade dos canais fluviais. Quanto maior a declividade, maior será a velocidade de escoamento. Assim, os hidrogramas de enchente terão ascensão mais rápida e picos mais elevados (Villela e Matos, 1975). A declividade equivalente (Ieq) (Equação 6) é determinada pelo quociente entre a diferença das cotas do talvegue principal e sua extensão horizontal, expressa em m/km:

$$Ieq = \frac{\Delta H}{L} \quad (6)$$

Onde ΔH é a diferença entre as cotas do ponto mais distante e da seção considerada em m, e L é o comprimento do talvegue principal.

A caracterização do sistema de drenagem ou determinação da ordem da bacia indica o grau de ramificação ou bifurcação dentro da mesma. A ordem dos cursos d'água foi determinada de acordo com os critérios de Strahler (1957). Segundo o autor, os canais sem tributários são designados de primeira ordem. Os canais de segunda ordem são os que se originam da confluência de dois canais de primeira ordem e podem ter afluentes também de primeira ordem. Os canais de terceira ordem têm origem na confluência de dois canais de segunda

ordem e podem receber afluentes de segunda e primeira ordens, e assim sucessivamente.

3.4 DADOS HIDROMETEOROLÓGICOS

Os dados de vazão utilizados neste estudo foram gerados por meio de curvas-chave e de dados dos sensores de nível de estações fluviométricas situadas nas fozes dos rios principais das sub-bacias pareadas. Essas estações foram instaladas e são operadas pelo Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável (ITV-DS). A partir de 2014, o ITV-DS instalou uma rede de monitoramento na BHRI, no ano de 2015 iniciou as campanhas sazonais (trimestrais) de medições de vazão na bacia, e em 2016 foram instaladas as réguas limnimétricas para medir o nível (cota) dos rios nas seções de medição de vazão.

A estação fluviométrica localizada na sub-bacia denominada floresta foi instalada em 2016 e a estação situada na sub-bacia chamada pastagem foi instalada em 2020. Adicionalmente, foram instalados sensores de nível – próximo ao “zero” da “Régua 01” de cada seção - do tipo transdutor de pressão (CS451) e sondas de nível HOBO *Water Level Logger*. Os sensores do tipo transdutor de pressão medem o nível mínimo e máximo d’água a cada hora, enquanto que as sondas HOBO foram programadas para medir o nível a cada 30 minutos (Melo *et al.*, 2019). Na Figura 26, observa-se o modelo das réguas instaladas na BHRI, o leitor do *data logger* das estações e a sonda de nível HOBO.



Figura 26 – Réguas limnimétricas instaladas nas seções, leitor do *data logger* das estações que mostra o nível do rio e outras variáveis, e a sonda de nível HOBO.

Fonte: Melo *et al.* (2019).

As curvas-chave foram ajustadas com os dados de vazão medidos nas campanhas sazonais; estas foram realizadas entre os anos de 2017 e 2023 em 26 seções na BHRI, nos períodos de vazões máximas (cheia), vazões intermediárias (transição) e vazões mínimas (estiagem), totalizando 4 campanhas anuais. Para medir a vazão e o nível dos rios, foram utilizados diversos instrumentos e os seguintes equipamentos acústicos: *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) e o *FlowTracker Acoustic Doppler Velociter* (*FlowTraker*). A Figura 27 apresenta um exemplo de seção transversal obtida com o uso do ADCP, nela é possível observar o nível e a profundidade do rio, o comprimento e o formato da seção, e as velocidades do escoamento.

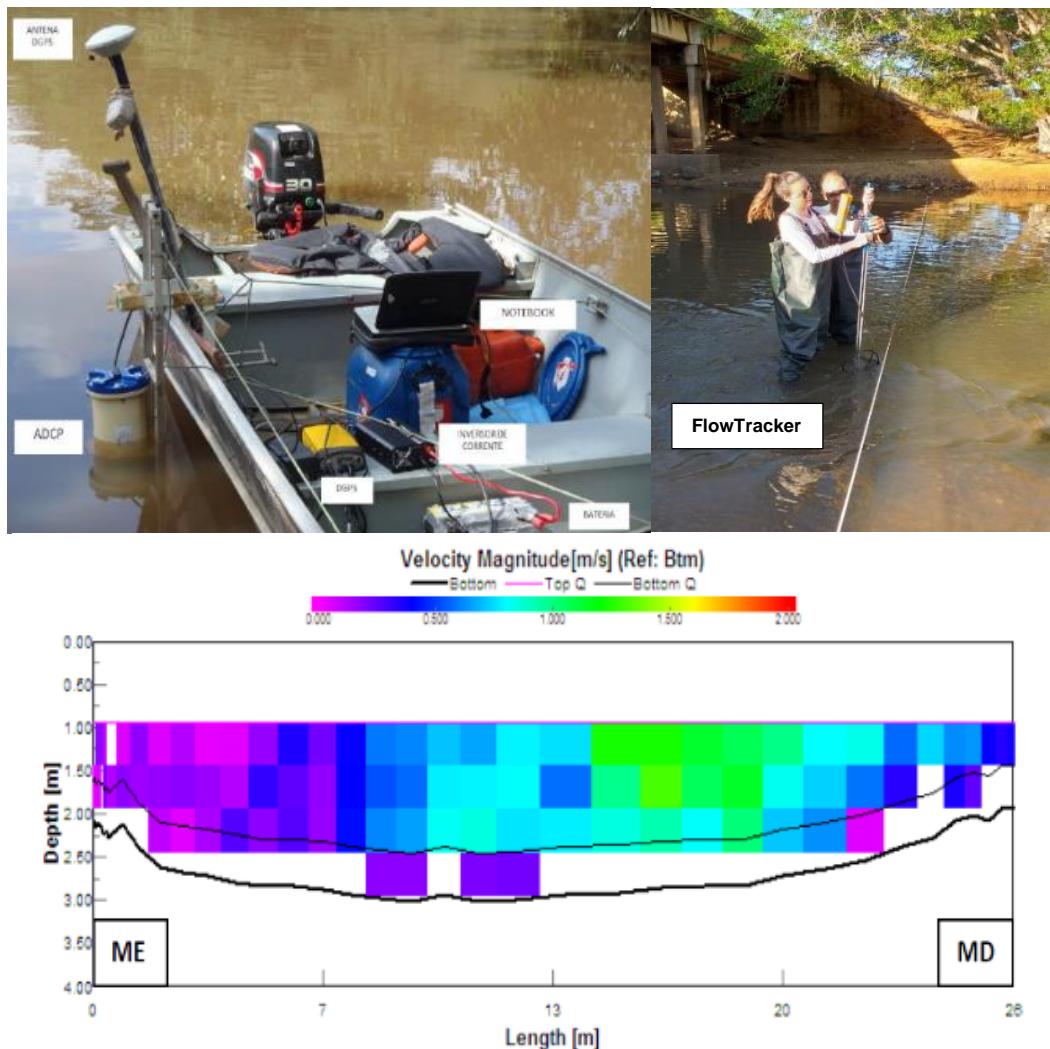


Figura 27 – Instrumentos utilizados para medição de vazão na BHRI e seção transversal obtida com o equipamento acústico ADCP.

Fonte: Modificado de Melo *et al.* (2019).

Analizando-se a Figura 27, cada pixel representa uma magnitude diferente ao longo da seção (Melo *et al.*, 2019, 2022). Os métodos adotados nas campanhas seguem os padrões e normas internacionais elaboradas pelo *United States Geological Survey (USGS)* e recomendadas pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) (Melo *et al.*, 2019). A Tabela 1 apresenta a localização das estações fluviométricas e a Figura 28 mostra as seções onde estão instaladas as estações em cada sub-bacia.

Tabela 1 – Estações fluviométricas utilizadas.

Código	Cobertura	Rio	Nome	Longitude	Latitude
822090A0	Floresta	Itacaiúnas	Salobo	-50,481532	-5,873038
8220F0401	Pastagem	Vermelho	Vermelho - EFC	-49,242358	-5,571890



Figura 28 – Seção fluviométrica da estação Salobo, chamada de floresta, na sub-bacia do Alto rio Itacaiúnas (esquerda) e seção fluviométrica da estação Vermelho-EFC, chamada de pastagem, na sub-bacia do rio Vermelho (direita).

Para avaliação da precipitação na região, foram usados dados horários e mensais de reanálises do ERA5-Land (Muñoz-Sabater, 2019a; 2019b) para o período do estudo (2020 a 2022). A reanálise combina dados de modelos com observações de todo o mundo em um conjunto de dados completo e consistente (ECMWF, 2022). Produzido pelo ECMWF, o ERA5-Land é um conjunto de dados melhorado para a componente terrestre da quinta geração da *ReAnalysis Europeia* (ERA5) (Muñoz-Sabater *et al.*, 2021). Ele abrange um período de 1950 até o presente, com atualizações contínuas para apoiar aplicações de monitoramento na superfície. Além disso, descreve a evolução dos ciclos da água e de energia sobre a terra de uma forma consistente ao longo do período de produção, o que, dentre outros, pode ser utilizado para analisar tendências e anomalias (Muñoz-Sabater *et al.*, 2021). Atualmente, o conjunto de dados do ERA5-Land têm sido amplamente utilizado em muitos estudos para avaliações das condições da superfície terrestre (Pelosi *et al.*, 2020; Chen *et al.*, 2021; Wang *et al.*, 2022; Dos Santos Silva *et al.*, 2023).

3.5 CURVAS-CHAVE, HIDROGRAMAS E CURVAS DE PERMANÊNCIA DAS SUB-BACIAS ANALISADAS

Melo *et al.* (2022) elaboraram equações de curvas-chaves para 8 estações fluviométricas do ITV-DS localizadas na BHRI. Dentre essas estações, estão as estações Salobo e Vermelho-EFC, localizadas próximo a foz das sub-bacias de floresta e pastagem. Neste trabalho, foi realizada uma atualização dos dados e das curvas-chave destas estações. Para as estações Salobo e Vermelho-EFC elaboraram-se curvas-chave via modelo exponencial. Segundo Jaccon e Cudo (1989), as características geométricas de seção são dadas em função da profundidade do curso d'água, garantindo que a vazão seja função indireta do nível d'água, assim, pode-se aproximar a relação “cota x vazão” a uma expressão exponencial do tipo potência (Equação 7)

$$Q = a(h - h_0)^n \quad (7)$$

Em que h é o nível do rio na régua em m, correspondente à vazão Q em m^3/s ; h_0 é o nível para o qual a vazão é nula; a e n são constantes determinadas para cada seção fluviométrica.

O valor de h_0 pode ser positivo ou negativo, variando de acordo com a posição do “zero” das réguas em relação ao fundo do rio. Os parâmetros de ajuste dos pares (h e Q) são calculados pela expressão linearizada (Equação 8), sendo a e n determinados por regressão linear h_0 e pelo método das aproximações sucessivas (Cordeiro e Medeiros, 2003).

$$\log Q = \log a + n \times \log(h - h_0) \quad (8)$$

Para a extração das curvas-chave, foi utilizado o método logarítmico (Equação 8). Esse método baseia-se na hipótese de que pelo menos o trecho superior da curva-chave, na faixa de cotas medidas, obedece à expressão matemática exponencial do tipo potência, mantendo-se os mesmos coeficientes (a e n) na faixa de cotas extrapoladas. Portanto, é um prolongamento da equação da curva-chave exponencial para as maiores cotas (Fill, 1987; Selfione, 2002). Tanto a equação da curva-chave quanto a de extração foram calibradas por meio do coeficiente de eficiência Nash–Sutcliffe (NSE) (Nash e Sutcliffe, 1970 - Equação 9) e validadas utilizando o erro relativo percentual de longo prazo (BIAS%) (Equação 10).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{ci} - Q_{oi})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - Q_{cm})^2} \quad (9)$$

$$BIAS (\%) = \frac{\sum_{i=1}^N Q_{ci} - \sum_{i=1}^N Q_{oi}}{\sum_{i=1}^N Q_{oi}} \cdot 100 \quad (10)$$

Onde Q_{ci} é a vazão calculada no intervalo de tempo i , Q_{oi} é a vazão observada no mesmo intervalo de tempo, N é o número de intervalos no tempo, Q_{cm} é a vazão média calculada durante os intervalos de tempo N e Q_{om} é a vazão média observada nos mesmos intervalos.

O NSE representa o quanto o modelo hidrológico é melhor que as médias (modelo alternativo). Quanto mais próximo de 1, mais o modelo hidrológico aproxima-se da realidade. Os valores de desempenho de $NSE > 0,75$ são classificados como bons, enquanto que valores entre 0,36 e 0,75 são considerados aceitáveis e para valores inferiores a 0,36, o modelo é considerado inaceitável (Van Liew *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2008). O BIAS representa a tendência média (maior ou menor) dos dados simulados em relação aos dados observados. Valores de $BIAS < 10\%$ são classificados como muito bom, $10\% < BIAS < 15\%$ como bom, $15\% < BIAS < 25\%$ são satisfatórios e $BIAS > 25\%$ são considerados insatisfatórios (Van Liew *et al.*, 2007). Por fim, calculou-se o Erro na Cota Máxima ($Eh_{máx}$) (Equação 11) para análise de incerteza do método de extração da curva-chave. Esse erro permite quantificar uma sub ou sobre estimativa da metodologia na cota máxima extrapolada, pois o valor dessa vazão é a referência no processo de extração.

$$Eh_{máx} = \frac{(Q_{em} - Q_{cm})}{Q_{cm}} \quad (11)$$

Em que Q_{em} é a vazão gerada pela extração na cota máxima medida e Q_{cm} é a vazão da curva-chave na máxima cota medida.

Para determinação dos hidrogramas das sub-bacias floresta e pastagem, calculou-se as médias das vazões diárias e das vazões específicas. Para análise comparativa e avaliação de comportamento de crescimento entre as vazões específicas, calculou-se os coeficientes de correlação r e de Pearson (Equações 12 e 13) (Pearson *et al.*, 1994).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad (12)$$

$$Pearson = \frac{1}{N-1} \sum \left(\frac{x_i - \bar{x}}{s_x} \right) \left(\frac{y_i - \bar{y}}{s_y} \right) \quad (13)$$

Em que x_i e y_i são as vazões específicas calculadas no intervalo de tempo i para as sub-bacias floresta e pastagem, respectivamente, e N é o número de intervalos. \bar{x} e \bar{y} são as médias das vazões específicas das sub-bacias floresta

e pastagem calculadas para todo o intervalo N. Sx e Sy são as covariâncias das variáveis x e y.

Para a separação dos escoamentos superficial e subterrâneo dos hidrogramas realizou-se o cálculo de médias móveis de 5 dias. O *Institute of Hydrology* (1980) estabeleceu a separação do escoamento de séries de vazões diárias de vários postos do Reino Unido, por meio do uso de médias móveis. Ao calcular a média de 5 valores consecutivos de vazão foi gerada uma série de vazões em que os maiores valores e as pequenas variações são filtrados. Dessa forma, unindo os pontos de mudança de tendência da curva resultante, o volume acima da curva é o escoamento superficial.

Para elaboração das curvas de permanência, utilizou-se a metodologia de enfoque não paramétrico de Voguel e Fennessey (1994). Primeiramente, ordena-se de forma decrescente toda a série de vazões disponível, não importando o intervalo de tempo dos registros. Em seguida, plota-se cada observação ordenada *versus* sua duração ou excedência correspondente. A duração geralmente é expressa em porcentagem, e coincide com a estimativa da probabilidade de excedência, ε_i , da i-ésima observação na amostra ordenada. Caso ε_i seja estimada pela posição de plotagem de Weibull, a duração D_i é dada pela Equação 14.

$$D_i = 100 \cdot \varepsilon_i = 100 \left(\frac{i}{n+1} \right) \quad (14)$$

Onde n é número de observações disponíveis, i é o indexador das vazões ordenadas, sendo o menor valor de i atribuído à maior vazão observada, e, o maior valor, à menor vazão e ε_i é a probabilidade de excedência da i-ésima vazão.

O período de dados disponível para avaliação comparativa do regime hidrológico das duas sub-bacias foi de 27/01/2020 a 27/01/2022, 2 anos. Diferentemente de outros estudos de bacias pareadas, nos quais o monitoramento inicia-se antes das mudanças no uso e na cobertura da terra na bacia experimental e continua após isso. Neste trabalho o monitoramento iniciou-se num momento em que a sub-bacia pastagem já estava totalmente modificada,

devido ao intenso desmatamento ocorrido na região (Figura 4). A Figura 29 resume a metodologia da pesquisa.

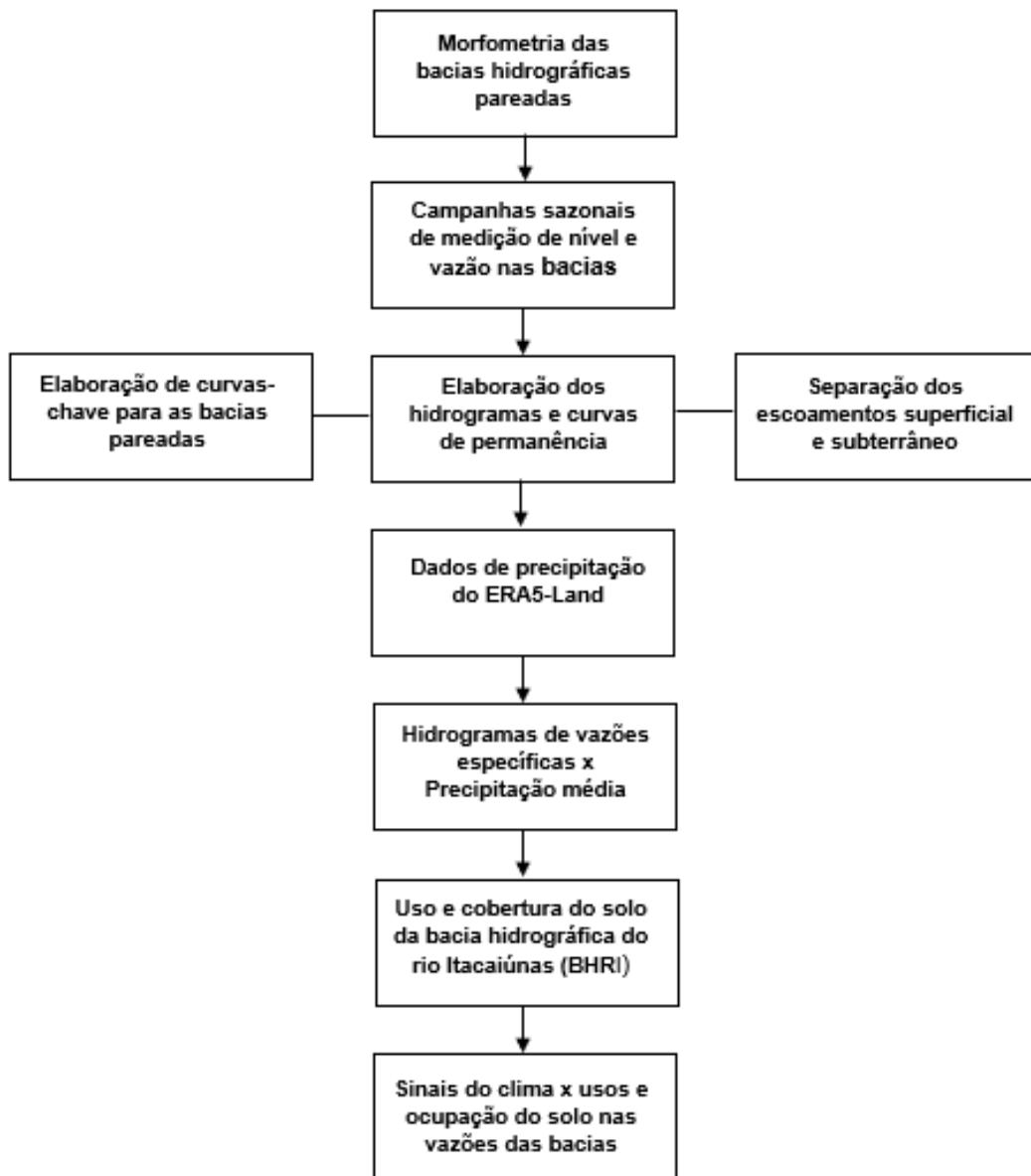


Figura 29 – Resumo esquemático da metodologia da pesquisa.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.7 MORFOMETRIA DAS SUB-BACIAS PAREADAS

Os resultados obtidos pela análise morfométrica das sub-bacias pareadas são apresentados na Tabela 2.

Tabela 2 – Características físicas das sub-bacias floresta e pastagem.

Alto Rio Itacaiúnas – Salobo Floresta	Rio Vermelho – EFC Pastagem
Área (A): 11.845,90 km ²	Área (A): 6.959,68 km ²
Perímetro (P): 844,16 km	Perímetro (P): 708,00 km
Comprimento Axial (L): 242,30 km	Comprimento Axial (L): 199,86 km
Tempo de Concentração (tc): 9.915,44 min ~ 7 dias	Tempo de Concentração (tc): 12.525,81 min ~ 9 dias
Índice de Compacidade (Kc): 2,17	Índice de Compacidade (Kc): 2,38
Índice de Conformação (Kf): 0,20	Índice de Conformação (Kf): 0,17
Rede de Drenagem (Rd): 8.050,76 km	Rede de Drenagem (Rd): 4.803,34 km
Densidade de Drenagem (Dd): 0,68 km/km ²	Densidade de drenagem (Dd): 0,69 km/km ²
Declividade Equivalente (Ieq): 0,089 m/km	Declividade Equivalente (Ieq): 0,033 m/km
Ordem dos cursos d’água: 5 ^a ordem	Ordem dos cursos d’água: 4 ^a ordem

De acordo com os resultados, pode-se afirmar que as duas sub-bacias analisadas, são pouco suscetíveis a enchentes em condições normais de precipitação, pois o índice Kc de ambas as bacias apresentou valores afastados da unidade; 2,17 na floresta e 2,38 na pastagem (Cardoso *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2022). No que diz respeito à forma das bacias, os valores de Kf igual a 0,20 na floresta e 0,17 na pastagem, indicam que ambas não possuem forma circular, mas sim uma tendência de forma alongada. Isto também indica uma menor predisposição a enchentes, pois em bacias com forma circular há maiores possibilidades de chuvas intensas ocorrerem em toda a sua extensão, concentrando grande volume de água no tributário principal (Azevedo, 1995).

Os valores da densidade de drenagem (Dd) encontrada na sub-bacia floresta foi de 0,68 km/km² e na sub-bacia pastagem foi de 0,69 km/km². De acordo com a classificação de Villela e Matos (1975), esses resultados indicam que as duas bacias possuem uma capacidade de drenagem pobre, em torno de 0,5 km/km². calcularam o índice de densidade de drenagem para a BHRI e chegaram ao valor de 0,16 km/km², comprovando que a mesma possui uma baixa taxa de drenagem. Entretanto, os autores constaram que a BHRI tem uma grande distribuição hidrográfica, com 7,67 canais/km². Tal fato pode ser a explicação para a capacidade de drenagem pobre das sub-bacias pareadas. Entender o grau de desenvolvimento do sistema de drenagem de uma bacia hidrográfica é extremamente importante, e a densidade de drenagem é um fator primordial nesse sentido, visto que seus valores ajudam no planejamento e manejo de uma bacia (Cardoso *et al.*, 2006). Na Figura 30 é possível observar a classificação do sistema de drenagem da BHRI e das sub-bacias pareadas, de acordo com a classificação de Strahler (1957). O sistema de drenagem das sub-bacias possui ramificação de quinta e quarta ordem na floresta e na pastagem, respectivamente. A BHRI é classificada como de quinta ordem, o que está de acordo com os resultados de Da Silva *et al.* (2022).

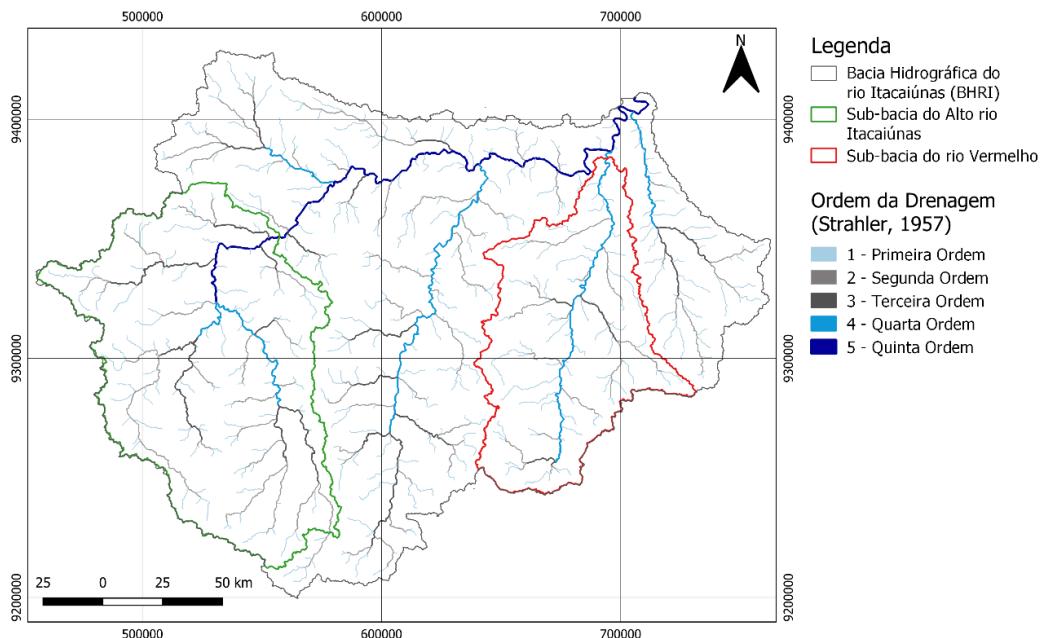


Figura 30 – Hierarquia fluvial do sistema de drenagem da BHRI, com destaque para as sub-bacias do Alto rio Itacaiúnas (floresta) e do rio Vermelho (pastagem). Fonte: Autora (2024).

Os resultados da ordem de drenagem das bacias indicam que elas possuem um sistema de drenagem com muita ramificação, nesse caso, a sub-bacia floresta tem uma drenagem mais ramificada do que a sub-bacia pastagem, entretanto, as duas bacias têm valores de densidade de drenagem próximos (Tabela 2).

Durante a análise da hierarquia das bacias, verificou-se que ambas as sub-bacias também podem ser classificadas, com base em critérios geométricos, em dendrítica e paralela. De acordo com Christoforetti (1974), uma bacia hidrográfica dendrítica lembra a configuração de uma árvore e é típica de regiões onde predomina rocha de resistência uniforme. Enquanto que uma bacia paralela, também conhecida como “cauda equina”, ocorre em regiões de vertentes com acentuada declividade, ou onde existem controles estruturais que favorecem a formação de correntes fluviais paralelas. Segundo Da Silva *et al.* (2022), toda a área da BHRI possui um padrão de drenagem que varia de dendrítica a paralela. A Figura 31 apresenta o mapa de declividade da BHRI e das duas sub-bacias pareadas.

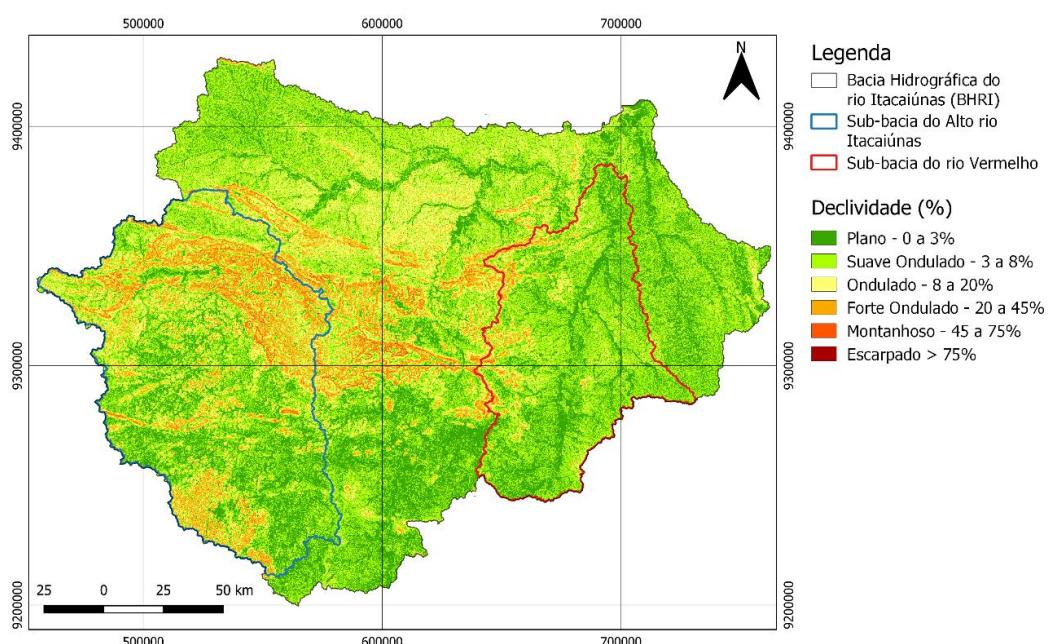


Figura 31– Declividade em percentual do relevo da BHRI, com destaque para as sub-bacias do Alto rio Itacaiúnas (floresta) e do rio Vermelho (pastagem).

Fonte: Autora (2024), shapes do Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2010). Disponível em: <https://www.sgb.gov.br/publique/Gestao-Territorial/Gestao-Territorial/Mapa-de-Declividade-em-Percentual-do-Relevo-Brasileiro-3497.html>.

Analizando-se a Figura 31, é possível observar que a BHRI apresenta diferentes graus de inclinação no seu relevo, variando de terrenos planos até os mais escarpados. Grande parte da área da bacia é composta por planícies (inclinação até 3%) e ondulações suaves (3 a 8%), enquanto que os terrenos de maior declividade (forte ondulado, montanhoso e escarpado) situam-se na região Centro-Oeste da BHRI, especialmente nas regiões das serras.

A Tabela 3 apresenta as informações quantitativas associadas à distribuição por área das classes de declividade do terreno das sub-bacias analisadas. Observa-se que tanto na floresta quanto na pastagem, a maior parte da área possui um relevo suave ondulado, com 34,18% e 48,62%, respectivamente, seguido do relevo plano, com 25,56% de área na floresta e 35,86% de área na pastagem. Ao analisar os relevos mais acentuados, nota-se que há predominância destes na área da sub-bacia floresta, especialmente, o relevo forte ondulado (15,97%) seguido do montanhoso (2,12%). Os valores de declividade equivalente para as sub-bacias de floresta e pastagem foram, respectivamente, 0,089 m/km e 0,033 m/km (Tabela 2).

Tabela 3 – Distribuição por área das classes de declividade das sub-bacias floresta e pastagem.

Declividade (%)	Relevo	Área (km ²)		Área (%)	
		Floresta	Pastagem	Floresta	Pastagem
0 - 3	Plano	3.027,78	2.496,32	25,56	35,86
3 - 8	Suave ondulado	4.048,69	3.384,24	34,18	48,62
8 - 20	Ondulado	2.622,69	832,58	22,14	11,96
20 - 45	Forte ondulado	1.891,89	224,80	15,97	3,23
45 - 75	Montanhoso	251,34	22,33	2,12	0,32
> 75	Forte montanhoso	3,46	0,00	0,03	0,00

Alguns processos hidrológicos são diretamente ligados à declividade de um terreno, como a infiltração e escoamento superficial (Silva e Vidal, 2021). A

declividade influencia a relação entre a precipitação e o deflúvio de uma bacia hidrográfica, sobretudo devido ao aumento da velocidade do escoamento superficial, reduzindo a possibilidade de infiltração de água no solo (Cardoso *et al.*, 2006). Nas sub-bacias pareadas, observou-se que a bacia floresta possui, de maneira geral, áreas com terrenos mais acentuados e inclinados em relação à bacia pastagem (Figura 16 e Tabela 3). Esse fato é comprovado pelo valor de declividade equivalente da mesma que foi maior também. Nesse caso, esta alta declividade pode ser compensada pela cobertura vegetal da bacia.

É sabido que a cobertura vegetal exerce a função hidrológica de interceptação e redistribuição de água da chuva. A maior quantidade de água da chuva atravessa o dossel da floresta, atingindo o piso florestal recoberto de serapilheira. Nesse processo, o papel exercido pela serapilheira na diminuição da erosão superficial é fundamental, evitando o selamento do solo e permitindo a infiltração da água no solo (Coelho Neto, 1985).

A remoção da vegetação em um ambiente florestal pode ocasionar processos erosivos, gerando degradação do ambiente local e pode propagar-se para áreas adjacentes. Portanto, a declividade e a cobertura vegetal são fatores importantes na tomada de decisão de um manejo adequado de uma bacia, visto que influenciam a precipitação efetiva, escoamento superficial, fluxo de água no solo, dentre outros (Cardoso *et al.*, 2006).

A Figura 32 ilustra a hipsometria da BHRI e das sub-bacias pareadas. A hipsometria representa as medidas altimétricas do terreno e facilita a interpretação de alguns aspectos, como a identificação de áreas mais suscetíveis às inundações (Silva e Vidal, 2021). Observa-se no mapa que as maiores altitudes da BHRI se situam no Centro-Oeste, especialmente na região da Serra dos Carajás, atingindo o pico entre 850 e 900 m. Além disso, é possível notar que as áreas de elevada altitude da BHRI estão localizadas principalmente dentro e nas adjacências da sub-bacia floresta (variando de 250 a 800 m), incluindo o Sul dessa sub-bacia, onde está situada a nascente do rio Itacaiúnas na Serra da Seringa.

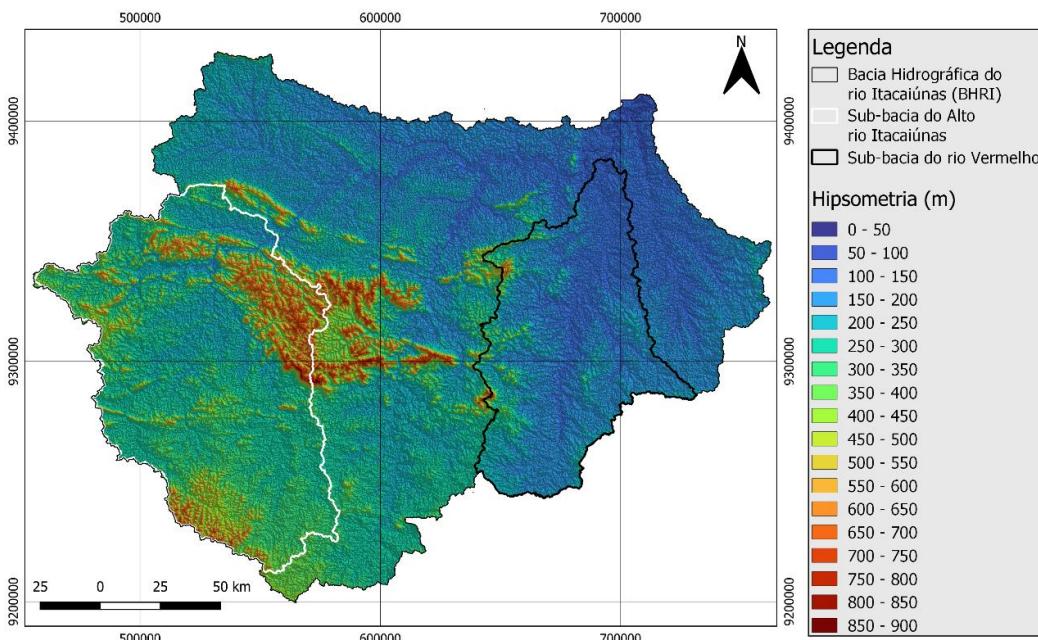


Figura 32 – Hipsometria da BHRI, com destaque para as sub-bacias pareadas do Alto rio Itacaiúnas (floresta) e do rio Vermelho (pastagem).

Fonte: Autora (2024), MDE disponibilizado pela NASA JPL (2020).

As baixas altitudes concentram-se ao Norte e Leste da BHRI. No Norte, onde está localizada a foz do rio Itacaiúnas, e na sub-bacia pastagem, as altitudes variam de 50 a 200 m. Entretanto, é possível notar que em algumas áreas pontuais há picos entre 300 e 450 m. É interessante também observar que à Oeste da sub-bacia pastagem existem algumas regiões de altitudes mais elevadas, chegando a atingir entre 750 e 800 m (Figura 17). É possível concluir, portanto, que a sub-bacia floresta possui áreas com os valores de altitude mais elevados da região, em contrapartida, na sub-bacia pastagem estão localizadas áreas com baixa elevação, com exceção da parte ocidental. Este resultado está de acordo com o esperado para a região, visto que na sub-bacia floresta está localizada a nascente do rio Itacaiúnas, enquanto que a foz deste rio está próxima à sub-bacia pastagem.

Adicionalmente, os valores do tempo de concentração de ambas as sub-bacias confirmam este efeito do relevo; aproximadamente 7 dias na floresta e 9 dias na pastagem (Tabela 2). Ou seja, devido às altas declividade e elevação encontradas na sub-bacia floresta, a água da chuva que cai no ponto mais distante da bacia chega mais rápido à sua foz. Enquanto que na sub-bacia pastagem demora um pouco mais. Por meio destes valores de hipsometria, da

declividade porcentual e equivalente, e do tempo de concentração, pode-se afirmar que a sub-bacia pastagem é mais suscetível a inundações do que a sub-bacia floresta.

4.2 CURVAS-CHAVES, HIDROGRAMAS E CURVAS DE PERMANÊNCIA

A Tabela 4 apresenta os resultados dos parâmetros das equações de curvas-chave e extração das curvas de cada estação fluviométrica, assim como os valores de NSE, BIAS e Ehmáx calculados. Observa-se que as curvas-chave apresentaram valores de NSE próximos a 1 (valor ideal) e os valores do BIAS, de acordo com a classificação, são bons, dessa forma este resultado valida as curvas ajustadas.

No que diz respeito a extração das curvas-chave, esta foi realizada apenas para o ramo superior da curva-chave das duas estações, enquanto que no ramo inferior todas satisfizeram a cota mínima observada. Como são curvas do tipo potência foi realizado apenas o prolongamento destas até a cota máxima observada nos sensores de nível. Nota-se que os erros na cota máxima foram baixos, o maior erro foi verificado na estação fluviométrica da sub-bacia floresta (0,101 m) e o menor erro foi observado na estação fluviométrica da sub-bacia pastagem (0,001 m) (Tabela 4).

Tabela 4 – Resultados da calibração, validação e extração das curvas-chave.

Estação	Equação de curva-chave e extração			NSE	BIAS (%)	$E_{hmáx}$
	a	h_0	n			
Floresta	81,14	0	1,39	0,96	12,65	0,101
Pastagem	39,87	0,07	1,25	0,98	10,60	0,001

A Figura 33 apresenta as curvas-chave e extrações. Observa-se um bom alinhamento das curvas-chave e um bom ajuste da curva extraída.

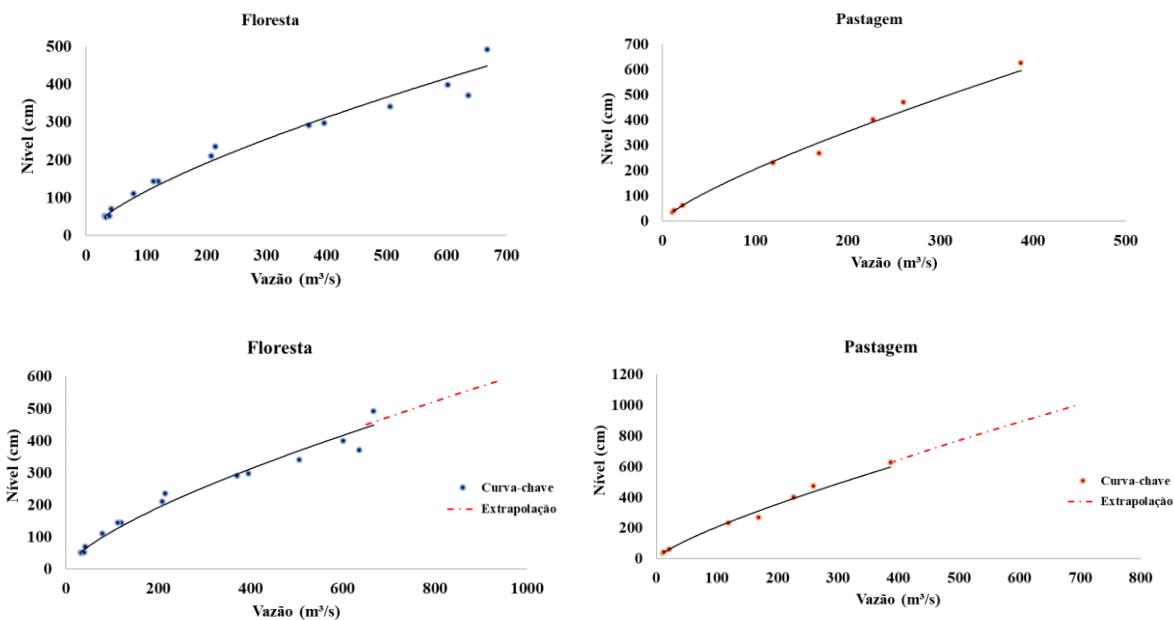


Figura 33 – Curvas-chave e extrapolações para dados das estações fluviométricas das sub-bacias de floresta e pastagem.

Embora o erro na cota máxima da extrapolação na curva da sub-bacia pastagem tenha sido bem pequeno, a curva de extrapolação apresentou um tamanho considerável e uma diferença grande entre a maior cota observada nas réguas limnimétricas e a maior cota medida pelo sensor de nível. Nesse caso, há uma falta de dados medidos no ramo superior desta curva-chave. Importante lembrar que a estação fluviométrica da sub-bacia pastagem foi instalada em 2020, enquanto que da sub-bacia floresta foi no ano de 2016; explicando essa diferença na quantidade de dados medidos das sub-bacias.

Os hidrogramas de vazões diárias das sub-bacias de floresta e pastagem com a separação dos escoamentos em superficial (ES) e subterrâneo (ESB) são apresentados na Figura 34 (a e b). Nota-se que os hidrogramas de ambas as sub-bacias seguem a sazonalidade da região, onde os valores máximos de vazão são no período chuvoso (novembro a maio) e os mínimos no período de estiagem (junho a outubro). A vazão média de todo o período foi de 146,23 m³/s na sub-bacia pastagem e 166,37 m³/s na sub-bacia floresta. A vazão máxima alcançou em média 600 m³/s na floresta, enquanto que na pastagem ficou em torno de 500 m³/s. O maior pico de vazão foi 930 m³/s observada no dia 19/04/2020 na floresta e na pastagem o maior pico foi de 631 m³/s registrado no

dia 25/04/2020. Ao se observar a separação dos escoamentos, o ES é maior na pastagem (Figura 34b) enquanto que o ESB é maior na floresta (Figura 34a).

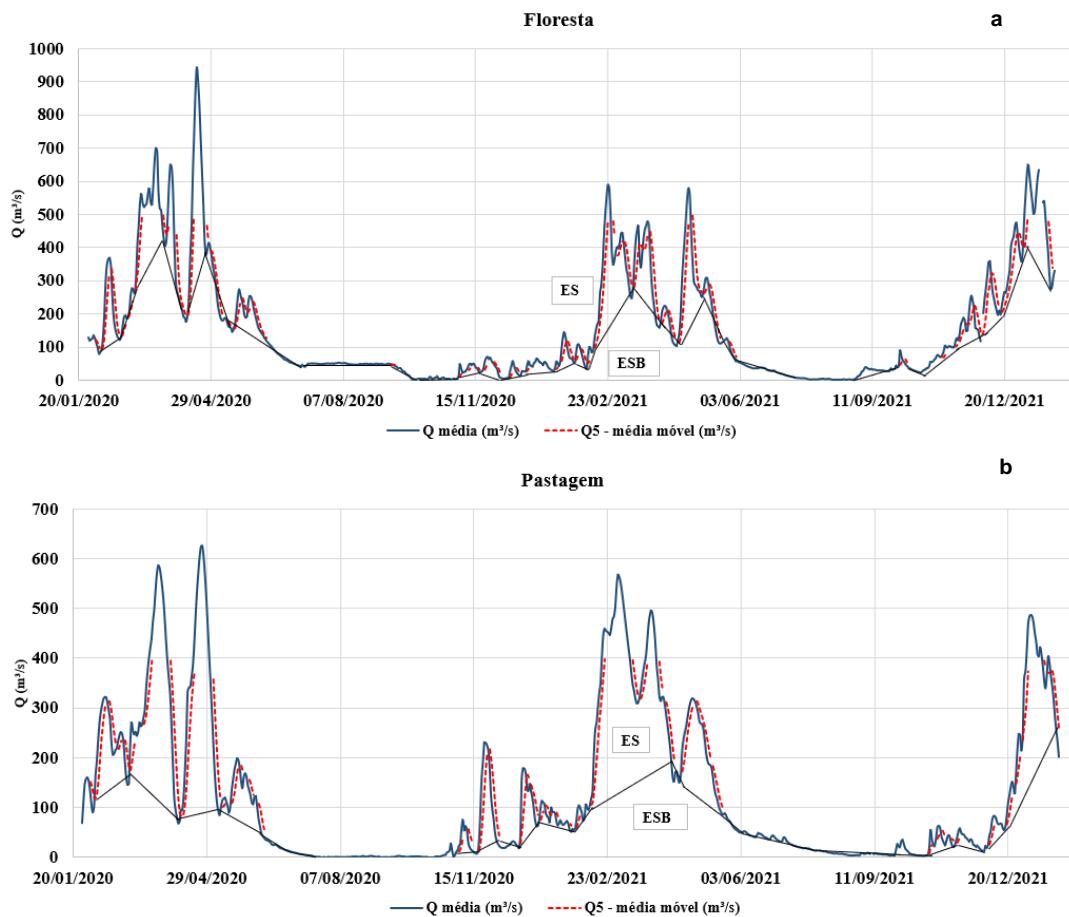


Figura 34 – Hidrogramas de vazões diárias (m^3/s) - floresta (a) e pastagem (b), e a separação dos escoamentos superficial (ES) e subterrâneo (ESB) por médias móveis de 5 dias, a linha preta representa a divisão entre os escoamentos, acima desta é o ES e abaixo o ESB.

A Tabela 5 apresenta os valores dos volumes escoados nas sub-bacias floresta e pastagem para o período de estudo (27/01/2020 a 27/01/2022), assim como os volumes dos escoamentos ES e ESB, os volumes escoados no período chuvoso e seco, e a razão entre ES e ESB em cada sub-bacia. A floresta apresentou o maior volume total escoado de 405.202,18 m^3 , enquanto que na pastagem foi de 335.923,13 m^3 , uma diferença de cerca de 69.000 m^3 .

Ao se avaliar os escoamentos separadamente, observa-se que o volume do ES foi maior na pastagem com 195.637,43 m^3 contra 164.771,86 m^3 escoados na floresta, uma diferença de aproximadamente 31.000 m^3 . Em contrapartida, o

volume do ESB na sub-bacia floresta foi maior que na pastagem, 240.430,32 m³ e 140.285,70 m³, respectivamente, uma diferença de cerca de 100.000 m³ (Tabela 5).

Tabela 5 – Valores dos volumes totais, dos escoamentos superficial (ES) e subterrâneo (ESB), dos volumes totais escoados na cheia e na estiagem; e a razão entre ES e ESB nas sub-bacias.

Cobertura	Volume Total (m ³)	Volume ES (m ³)	Volume ESB (m ³)	Volume Cheia (m ³)	Volume Estiagem (m ³)	Razão ES/ESB
Floresta	405.202,18	164.771,86	240.430,32	323.718,84	81.483,34	0,69
Pastagem	335.923,13	195.637,43	140.285,70	283.472,75	52.450,38	1,39

Quanto à sazonalidade das sub-bacias, é interessante notar que na cheia, o volume escoado na floresta foi maior que na pastagem, 323.718,84 e 283.472,75 m³, nessa ordem. E na estiagem esse cenário continua com o maior volume escoado na floresta de 81.483,34 m³, e o menor volume, de 52.450,38 m³, observado na pastagem. A diferença entre os volumes escoados na cheia e estiagem entre as sub-bacias é de aproximadamente 40.000 e 29.000 m³, respectivamente. Finalmente, os valores da razão entre os escoamentos ES e ESB foram de 0,69 na floresta e 1,39 na pastagem (Tabela 5).

As características morfométricas podem ajudar a explicar a variabilidade dos escoamentos das bacias. Embora as duas sub-bacias não sejam suscetíveis a grandes enchentes, viu-se que a bacia de floresta possui uma área e um perímetro maior que a sub-bacia pastagem, é uma sub-bacia de ordem 5, ou seja, ela tem dimensões maiores a bacia da pastagem. Adicionalmente, observou-se que os valores de hipsometria e da declividade percentual e equivalente, foram, em geral, maiores na floresta do que na pastagem (Tabela 2, Figuras 31 e 32). É importante reiterar que muitos estudos concordam com a ideia geral de que a expansão da floresta resulta na diminuição dos valores do volume de escoamento. Entretanto, estes trabalhos também mostram que a variabilidade da resposta hidrológica de uma bacia está relacionada também a outros elementos locais, como solo, topografia e clima (Liang *et al.* 2015;

Buendia *et al.* 2016). Dessa forma, a morfometria e a dimensão da sub-bacia de floresta podem explicar a sua maior capacidade de drenagem em comparação com a sub-bacia pastagem nesse período.

A floresta tem o papel fundamental, no que diz respeito aos recursos hídricos locais, de regular o fluxo de água no solo. Quanto maior a cobertura, a densidade e a idade da floresta, maior a quantidade de água que infiltra no solo e recarrega os aquíferos subterrâneos, alimentando nascentes, córregos, ribeirões e rios. Em contrapartida, a remoção do substrato florestal seguido do adensamento do solo restringe a capacidade de infiltração em até 40% (Johnson, 1940; Lull, 1963; Balbinot *et al.*, 2008, Ellison *et al.*, 2017). Isso explica o maior volume de ESB total e um maior ES na estiagem na sub-bacia floresta em relação à pastagem (Tabela 5), ou seja, na estiagem o ES é mantido pela água que foi armazenada no aquífero subterrâneo da sub-bacia floresta.

Para solos com superfície desprotegida que sofrem a ação de compactação, a capacidade de infiltração pode diminuir drasticamente, resultando em maior escoamento superficial (Tucci e Clarke, 1997; Zhang *et al.*, 2017; Levy *et al.*, 2018). Nota-se que isto está de acordo com o valor de ES encontrado para as bacias: o valor de ES foi maior na sub-bacia pastagem do que na floresta. Além disso, os valores da razão entre ES e ESB indicam que o volume escoado superficialmente é o que predomina no volume total escoado nas sub-bacias, especialmente na sub-bacia pastagem (Tabela 5).

Observou-se, com os resultados da morfometria, que a sub-bacia pastagem é mais suscetível a enchentes e inundações do que a floresta, e que pelo uso e cobertura da terra encontrados, é esperado que a pastagem possua um maior escoamento superficial. É interessante notar que no período de cheia, o volume escoado na sub-bacia floresta foi maior que na pastagem (Tabela 5), isso pode ser explicado pela dimensão da sub-bacia floresta e a questão do clima também pode ter influenciado esses valores.

Assim, uma investigação mais profunda foi realizada e apresentada no próximo item do documento, ou seja, uma comparação entre as vazões específicas de ambas as sub-bacias e avaliação da influência do uso e cobertura da terra nas vazões. Além disso, foi avaliada a variabilidade do clima da região

nesse período, afinal, as duas sub-bacias pareadas desse estudo sofrem a influência da mesma climatologia.

Na Figura 35 observam-se as curvas de permanência das sub-bacias pareadas, segundo o critério da série toda (Cruz e Tucci, 2008).

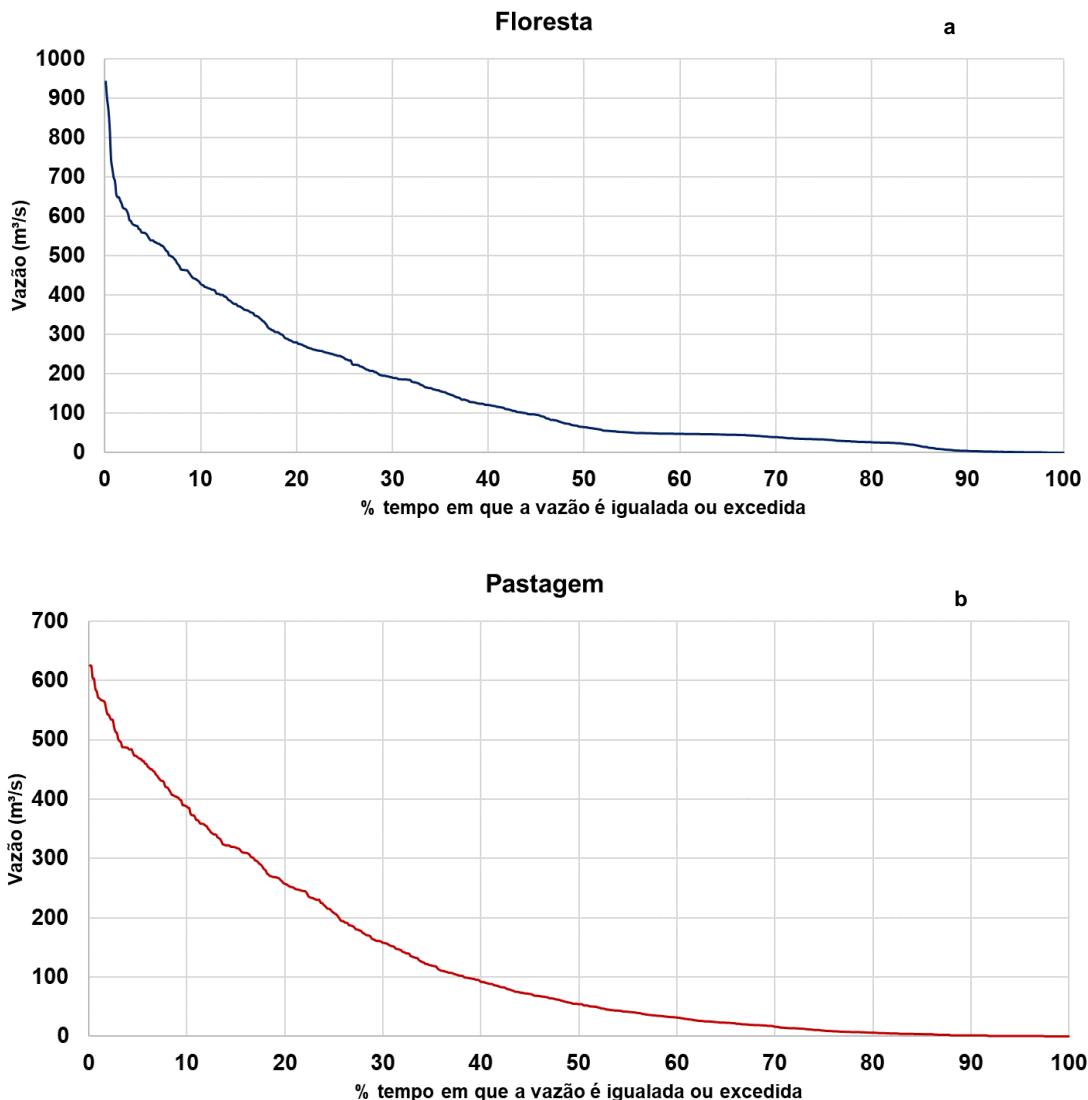


Figura 35 – Curvas de permanência das sub-bacias floresta (a) e pastagem (b).

A Tabela 6 apresenta os valores das vazões de referência para as sub-bacias floresta e pastagem. Observando-se os valores das vazões Q_{50} , Q_{90} e Q_{95} das curvas de permanência, nota-se que a sub-bacia floresta apresenta os maiores valores de vazões de referência ($Q_{50} = 65,18 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_{90} = 4,82 \text{ m}^3/\text{s}$ e $Q_{95} = 1,79 \text{ m}^3/\text{s}$, Tabela 6). Isto significa que a sub-bacia floresta é a que possui mais água disponível para uso.

Tabela 6 – Vazões de referência para as sub-bacias floresta e pastagem.

Bacia	Período (anos)	Área (km ²)	Q média (m ³ /s)	Q ₅₀ (m ³ /s)	Q ₉₀ (m ³ /s)	Q ₉₅ (m ³ /s)
Floresta	2	11.845,90	154,61	65,18	4,82	1,79
Pastagem	2	6.959,68	127,65	54,51	2,00	1,00

4.3 INFLUÊNCIA DOS SINAIS CLIMÁTICOS E DE USO E OCUPAÇÃO DA TERRA NAS VAZÕES

A Figura 36 exibe os hidrogramas das vazões específicas, que foram calculadas com base nas curvas-chave das sub-bacias, junto com a precipitação média diária obtida dos dados ERA 5-Land para o período de estudo, ou seja, 27/01/2020 a 27/01/2022, e a Tabela 7 apresenta os valores das vazões específicas médias nos períodos de cheia e estiagem e médias totais dos anos de 2020 e 2021 nas sub-bacias.

Analizando-se a figura, pode-se notar que as vazões da sub-bacia pastagem foram maiores do que aquelas da floresta, uma diferença de aproximadamente 58%. As vazões médias de todo o período foram de 0,019 m³/s km² na pastagem e de 0,013 m³/s km² na floresta. Esse resultado está de acordo com o esperado para uma área que foi convertida, em quase toda a sua totalidade, de floresta para pasto, pois um dos efeitos do desmatamento sobre o escoamento é o aumento das vazões dos rios (Rodrigues Da Silva *et al.*, 2018).

Ao se analisar a Figura 36 em relação à precipitação média, os valores também estão de acordo com a sazonalidade da região (Gomes *et al.* 2022). Os maiores picos de precipitação foram observados na sub-bacia floresta nos meses de abril (1.143,10 mm) e março (922,30 mm) de 2020, e na sub-bacia pastagem os maiores picos ocorreram nos meses de dezembro (863,40 mm) e março (800,60 mm) de 2021. No período chuvoso do ano de 2020, a precipitação média da sub-bacia floresta foi de 85,78 mm e na pastagem foi de 84,82 mm, e no período de estiagem a precipitação média na floresta foi de 5,23 mm e na pastagem foi de 4,85 mm. No ano de 2021, no período chuvoso precipitou em média mais na pastagem do que na floresta, 81,40 mm e 63,87 mm, respectivamente. Sendo, o mesmo observado no período de estiagem, 11,83

mm na pastagem e 8,35 mm na floresta. Assim, em 2020 choveu em média mais na sub-bacia floresta e no ano de 2021 choveu mais na sub-bacia pastagem (Figura 36).

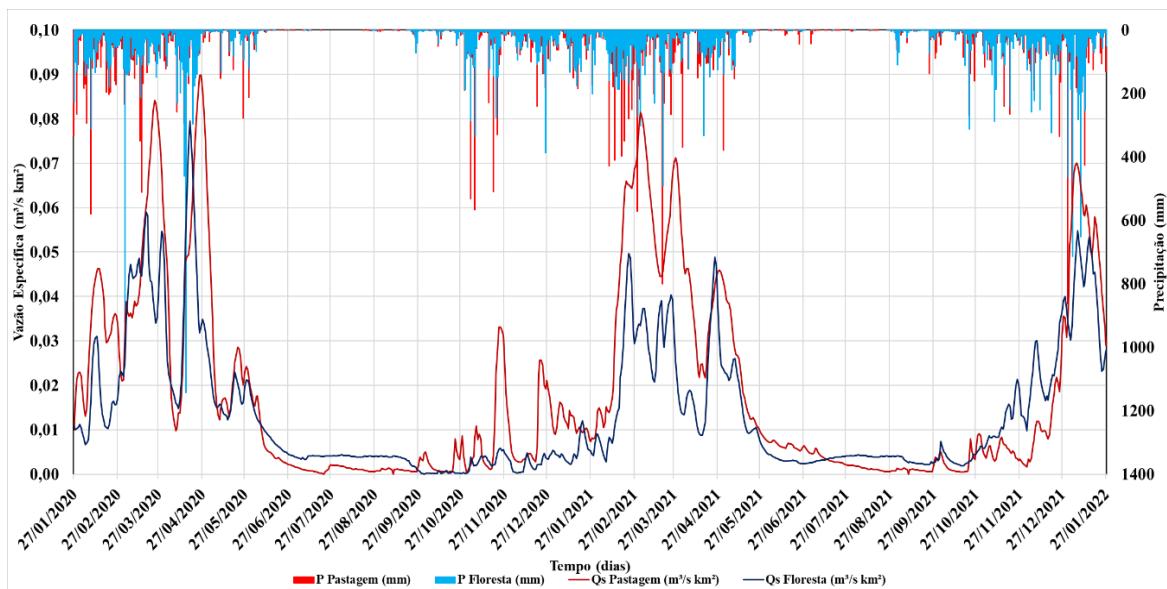


Figura 36 - Hidrograma de vazões específicas e precipitação média diária (ERA 5-Land) para as sub-bacias pastagem e floresta para o período de 27/01/2020 a 27/01/2022.

Tabela 7 – Valores das vazões específicas médias nos períodos de cheia e estiagem e médias totais dos anos de 2020 e 2021 nas sub-bacias.

Ano	Período	Vazão	Vazão	Vazão	Vazão
		Específica	Específica	Específica	Específica
		Média	Média	Média Total	Média Total
		(m³/s km²)	(m³/s km²)	(m³/s km²)	(m³/s km²)
		Pastagem	Floresta	Pastagem	Floresta
2020	Chuvoso	0,0386	0,0281	0,0173	0,0127
	Estiagem	0,0025	0,0039		
2021	Chuvoso	0,0271	0,0140	0,0169	0,0122
	Estiagem	0,0030	0,0034		

Ainda analisando a Figura 36, observa-se no hidrograma do ano de 2020, que as vazões máximas foram maiores na sub-bacia pastagem com 3 grandes picos, o primeiro em fevereiro ($0,045 \text{ m}^3/\text{s km}^2$), o segundo em março ($0,08 \text{ m}^3/\text{s km}^2$) e o terceiro em abril ($0,09 \text{ m}^3/\text{s km}^2$). No período de cheias as vazões

médias foram de $0,0386 \text{ m}^3/\text{s km}^2$ na sub-bacia pastagem e $0,0281 \text{ m}^3/\text{s km}^2$ na sub-bacia floresta, enquanto que no período de estiagem foram de $0,0025 \text{ m}^3/\text{s km}^2$ na pastagem e $0,0039 \text{ m}^3/\text{s km}^2$ na floresta (Tabela 7). Em contrapartida, na cheia de 2021, vê-se que as vazões na sub-bacia pastagem continuam maiores que as da floresta, com 3 grandes picos de cheias novamente nos meses de fevereiro ($0,08 \text{ m}^3/\text{s km}^2$), março ($0,07 \text{ m}^3/\text{s km}^2$) e abril ($0,045 \text{ m}^3/\text{s km}^2$). Entretanto, há também dois picos menores em novembro ($0,03 \text{ m}^3/\text{s km}^2$) e dezembro ($0,025 \text{ m}^3/\text{s km}^2$) de 2020, início da estação chuvosa. No que diz respeito às vazões médias, no período chuvoso foram de $0,0271 \text{ m}^3/\text{s km}^2$ na sub-bacia pastagem e $0,0140 \text{ m}^3/\text{s km}^2$ na sub-bacia floresta, e no período de estiagem foram de $0,0030 \text{ m}^3/\text{s km}^2$ na pastagem e $0,0034 \text{ m}^3/\text{s km}^2$ na floresta (Tabela 7). Em suma, as vazões médias da sub-bacia pastagem foram maiores no período chuvoso de 2020 e 2021, mas, no período de estiagem, as vazões médias, da sub-bacia floresta, foram maiores. Isso aconteceu devido à recarga maior do aquífero realizada pela cobertura da terra da floresta (Balbinot *et al.*, 2008; Caron *et al.*, 2015).

É interessante destacar que os dois picos menores de vazão em novembro e dezembro de 2020 na sub-bacia pastagem (Figura 36) podem ter sido consequência de chuvas causadas por sistemas atmosféricos muito comuns na região essa época do ano, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Na Amazônia, a precipitação é impulsionada por grandes sistemas de circulação, como a ZCIT que causa uma precipitação superior a 400 mm ao longo da costa do Estado do PA (Pereira Filho *et al.*, 2018). Enquanto que a ZCAS é uma banda de nebulosidade convectiva que atinge o sul da Amazônia, afetando o regime de chuvas (Vieira *et al.*, 2014). A Figura 37 apresenta os mapas de precipitação média mensal e de uso e cobertura da terra da BHRI para os anos de 2020 e 2021.

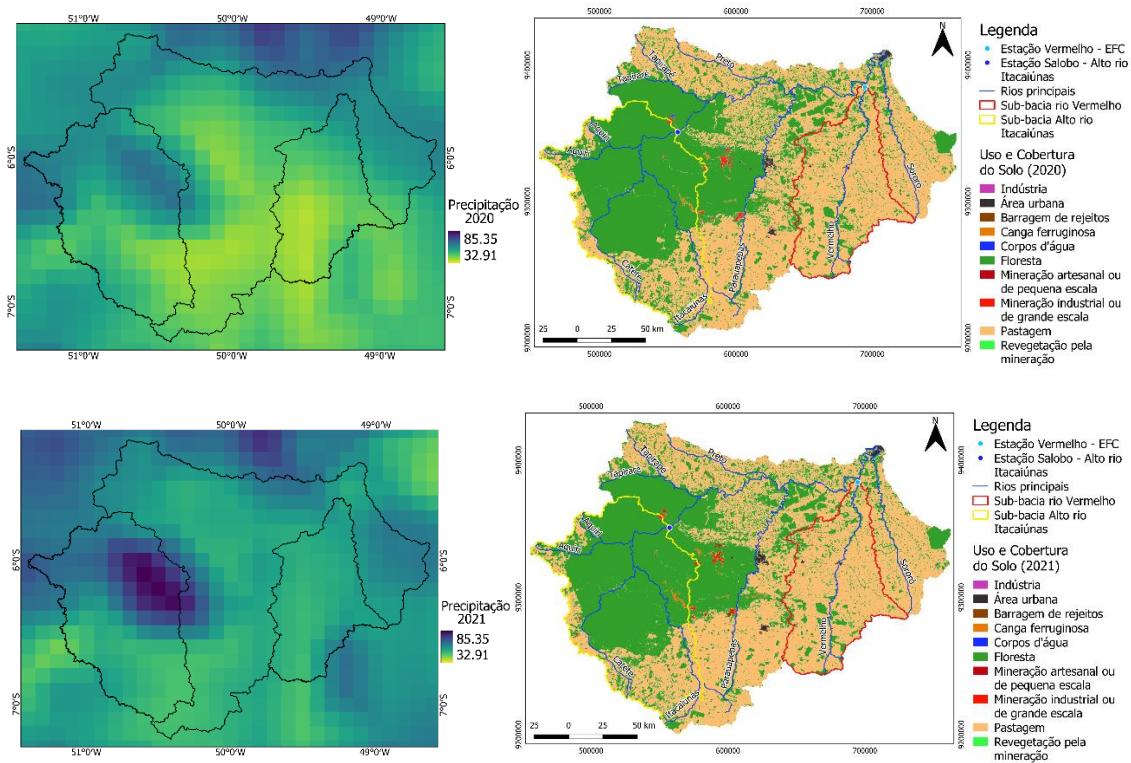


Figura 37- Precipitação média mensal, Uso e Cobertura da Terra na BHRI e nas sub-bacias floresta e pastagem nos anos de 2020 e 2021; e localização das estações fluviométricas Vermelho e Salobo.

Fonte: Autora (2024). Shapes de uso e ocupação da terra da BHRI dos anos de 2020 e 2021 elaborados por Almada *et al.* (2023).

Analizando-se a Figura 37, pode-se observar no mapa de precipitação que choveu mais no ano de 2021 na BHRI em comparação com o ano de 2020. Além disso, vê-se um maior acumulado de precipitação na porção oeste da bacia nos dois anos. De acordo com Silva-Júnior *et al.* (2017b), na BHRI a estação chuvosa inicia-se em novembro na porção leste da bacia e se desloca para oeste. É válido observar também que na sub-bacia floresta a precipitação distribui-se de maneira disforme, há um maior acumulado na região da Serra do Carajás, que vai diminuindo na direção sul da bacia. Em contrapartida, na sub-bacia pastagem, a precipitação é distribuída uniformemente por quase toda a bacia, com maior acumulado de chuva próximo à foz do rio Vermelho.

Ao analisar os mapas de uso e ocupação da terra, no ano de 2020 a BHRI possuía 20,841.62 km² de floresta e no ano de 2021 tinha 20,360.31 km², ou seja, a bacia perdeu cerca de 481 km² de áreas florestadas, aproximadamente 2,3% (Figura 37). Pode-se concluir, que não houve alterações significativas no

uso e ocupação da terra da BHRI de um ano para outro, e consequentemente, nas vazões máximas dos rios. Porém, é possível observar diferenças nas vazões específicas mínimas e médias das duas sub-bacias, especialmente no período de estiagem (Figura 36).

No ano de 2020, à medida que as chuvas diminuíram, pode-se notar que as vazões específicas mínimas foram maiores na sub-bacia floresta e permaneceram assim até o início do período chuvoso (outubro). Em 2021 essa dinâmica muda: as vazões específicas mínimas da pastagem continuam até meados do mês de julho maiores que as vazões da floresta, e depois acontece a inversão, as vazões da floresta ficam maiores e persistem assim até o fim de dezembro (Figura 36). Ou seja, mesmo com o início do período chuvoso, as vazões da sub-bacia pastagem só voltam a subir e ficar maiores que as vazões da sub-bacia floresta em janeiro de 2022.

A hipótese para esses resultados é que em 2020, ano de La Niña de intensidade fraca (Figura 13), prevaleceu nas sub-bacias o sinal do uso e da cobertura da terra de cada uma e seus hidrogramas mantiveram-se de acordo com o esperado, ou seja, na cheia as vazões da sub-bacia pastagem foram maiores e no período de estiagem as vazões da sub-bacia floresta foram maiores, devido à maior recarga do seu aquífero. Em contrapartida, no ano de 2021, o sinal de La Niña, que passou a ser de intensidade moderada (Figura 13), foi o que prevaleceu nas sub-bacias, gerando o aumento das vazões específicas mínimas e médias, visto que choveu mais na região e especialmente na sub-bacia pastagem. De acordo com Pontes *et al.* (2019), além da precipitação, outros fatores podem influenciar na quantidade de água escoada em uma bacia hidrográfica, como por exemplo, o uso, tipo e porosidade do solo. Como citado anteriormente, nas duas sub-bacias analisadas, há a predominância dos mesmos tipos de solo com baixa capacidade de infiltração.

Da Silva *et al.* (2021) estudaram a influência da precipitação e do uso da terra nas vazões da BHRI. Segundo os autores, as vazões mínimas da BHRI são as que mais se relacionam com a precipitação média na região. Portanto, o aumento das vazões específicas mínimas na sub-bacia pastagem, no início do período de estiagem, está fortemente ligado ao aumento da precipitação média

na BHRI causada pelo La Niña de intensidade moderada em 2021. Quanto ao sinal do La Niña de 2020 na região, é possível que não tenha sido sentido. Isso porque alguns autores defendem que os eventos de ENOS com intensidades mais elevadas são mais perceptíveis e causam maior variabilidade das chuvas na região amazônica (Huang *et al.*, 2017; Ji *et al.*, 2017).

Observa-se que entre novembro de 2021 e janeiro de 2022 choveu mais na sub-bacia floresta (Figura 36) e isto causou um aumento nas vazões desta em relação a sub-bacia pastagem. Segundo o INMET (2023), o La Niña retornou à intensidade fraca a partir de setembro de 2021 e voltou à intensidade moderada em meados de 2022 (Figura 13). Dessa forma, a variabilidade na precipitação da floresta pode ter relação com a orografia da região; a Serra dos Carajás gera condições favoráveis à ocorrência das brisas de vale e montanha, e das chuvas orográficas (Ramos, 1975). Isto também pode ser a causa do grande volume escoado pela sub-bacia floresta no período chuvoso, como foi visto anteriormente (Tabela 5).

É importante salientar que em todo o período do estudo não houve uma redução na precipitação sobre a sub-bacia pastagem em comparação com a floresta. A Figura 38 apresenta a precipitação média mensal na BHRI em um período de El Niño de intensidade forte a muito forte (2014-2016) e o período de La Niña deste estudo, de intensidade fraca a moderada (2020-2022). Nota-se que mesmo em um período de forte El Niño, a precipitação média se distribui de forma uniforme por toda a BHRI, incluindo as sub-bacias floresta e pastagem, com exceção dos pontos de maior elevação, como a Serra dos Carajás e as regiões mais ao Norte e Oeste da bacia, onde se concentram os maiores acumulados de chuva. Adicionalmente, é interessante observar que no período de La Niña esse mesmo padrão repete-se na região, com diferença, obviamente, na quantidade de precipitação que é maior.

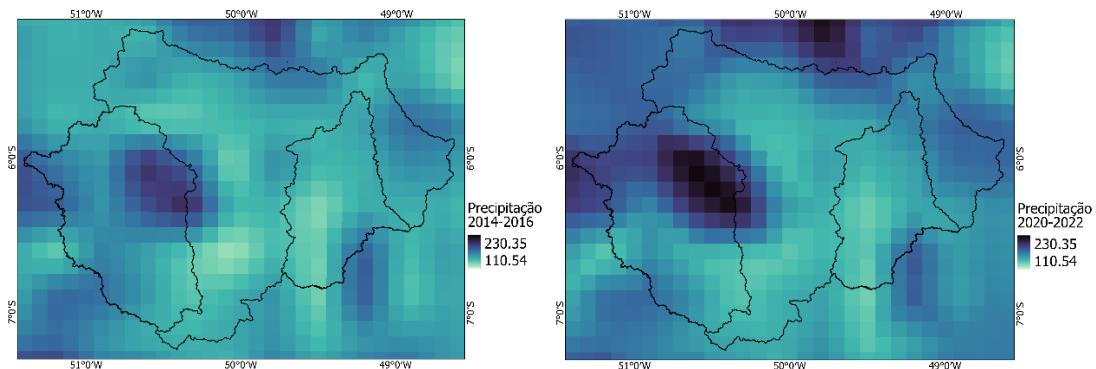


Figura 38 – Precipitação média mensal na BHRI e nas sub-bacias floresta e pastagem nos anos de El Niño (2014-2016) e La Niña (2020-2022).
Fonte: Autora (2024).

Embora muitos autores indiquem que haja redução na precipitação causada pelo desmatamento. Esse resultado aponta que não é o que acontece na BHRI e está de acordo com alguns experimentos já feitos na Amazônia, como o de Cavalcante *et al.* (2019). Nesse caso, os autores usaram dados meteorológicos do período de 1973 a 2017 para avaliar os possíveis efeitos das mudanças no clima e no uso da terra no balanço hídrico da BHRI e não observaram nenhuma tendência significativa na precipitação da região.

A Figura 39 apresenta o diagrama de espalhamento das vazões específicas das sub-bacias floresta e pastagem, além dos valores das correlações r e de Pearson.

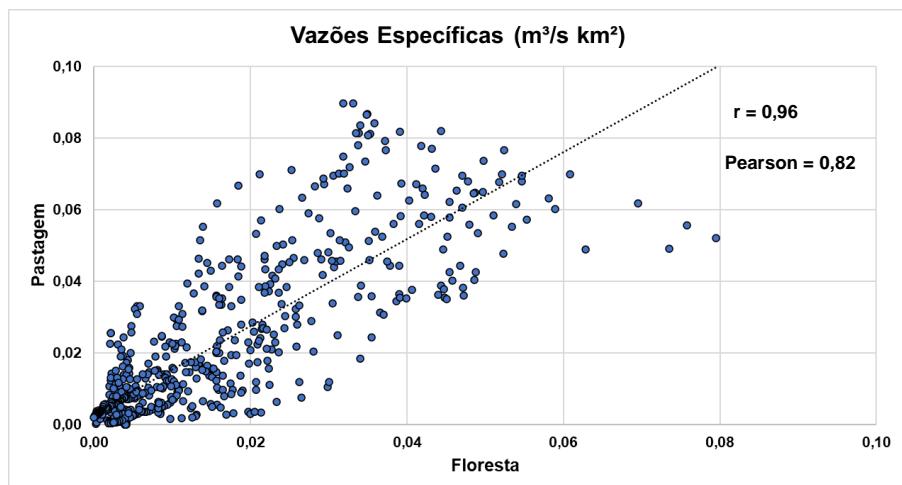


Figura 39 – Diagrama de espalhamento das vazões específicas de todo o período deste estudo nas sub-bacias pastagem e floresta, e os valores das correlações r e Pearson.

O espalhamento das vazões específicas no diagrama e os valores de r (0,96) e Pearson (0,82) apontam para uma correlação forte e positiva entre as variáveis e um comportamento de crescimento nas vazões, principalmente na sub-bacia pastagem; para a qual a linha de tendência ficou um pouco mais inclinada. Entretanto, vê-se na Figura 39 que há uma maior dispersão nos valores de vazões específicas máximas nas duas sub-bacias, especialmente na floresta, o que não é visto nas vazões específicas mínimas que estão mais aglomeradas.

Em relação às vazões mínimas, alguns estudos apontam aumento das vazões enquanto outros indicam uma diminuição das vazões mínimas com o desmatamento. O que pode caracterizar essas diferenças é o tipo de solo da região e seu estado após a remoção da cobertura vegetal. Por exemplo, se o solo fica compactado a sua capacidade de infiltração reduz, há um aumento do escoamento superficial e uma redução da alimentação do aquífero. Por outro lado, se o solo ainda consegue absorver água, então há uma maior recarga e aumento das vazões mínimas, visto que não há perdas por interceptação e transpiração pela falta de vegetação (Bacellar, 2005).

No caso deste estudo, o aumento das vazões específicas mínimas na sub-bacia pastagem foi uma consequência do evento moderado de La Niña. Evidencia-se, novamente, que esses são os primeiros resultados do monitoramento hidrometeorológico dessas duas sub-bacias pareadas na Amazônia Oriental. Entretanto, tais resultados são bem promissores no sentido de se identificar os sinais nas alterações das vazões na BHRI, quais são as causas reais dessas alterações; e não confundir variabilidade climática, ou seja, as alterações naturais do clima, com mudanças no uso e ocupação da terra.

5 CONCLUSÃO

Em relação à morfometria, pode-se afirmar que as duas sub-bacias são pouco suscetíveis a enchentes em condições normais de precipitação, excluindo-se eventos extremos. A capacidade de drenagem das duas sub-bacias foi considerada pobre. Além disso, observou-se que a sub-bacia floresta possui, de maneira geral, áreas com terrenos mais acentuados e inclinados em relação à pastagem. Por meio dos valores de hipsometria, da declividade percentual e equivalente, e do tempo de concentração, pode-se afirmar que a sub-bacia pastagem é mais suscetível às inundações do que a sub-bacia floresta.

Para as curvas-chave confeccionadas para as estações fluviométricas das sub-bacias, os resultados mostraram um bom alinhamento das curvas e um bom ajuste da curva extrapolada, considerando os dados de ambas as estações. Os hidrogramas e, consequentemente, as curvas de permanência das sub-bacias, são influenciados pela sazonalidade da região, onde os valores máximos de vazões diárias são no período chuvoso (novembro a maio) e os mínimos no período de estiagem (junho a outubro).

No que diz respeito aos valores dos volumes totais escoados nas sub-bacias, a floresta apresentou o maior volume total escoado em relação a pastagem. Ao se avaliar os escoamentos separadamente, observou-se que o volume de escoamento superficial foi maior na pastagem. Em contrapartida, o volume de escoamento subterrâneo escoado na floresta. Quanto à sazonalidade das sub-bacias, notou-se no período chuvoso que o volume escoado na floresta foi maior que na pastagem, e no período de estiagem o cenário continua com o maior volume escoado na floresta. Finalmente, os valores da razão entre os escoamentos superficiais e subterrâneos foram de 0,65 na floresta e 1,40 na pastagem.

O resultado de maior volume total escoado na floresta em relação a pastagem em todo o período de estudo foi resultado da sua dimensão e da variabilidade no clima local. Embora muitos estudos concordem com a ideia geral de que a expansão da floresta resulta na diminuição dos valores do volume de escoamento, a variabilidade da resposta hidrológica de uma bacia também está

relacionada a outros fatores locais, como solo, topografia e clima. Dessa forma, concluiu-se que a morfometria da sub-bacia floresta pode explicar a sua maior capacidade de drenagem em comparação com a sub-bacia pastagem.

Já os resultados de escoamento superficial e subterrâneo totais estão de acordo com o esperado para a cobertura da terra das sub-bacias. Ou seja, o valor do escoamento superficial foi maior na sub-bacia pastagem do que na floresta e o valor do escoamento subterrâneo foi maior na sub-bacia floresta. Afinal, para solos com superfície desprotegida que sofrem a ação de compactação, a capacidade de infiltração diminui e resulta em um maior escoamento superficial. Em contrapartida, na floresta, quanto maior a cobertura, maior a quantidade de água que infiltra no solo e recarrega os aquíferos subterrâneos; esta é a razão pelo qual houve um maior volume de escoamento subterrâneo total e um maior escoamento superficial no período de estiagem na sub-bacia floresta em relação à pastagem. Ou seja, na estiagem, o escoamento superficial é mantido pela água, que foi armazenada no aquífero subterrâneo da sub-bacia floresta.

Ao se avaliar as vazões específicas das sub-bacias, viu-se que as vazões da sub-bacia pastagem foram maiores do que as da floresta, uma diferença de aproximadamente 58%. Esse resultado está de acordo com o esperado para uma área que foi quase toda convertida de floresta para pasto, pois um dos efeitos do desmatamento sobre o escoamento é o aumento das vazões dos rios.

No ano de 2020, os hidrogramas das sub-bacias se comportaram de acordo com o esperado para a sazonalidade e tipos de cobertura da terra na região: no período chuvoso as maiores vazões específicas foram observadas na sub-bacia de pastagem e no período de estiagem as maiores vazões foram observadas na sub-bacia floresta. Entretanto, no ano de 2021, foi observado uma mudança nessa dinâmica no período de estiagem: as vazões específicas da sub-bacia pastagem permaneceram maiores que as da sub-bacia floresta por um tempo considerável, mesmo após o início da estiagem.

Ao se buscar entender essa mudança de dinâmica, primeiramente, foram analisados os mapas de uso e cobertura da terra da BHRI. Assim, verificou-se que entre os anos de 2020 e 2021 ocorreu uma perda de cerca de 2,3% de áreas

de floresta na BHRI. Uma perda pequena, em comparação a outros anos na bacia. Posteriormente, houve a avaliação de mapas espacializados da precipitação média mensal na região e se notou que choveu mais no ano de 2021. Foi constatado então que no período de 2020 a 2023 aconteceu um La Niña raro com duração de 3 anos, este evento foi classificado como de intensidade fraca, porém, atingiu a intensidade moderada em alguns meses no ano de 2021. Com isto, concluiu-se que no ano de 2020, ano de La Niña de intensidade fraca, prevaleceu nas sub-bacias analisadas o sinal do uso e da cobertura da terra e seus hidrogramas comportaram-se de acordo com o esperado: no período chuvoso as vazões específicas da sub-bacia pastagem foram maiores e no período de estiagem as vazões específicas da sub-bacia floresta foram maiores, devido à maior recarga do seu aquífero. Em contrapartida, no ano de 2021, o sinal do La Niña, que passou a ser de intensidade moderada, foi o que prevaleceu nas sub-bacias, gerando o aumento das vazões específicas mínimas e médias, visto que choveu mais na região. Viu-se também que esta pode ter sido a causa do grande volume escoado pela sub-bacia floresta no período chuvoso.

Os valores de r (0,96) e Pearson (0,82) apontaram uma correlação forte e positiva entre as variáveis, revelando um comportamento de crescimento nas vazões específicas, principalmente, na sub-bacia pastagem. Entretanto, o diagrama de espalhamento mostrou uma maior dispersão nos valores de vazões específicas máximas, o que não é visto nas vazões específicas mínimas que estão mais aglomeradas. As duas sub-bacias não sofreram alterações significativas no uso e ocupação da terra no período de 2020-2021, logo, pode-se concluir que o aumento nas vazões específicas mínimas na sub-bacia de pastagem foi uma consequência do evento de La Niña moderado.

Esses resultados mostram a importância de investigar os sinais de variabilidade climática e das mudanças no uso e cobertura da terra para uma gestão mais eficiente dos recursos hídricos de bacias hidrográficas, em especial as da região amazônica. Ressalta-se a relevância do monitoramento hidrometeorológico que é realizado na região e a sua continuação para avaliar o regime hidrológico dessas sub-bacias frente às prováveis mudanças na

cobertura e no uso da terra e à influência de outros fenômenos e sistemas atmosféricos, como os ENOS de intensidade forte e de fase quente (El Niño).

No período do estudo, a região amazônica sofreu a influência de La Niña raro, com 3 anos de duração, e viu-se que o seu sinal prevaleceu nos resultados no ano de 2021. Dessa forma, o monitoramento deve ser contínuo, visando à observação das vazões e os volumes escoados nas sub-bacias em situações de anos de El Niño e em anos neutros também, associados a análises de mudanças climáticas.

Com o objetivo de entender mais a fundo os processos hidrológicos das bacias pareadas e para efeito de comparação, os dados de monitoramento também podem ser usados para o cálculo do balanço hídrico das bacias. Ademais, avaliações a respeito da qualidade da água dos rios e da Hidrossedimentologia na região também serão muito valiosos para entendimento e tomada de decisões para prevenção e mitigação de impactos.

REFERÊNCIAS

- ABESSA, D.; FAMÁ, A.; BURUAEM, L. The systematic dismantling of Brazilian environmental laws risks losses on all fronts. **Nature Ecol Evol**, v.3, n.4, p.510–511, 2019.
- ABREU, M de P. **A ordem do Progresso: cem anos de política econômica republicana 1889-1989**. Elsevier, 1990.
- ADINARAYANA, J.; KRISHNA, N. R.; RAO, K. G. An integrated approach for prioritisation of watersheds. **Journal of Environmental Management**, v. 44, n. 4, p. 375-384, 1995. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0301-4797\(95\)90374-7](https://doi.org/10.1016/S0301-4797(95)90374-7).
- ALBUQUERQUE, R.T.D.B.; DANTAS, C.E.O.; ARAÚJO, E.L.; VASCONCELOS, T.L. Distribuição Temporal das Precipitações no Município do Recife. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.6, n.2, p.245-252, 2013.
- ALENCAR, A.; MOUTINHO, P.; ARRUDA, V.; SILVÉRIO, D. Amazônia em chamas - O fogo e o desmatamento em 2019 e o que vem em 2020. **Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia (IPAM)**, Brasília, DF, Brasil, nota técnica n. 3, 2020.
- ALENCAR, A.; CASTRO, I.; LAURETO, L.; GUYOT, C.; STABILE, M.C.C.; MOUTINHO, P. Amazônia em Chamas - Desmatamento e fogo nas Florestas Públicas não Destinadas. **Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia (IPAM)**, Brasília, DF, Brasil, nota técnica n. 7, 2021.
- ALENCAR, A.; SILVESTRINI, R.; GOMES, J.; SAVIAN, G. Amazônia em Chamas: O novo e alarmante patamar do desmatamento na Amazônia. **Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia (IPAM)**, Nota Técnica, n.9, 2022.
- ALMADA, H.; NUNES, S.; CAVALCANTE, R.; SOUZA-FILHO, P.W.; NASCIMENTO JR, W. A decade of environmental setback: Brazilian Forest Code implementation in the southeastern Amazonia. **Land Use Policy**. No Prelo. 2023.
- ALVARES, C. A. et al. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorol Z**, v.22, n.6, p.711-728, 2014. Doi: 10.1127/0941-2948/2013/0507.
- AMANAJÁS, J.C.; BRAGA, C.C. Padrões espaço-temporal pluviométricos na amazônia oriental utilizando análise multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n.4, p. 423-434, 2012.
- AMATYA, D.M.; GREGORY, J.D.; SKAGGS, R. Effects of Controlled Drainage on Storm Event Hydrology in a Loblolly Pine Plantation. **Journal of the American Water Resources Association**, v.36, n.1, p.75-190, 2000. Doi:10.1111/j.1752-1688.2000.tb04258.x.

AMERI, A. A.; POURGHASEMI, H. R.; CERDA, A. Erodibility prioritization of sub-watersheds using morphometric parameters analysis and its mapping: A comparison among TOPSIS, VIKOR, SAW, and CF multi-criteria decision-making models. **Science of the Total Environment**, v. 613, p. 1385-1400, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.210>.

AMORIM NETO, A. DE C.; SATYAMURTY, P.; CORREIA, F. W. Some observed characteristics of frontal systems in the Amazon Basin. **Meteorological Applications**, v. 22, n. 3, p. 617–635, 2015

ANDRRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. **Journal of Hydrology**, v.291, n.1-2, p.1-27, 2004. Doi: [10.1016/j.jhydrol.2003.12.015](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.12.015).

ANGILLIERI, M. Y. E. Morphometric characterization of the Carrizal basin Applied to the evaluation of flash floods hazard, San Juan, Argentina. **Quaternary International**, v. 253, p. 74-79, 2012. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.05.011>.

ANTONUCCI, B.; BARBINO, G.C.; DE ANDRADE, N.L.R.; WEBLER, A.D. Efeito de um evento de friagem no cenário de mudança no uso e cobertura da terra no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 33, 2023.

AZEVEDO, E.C. **Vazão e características físicas e químicas do deflúvio de microbacias hidrográficas cobertas com mata nativa, pastagem e Eucalyptus grandis**. 1995. 92 f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 1995.

AZEVEDO-RAMOS, C.; MOUTINHO, P.; ARRUDA, V. L.S.; STABILE, M.C.C.; ALENCAR, A.; CASTRO, I.; RIBEIRO, J. P. Lawless land in no man's land: The undesignated public forests in the Brazilian Amazon. **Land Use Policy**, v. 99, n.104863, 2020.

BACELLAR, LUIZ DE A. P. O papel das florestas no regime hidrológico de bacias hidrográficas. **Geo.Br**, Ouro Preto: p.1-39, 2005.

BACK, A.J. Distribuição temporal de chuvas intensas de Porto União, planalto norte de Santa Catarina, Brasil. **Revista de Ciências Ambientais**, v. 12, n.2, 2018. Doi: <http://dx.doi.org/10.18316/rca.v12i2.3808>.

BAHIA. **Lei nº. 6.855**, de 12 de maio de 1995.

BALBINOT, R.; OLIVERA, N.K.; VANZETTO, S.C.; PEDROSO, K.; VALERIO, A.F. O papel da floresta no ciclo hidrológico em bacias hidrográficas. **Ambiência - Revista do Setor de Ciências Agrárias e Ambientais**, v.4, n.1, 2008.

BARBER, C.P.; COCHRANE, M.A.; SOUZA, C.M., JR.; LAURANCE, W.F. Roads, deforestation, and the mitigating effect of protected areas in the amazon. **Boil. Conserv.**, v.177, p.203–209, 2014.

BARBOSA, A.M.; FILL, H.D. Modelo de previsão de vazão baseado no hidrograma unitário. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos (RBRH)**, v.6, n.4, p. 165-174, 2001.

BARBOSA, A.J.S.; BLANCO, C.J.C.; MELO, A.M.Q. Determinação do Fator Energético da chuva (R) para Belém-PA. In: **Congresso Internacional de Hidrossedimentologia**, 1., Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: UFRGS, 2015.

BATES C.G; HENRY A.G. Forest and stream-flow experiment at Wagon Wheel Gap, Colorado. Technical report, U.S. Weather Bureau, **Monthly Weather Review Sup**, v. 30, 1928.

BATISTA, M.S. **Hidrologia Aplicada**. Material didático (Estágio Docência) da disciplina de Recursos Hídricos. Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), 2014. Disponível em: <https://www.slideserve.com/kemal/medi-o-do-escoamento-curva-chave>.

BEST, A.; ZHANG, L.; MCMAHOM, T.; WESTERN, A; VERTESSY, R. A critical review of paired catchment studies with reference to seasonal flow and climatic variability. Australia, CSIRO Land and Water Technical. **MDBC Publication**, p 56, 2003 (Technical Report 25/03).

BEZERRA, F.V.V.; MESQUITA, A.L.A.; BLANCO, C.J.C. Modelo chuva-vazão para simulação de vazões de pequenas bacias hidrográficas visando à estimação de potencial hidrelétrico. In: **VIII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste**, Recife - Pernambuco, Brasil, Anais... 2018.

BIGARELLA, J.J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. Da UFSC, v.3, p. 877-1436, 2003.

BISHOP, P.L.; HIVELY, W.D.; STEDINGER, J.R.; RAFFERTY, M.R.; LOJPERSBERGER, J.L; BLOOMFIELD, J.A. Multivariate Analysis of Paired Watershed Data to Evaluate Agricultural Best Management Practice Effects on Stream Water Phosphorus. **Journal of Environmental Quality**, v. 34, n. 3, p. 1087-1101, 2005.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Mon. Weather Rev.**, v.97, n.3, p.163–172, 1969.

BLANCO, C.J.C.; SECRETAN, Y., FAVRE, A-C. Análise, Aplicação e Transposição de um Modelo Chuva-Vazão para Simulação de Curvas de Permanência de Pequenas Bacias da Amazônia. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos (RBRH)**, v.12, n.1, p. 205-2016, 2007.

BOSCH, J.M.; HEWLETT, J.D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield, and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 55, p. 3–23, 1982.

BOSILOVICH, M. NASA's Modern Era Retrospective analysis for Research and Applications: Integrating Earth Observations. **Earthzine**. Disponível em: <http://www.earthzine.org/2008/09/26/nasas-modern-era-retrospectiveanalysis/>, 2008. Acesso em nov. 2023.

BREN, L.J.; MCGUIRE, D. Paired catchment experiments and forestry politics in Australia. In: **Revisiting Experimental Catchment Studies in Forest Hydrology**. Proceedings of a Workshop held during the XXV IUGG General Assembly in Melbourne, June–July 2011. IAHS Publication, v.353, p.106-116, 2012.

BREN, L.J., LANE, P.N.J. Optimal development of calibration equations for paired catchment projects. **Journal of Hydrology**, v.519, p.720–731, 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.07.059>.

BROWN, A.E.; ZHANG, L.; MCMAHON, T.A.; WESTERN, A.W.; VERTESSY, R.A. A review of paired catchments studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. **Journal of Hydrology**, v.310, p.28-61, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.12.010>.

BRUIJNZEEL, L. A. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 104, p. 185-228, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.015>.

BUENDIA, C. et al. Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. **Science of Total Environment**, v. 540, p. 144-157, 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.005>.

BUNN, S. E.; ARTHINGTON, A. H. Basic principles and ecological consequences of altered flow regimes for aquatic biodiversity. **Environmental Management**, v. 30, n. 4 pp. 492-507, 2002.

CABRAL, B. **Legislação Estadual de Recursos Hídricos**. Vol. 2. Cadernos Legislativos n° 002/97. Senado Federal, Brasília, DF., 1997.

CÂMARA, A. C. F. C. **Análise da vazão máxima outorgável e da introdução simplificada da qualidade da água no processo de outorga da bacia do Rio Gramame (PB)**. Dissertação de Mestrado. Porto Alegre: UFRGS. 219p., 2003.

CAMARINHA-NETO, G. F. et al. The friagem event in the central Amazon and its influence on micrometeorological variables and atmospheric chemistry. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 21, n. 1, p. 339–356, 2021. Doi: <https://doi.org/10.5194/acp-21-339-2021>.

CARDOSO, C.A.; DIAS, H.C.T.; SOARES, C.P.B.; MARTINS, S.V. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. **R. Árvore**, Viçosa-MG, v.30, n.2, p.241-248, 2006.

CARDOSO, C.O.; SAMPAIO, C.A.P.; PRAZERES, C.S.; HACKBARTH, C. Análise sazonal dos padrões temporais das chuvas intensas para Lages-SC a partir de pluviogramas diários. In: **XVII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, SESC Centro de Turismo de Guarapari, Guarapari – ES, Anais... 2011.

CARON, B.O.; ELOY, E.; DE SOUZA, V.Q.; SCHMIDT, D.; BALBINOT, R.; BEHLING, A.; MONTEIRO, G. C. Quantificação da Biomassa florestal em plantios de curta rotação com diferentes espaçamentos. **Comunicata Scientiae**, v.6, n.1, p.106-112, 2015.

CARVALHO, A.M.G. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul**. Dissertação de Mestrado (PI INPE 4923 - TDL 283) - INPE. São José dos Campos, 121 p., 1989.

CARVALHO, L. M. V.; JONES C.; LIEBMANN. B. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2377-2394. 2002.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108. 2004.

CARVALHO, D. F; SILVA, L. D. B. **Hidrologia**, UFRJ, 2006.

CARVALHO JÚNIOR, O.A. et al. Metodologia para identificação de áreas potenciais para implantação de pequenas centrais hidrelétricas na Bacia do Rio Preto utilizando sistema de informações geográficas. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 60, n. 2, p. 195-203, 2008.

CASTRO JR., E. **O papel da fauna endopedônica na estruturação física dos solos e o seu significado para a hidrologia de superfície**. 2001. 150 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

CAVALCANTE, R.B.L.; PONTES, P.R.M.; SOUZA-FILHO, P.W.M; DE SOUZA, E.B. Opposite effects of climate and land use changes on the annual water balance in the amazon arc of deforestation. **Water Resour. Res.**, v.55, n.4, p. 3092–3106, 2019. <https://doi.org/10.1029/2019WR025083>.

CEARÁ. **Decreto nº. 23.067, de 11 de fevereiro de 1994**. Regulamenta o art. 4º da Lei no 11.996 de 24 de julho de 1992 na parte referente à outorga do direto

de uso dos recursos hídricos, cria o Sistema de Outorga para Uso da Água e dá outras providências. 1994a.

CHANDER, S., SHANKER, H. Unit hydrograph based forecast model. **Hydrological Sciences Journal**, v. 29, p. 279 – 291, 1984.

CHEN, Y.; SHARMA, S.; ZHOU, X.; YANG, K.; LI, X.; NIU, X.; HU, X.; KHADKA, N. Spatial performance of multiple reanalysis precipitation datasets on the southern slope of central Himalaya. **Atmos. Res.**, v.250, n.105365, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105365>.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfologia**, Campinas, v. 9, n. 18, p.35-64, 1969.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Ed. Edgard Blucher Ltda e EDUSP. 149 p., 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 2^a edição. 188p., 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. 1 ed. Edgard Blücher, São Paulo, 1999.

CHUNG, J.C. Correlations between the Tropical Atlantic trade winds and precipitation in northeast Brazil. **Journal of Climatology**, v.2, n.1, p. 35-46, 1982.

CITEAU, J.; BERGÉS, J.C.; DEMARcq, H.; MAHE, G. Position de la Zone de Converge a 28°N et temperature de surface de l'ocean. **Veille Climatique Satellitaire**, n.21, p.3-7, 1988a.

CITEAU, J.; BERGÉS, J.C.; DEMARcq, H.; MAHE, G. The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic as na indicator in drought forecast over Sahelian area. **Ocean-Atmosphere Newsletter**, n. 45, p. 1-3, ago. 1988b.

CLIMANÁLISE. **Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. 2000. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/pdf/>. Acesso em: jun.2024.

COCCONI, J.K. **Investigações das mudanças no uso e ocupação do solo na bacia do Taquari-Antas e suas possíveis influências nas vazões**. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, 2019.

COE, M. T.; COSTA, M. H.; BOTTA, A.; BIRKETT, C. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon basin. **J. Geophys. Res.**, v.107, n. 8044, p. 11-1/11-7, 2002.

COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climánalise**, v.4, n.11, p.34-40., 1989.

COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Environmental conditions associated with Amazonian SquallLines: a case study. **Monthly Weather Review**, v.123, n.11, p. 3163 - 3174, 1995.

COHEN, J. C. P.; FITZJARRALD, D. R.; D'OLIVEIRA, F. A. F.; SARAIVA, I.; BARBOSA, I. R. d. S.; GANDU, A. W.; KUHN, P. A. Radar-observed spatial and temporal rainfall variability near the Tapajós-Amazon confluence. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. SPE, p. 23–30, 2014.

COELHO NETO, A.L. O geoecossistema da Floresta da Tijuca. In: **ABREU, M.A.A. Natureza e sociedade no Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: Biblioteca Carioca/ IPLANRIO, p.104-142, 1985.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica em grandes bacias**. Porto Alegre: UFRGS. Tese de Doutorado. Pp. 194, 2001.

COLLISCHONN, W.; AGRA, S.G.; FREITAS, G.K.; PRIANTE, G.R. Da vazão ecológica ao hidrograma ecológico. **CONGRESSO DA ÁGUA**. Anais [...], 2006.

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; DA SILVA, B.C.; TUCCI, C.E. The MGBIPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. **Hydrol. Sci. J.**, v.52, n.5, p.878–895, 2007.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para Engenharia e Ciências Ambientais**. Porto Alegre, 2013.

COMITÊ DE GERENCIAMENTO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DO COMPLEXO HIDROLÓGICO DA BAÍA DA BABITONGA E BACIAS CONTÍGUAS – **COMITÊ BABITONGA**. Florianópolis-SC, 2019. Disponível em: <https://www.comitebabitonga.org.br/noticias/conhecendo--bacia-hidrografica-236>.

CORATO, G.; AMMARI, A.; MORAMARCO, T. Conventional point-velocity records and surface velocity observations for estimating high flow discharge. **Entropy** (Basel, Switzerland), v. 16, n. 10, p. 5546-5559, 2014. Doi: <http://dx.doi.org/10.3390/e16105546>.

CORDEIRO, A.; MEDEIROS, P. A. Estimativa da curva-chave de Blumenau. In: **Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos**, 15., Curitiba. Anais... Curitiba: ABRH, 2003.

COSTA, F.M. **Análise por métodos hidrológicos e hidroquímicos de fatores condicionantes do potencial hídrico de bacias hidrográficas – estudo de casos no Quadrilátero Ferrífero (MG)**. Dissertação de Mestrado, DEGEO/EM. UFOP, Ouro Preto, 146 p., 2005.

COSTA, A.S.; CARIELLO, B.L.; BLANCO, C.J.C.; PESSOA, F.C.L. Regionalização de curvas de permanência de vazão de regiões hidrográficas do Estado do Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.4, p.413-422, 2012.

COSTA, C.E.A.S.; BLANCO, C.J.C.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J.F. Impact of Climate change in the flow regimes of the Upper and Middle Amazon river. **Climate Change**, v.166, n.45, 2021.

COSTA, V.A.F.; FERNANDES, W.; NAGHETTINI, M. Modelos regionais para curvas de permanência de vazões de rios perenes, intermitentes e efêmeros, com emprego de distribuição Burr XII estendida. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos** (RBRH), v.17, n.2, p. 171-180, 2012.

CRUZ, J.C.; TUCCI, C.E.M. Estimativa da disponibilidade hídrica através da curva de permanência. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos** (RBRH), v.13, n.1, p. 111-124, 2008.

CUNHA, D.G.F.; CALIJURI, M.C.; MENDIONDO, E.M. Integração entre curvas de permanência de quantidade e qualidade de água como uma ferramenta para a gestão eficiente dos recursos hídricos. **Eng. Sanit. Ambient.**, v.17, n.4, p. 369-376, 2012.

DA SILVA CRUZ, J.; BLANCO, C.J.C; DE OLIVEIRA JÚNIOR, J.F. Modelling of land use and land cover change dynamics for future projection of the Amazon number curve. **Science of the Total Environment**, v.811, n.152348, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.152348>.

DA SILVA E SILVA, R., BLANCO, C.J.C., DA SILVA CAVALCANTE, I.C. et al. Relationship between water quality parameters and land use of a small Amazonian catchment. **Sustain. Water Resour. Manag.**, v.6, n.65, 2020. <https://doi.org/10.1007/s40899-020-00421-8>.

DA SILVA, K. N.; FERREIRA, E. C.; FERREIRA, J.C.; OLIVEIRA, V.S.; COELHO, M.S.; RODRIGUES, V.B.; LOUREIRO, G.E. Influência da precipitação e uso do solo nas vazões da Sub- Região Hidrográfica Itacaiúnas (SRHI). **Research, Society and Development**, v.10, n.15, e56101522520, 2021. <http://dx.doi.org/10.33448/rsd-v10i15.22520>.

DA SILVA, R.C.F.; PIMENTEL, M.A.S.; ARAÚJO, A.N. Caracterização Morfométrica e Geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Rio Itacaiunas (BHRI), Amazônia Oriental, Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.15, n.3, p. 1556-1563, 2022.

DALL'AGNOL, R.; CUNHA, I.R.V.; GUIMARÃES, F.V.; OLIVEIRA, D.C.; TEIXEIRA, F.B. T.; FEIO, G.R.; LAMARÃO, C. N. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoarchean ferroan to magnesian granites of Carajás Province,

Amazonian Craton: the origin of hydrated granites associated with charnockites. **Lithos**, v.277, p. 3-32, 2017. Doi: 10.1016/j.lithos.2016.09.032.

DALL'AGNOL, R.; CUNHA, I. R. V.; DA GUIMARÃES, F. V.; OLIVEIRA D. C. DE; TEIXEIRA, M. F. B.; FEIO, G. R. L.; LAMARÃO, C. N. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoarchean ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. **Lithos**, v.277, p. 3–32, 2017. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.032>.

DAS NEVES, P.B.T.; BLANCO, C.J.C.; DUARTE, A.A.A.M.; DAS NEVES, F.B.; DAS NEVES, I.B.; DOS SANTOS, M.H.P. Amazon rainforest deforestation influenced by clandestine and regular roadway network. **Land Use Policy**, v.108, n. 105510, 2021. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2021.105510>.

DEE, D., FASULLO, J., SHEA, D., WALSH, J. **The climate data guide: atmospheric reanalysis: overview & comparison tables**. 2011. Disponível em <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atmospheric-reanalysis-overview-comparison-tables>. Acesso em: dez. 2023.

DE OLIVEIRA, A.S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos, INPE, 134 f., 1986.

DE OLIVEIRA, F.P.; OYAMA, M.D. Atmospheric Conditions Related to Squall-Line Initiation over the Northern Coast of Brazil in July. **Weather and Forecasting**, v.30, p. 1254-1264, 2015. Doi: 10.1175/WAF-D-14-00120.1

DE SOUSA, F. **Belém-Brasília: “A Rodovia da Unidade Nacional”**. 2019. Disponível em: <https://ferdinandodesousa.com/2019/10/07/belem-brasilia-a-rodovia-da-unidade-nacional/>. Acesso em: nov.2023.

DIAS, L.C., FERNANDES, L.L., LOPES, D.F. Elaboração e Extrapolação de Curvas-chave na Região Amazônica. **Revista Brasileira De Geografia Física**, v.12, n.6, p.2285–2301, 2019.

DOS SANTOS SILVA, F.D. et al. Intercomparison of Different Sources of Precipitation Data in the Brazilian Legal Amazon. **Climate**, v.11, n.241, 2023. <https://doi.org/10.3390/cli11120241>.

ECMWF. ERA5-Land monthly averaged data from 1981 to present. In: **Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)**, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.24381/ cds.68d2bb30?tab=overview>. Acesso em: set. 2023.

ELLISON, D. et al. Trees, forests and water: Cools insights for a hot world. **Glob. Environ. Chang.**, v.43, p. 51-61, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2017.01.002>.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI, 2021.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Solos das áreas alteradas do estado do Pará**. Sistema Interativo de Análise Geoespacial da Amazônia Legal (Siageo Amazônia). 2016 Disponível em: https://www.amazonia.cnptia.embrapa.br/publicacoes_estados/Para/Aptidao_Solos/Mapas_de_solos_e_aptidao_agricola_das_areas_alteradas_do_Para.pdf. Acesso em: fev.2024.

ESCOBAR, G.C.J.; MATOSO, V. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT): critério de detecção para uso em centros operacionais de previsão de tempo. **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE**, 2020. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/434QQQH>>.

ESPINOZA, J.C., RONCHAIL, J., GUYOT, J.L., COCHONNEAU, G., NAZIANO, F., LAVADO, W., et al. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). **Int. J. Climatol.**, v.29, p.1574–1594, 2009a. <https://doi.org/10.1002/joc.1791>.

ESPINOZA, J.C., SÖRENSSON, A., RONCHAIL, J., MOLINA-CARPIO, J., SEGURA, H., GUTIERREZ-CORI, O., et al. Regional hydro-climatic changes in the southern Amazon Basin (upper Madeira Basin) during the 1982–2017 period. **J. Hydrol. Reg. Stud.** v.26, n.10063, 2019b. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100637>.

ESPINOZA, J.C., ARIAS, P.A., MORON, V., JUNQUAS, C., SEGURA, H., SIERRA-PEREZ, J.P., WONGCHUIG, S., CONDOM, T. Recent changes in the atmospheric circulation patterns during the dry-to-wet transition season in south tropical South America (1979-2020): impacts on precipitation and fire season. **J. Clim.**, v. 34, n. 22, p. 9025- 9042, 2021. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0303.1>.

ESPINOZA, J.C.; MARENGO, J.A.; SCHONGART, J.; JIMENEZ, J.C. The new historical flood of 2021 in the Amazon River compared to major floods of the 21st century: Atmospheric features in the context of the intensification of floods. **Weather and Climate Extremes**, v. 35, n. 100406, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100406>.

FASULLO, J. A mechanism for land-ocean contrasts in global monsoon trends in a warming climate. **Climate Dynamics**, v. 39, p. 1137-1147, 2012.

FEARNSIDE, P.M. Desmatamento na Amazônia: dinâmica, impactos e controle. Fórum, **Acta Amaz.**, v.36, n.3, 2006.

FEARNSIDE, P.M. **Destrução e conservação da floresta amazônica**. Editora do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), 2022. 356 p.

FECHINE, J.A.L. Identificação de secas meteorológicas na região metropolitana de Fortaleza, usando o índice de precipitação padronizada (SPI). **Bol. geogr.**, Maringá, v.33, n.2, p.18-33, 2015. Doi: <https://doi.org/10.4025/bolgeogr.v33i2.22671>.

FERREIRA, M.E. Possíveis aplicações de satélites meteorológicos na área de recursos hídricos. In: **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e Simpósio Luso-Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos**, Salvador- BA. Anais... São Paulo: ABRH. 4v., v.2, p.206-212, 1987.

FERREIRA, M. E.; CALHEIROS, R. V. Hidrologia e satélites ambientais: aspectos operacionais no Brasil. In: **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos países de língua oficial portuguesa**, ABRH, Recife/PE. Anais... Recife: ABRH. 4v., v.1, p.367-372, 1995.

FERREIRA, L.V.; VENTICINQUE, E.; ALMEIDA, S. O desmatamento na Amazônia e a importância das áreas protegidas. **Estudos avançados**, São Paulo, v.19, n.53, p.157-166, 2005. Doi: <https://doi.org/10.1590/S0103-40142005000100010>.

FIGUEROA, S., NOBRE, C.A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanalise**, v.6, p.36–40, 1990.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1573-1584, 1995.

FILL, H. D. Informações Hidrológicas. In: **Modelos para gerenciamento de recursos hídricos**. Nobel: ABRH. pp 93-210, 1987.

FILL, H.D.; STEINER, A.A. Estimativa do hidrograma instantâneo e da vazão máxima de enchentes a partir de vazões médias diárias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos (RBRH)**, v.8, n.3, p. 17-27, 2003.

FILHO, D. P.; SANTOS, I.; FILL, H. F. Sistema de ajuste e extração de curva de descarga- STEVENS. In: **Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos**, 15., Curitiba, 2003. Anais... Curitiba: ABRH, 2003.

FISH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Clima da Amazônia. **ACTA AMAZÔNICA**, v.28, n.2, p.101-126, 1998.

FUNDAÇÃO DE APOIO À TECNOLOGIA E CIÊNCIA – FATEC. **Investigação e Modelagem Estatística do Sistema de Moções da América do Sul – Projeto Smasin**, 2018. Disponível em: <https://www.fatecsm.org.br/investigacao-e-modelagem-estatistica-do-sistema-de-mocoes-da-america-do-sul-projeto-smasin/>.

GALBETTI, M.V. **Avaliação dos efeitos hidrológicos da aplicação de cenários propostos pelo poder público. Estudo de caso: Área de Proteção Ambiental de Campinas (SP).** Tese (Doutorado). Faculdade de Engenharia Civil, Arquitetura e Urbanismo, Universidade Estadual de Campinas, 2021.

GARREAUD, R.; WALLACE, J. M. Summertime Incursions of Midlatitude Air into subtropical and Tropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 10, p. 2713–2733, 1998.

GAN, M.; RODRIGUES, L. C.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. In: **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 297-316, 2009.

GAROFOLO, L.; RODRIGUEZ, D.A. Impacto observado das mudanças no uso e cobertura da terra na hidrologia de bacias com ênfase em regiões tropicais. **Pesquisa Florestal Brasileira**, Colombo, v.42 (e201902069), p. 1-15, 2022.

GERMANO, M. F.; VITORINO, M. I.; COHEN, J. C. P.; COSTA, G. B.; SOUTO, J. I. d. O.; REBELO, M. T. C.; SOUSA, A. M. L. de. Analysis of the breeze circulations in eastern amazon: an observational study. **Atmospheric Science Letters**, v. 18, n. 2, p. 67–75, 2017.

GIBSON, J.K., P. KALLBERG, S. UPPALA, A. HERNANDEZ, A. NOMURA; E. SERRANO. ERA Description. **ECMWF Re-Analysis Project Report Series**, 1. 1997.

GOLDEN GATE WEATHER SERVICES. Disponível em: https://www.daculaweather.com/4_nino_graphs.php. Acesso: jun. 2024.

GOMES, E. P.; BLANCO, C. J. C.; PESSOA, F.C.L.; MACÊDO, E.M. Métodos para determinação de vazão ecológica de pequenas e médias bacias amazônicas. In: **XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, ABRH, MACEIÓ. Anais... 2011.

GOMES, E.P., BLANCO, C.J.C., DA SILVA HOLANDA, P. et al. MODWT-ANN hybrid models for daily precipitation estimates with time-delayed entries in Amazon region. **Environ Monit Assess**, v.194, n.4, p. 296, 2022. <https://doi.org/10.1007/s10661-022-09939-0>.

GOSWAMI, B.N., SHUKLA, J. Quasi-periodic oscillations in a symmetric general circulation model. **J. Atmos.Sci.**, v.41, p. 20-37, 1984.

GRAY, U. J. JR.; CLAPP, P.F. An interaction between low-and high-latitudes cloud band recorded on GOES-I imagery. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 59, n.7, p. 808-809, 1978.

GROVES, J.E. **Application of unit hydrograph techniques to an East Middland River for flood forecasting**. Dissertação de Mestrado. Birmingham: University de Birmingham, 1977.

GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S. B. Degradação ambiental. In: CUNHA, S. B. **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 337-339, 1996.

GUIMARÃES, J.T.F.; PONTES, P.R.M.; SILVA-JÚNIOR, R.O.; DA SILVA, M.S.; SALOMÃO, G.N.; MELO, A.M.Q. Caracterização morfológica e determinação das manchas de inundação na área de entorno do rio Vermelho sobre a EFC. **PROD. TEC. ITV DS / N023/2019**, Belém p 33, 2019.

HARADA, Y., et al. The JRA-55 Reanalysis: Representation of atmospheric circulation and climate variability. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. v. 94, n. 3, p. 269-302, 2016. Doi:10.2151/jmsj.2016-015.

HARRIS, N. M.; GURNELL, A. M.; HANNAH, D. M.; PETTS, G. E. Classification of river regimes: a context for hydroecology. **John Wiley & Sons, Hardcover: Hydrological Processes**, v.14, p.2831-2848, 2000.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in North-East Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.110, p.411-425, 1977.

HEERSINK, B.P., KENDALL, A.D., COE, M.T., HYNDMAN, D.W. Trends in streamflow, evapotranspiration, and groundwater storage across the Amazon Basin linked to changing precipitation and land cover. **J. Hydrol.: Reg. Stud.** v.32, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100755>.

HIBBERT, A.R. Forest Treatment effects on water yield. **Reprint from Proceedings of International Symposium on Forest Hydrology**, Penn State University, v.1965, p. 527-543, 1967. Pergamon Press, NewYork.

HICKEL, K. **The effect of pine afforestation on flow regime in small upland catchments**. Master's Thesis, University of Stuttgart, 2001.

HOLTON, J. R. **An introduction to Dynamic Meteorology**. Londres: Academic Press, 1992.

HOUZE JR, R. A. **Clouds dynamics**. [S.l.:s.n.], 606 p, 1993 (International Geophysics Series, v.53).

HUANG, X.; DENG, J.; WANG, W.; FENG, Q.; LIANG, T. Impact of climate and elevation on snow cover using integrated remote sensing snow products in Tibetan Plateau. **Remote Sens. Environ.**, v.190, p.274–288, 2017. Doi: 10.1016/j.rse.2016.12.028.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Censo Agro, 2017**. Disponível em: <https://censo.ibge.gov.br/agro/2017/>. Acesso em: set. 2023.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Geociências – Carta de Imagens, 2020.** Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias.html>. Acesso em: abr. 2023.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA- **INMET**, 2023. Disponível em: <<https://portal.inmet.gov.br/noticias/fen%C3%B4meno-la-ni%C3%B1a-chega-ao-fim-ap%C3%B3s-tr%C3%A1s-de-dura%C3%A7%C3%A3o>>. Acesso: jan. 2024.

JACCON, G.; CUDO, K. J. **Curva-chave: análise e traçado.** Brasília/DF: DNAEE, p 273, 1989.

JI, D.; SHI, J.; XIONG, C.; WANG, T.; ZHANG, Y. A total precipitable water retrieval method over land using the combination of passive microwave and optical remote sensing. **Remote Sens. Environ.**, v.191, p.313–327, 2017. Doi: 10.1016/J.RSE.2017.01.028.

JOHNSON, W. M. Infiltration capacity of forest soil as influenced by litter: *Jour. Forestry*, v. 38, p. 520, 1940.

JOHNSON, R.C. Effects of upland afforestation on water resource. The Balquhidder Experiment 1981–1991. **Institute of Hydrology**, Report n. 116., 1995.

JOKELA, W.E.; CASLER, M.D. Transport of Phosphorus and Nitrogen in Surface Runoff in a Corn Silage System: Paired Watershed Methodology and Calibration Period Results. **Can. J. Soil Sci.**, v.91, p. 479–491 2011.

IMAZON. **A Amazônia em números: raio x da ocupação da Amazônia.** 2009. Disponível em:<https://imazon.org.br/imprensa/a-amazonia-em-numeros/>. Acesso em: out. 2023.

INSTITUTE OF HYDROLOGY. **Low Flow Studies.** Walingford, 1980.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – **INMET**, 2023. Disponível em: <https://portal.inmet.gov.br/noticias/fen%C3%B4meno-la-ni%C3%B1a-chega-ao-fim-ap%C3%B3s-tr%C3%A1s-de-dura%C3%A7%C3%A3o#:~:text=O%20evento%20atingiu%20a%20categoria,a%20permaneceu%20com%20intensidade%20fraca>. Acesso: jan. 2024.

KABITE, G.; GESSESE, B. Hydrogeomorphological characterization of Dhidhessa River Basin, Ethiopia. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 6, n. 2, p. 175-183, 2018. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2018.02.003>

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorological Society**, v.77, p.437-470, 1996.

KAZEMZADEH, M.; SALAJEGHEH, A.; MALEKIAN, A.; LIAGHAT, A.; HASHEMI, H. Soil moisture change analysis under watershed management practice using in situ and remote sensing data in a paired watershed. **Environ Monit Assess**, v.193, n.5, p.299, 2021. Doi: 10.1007/s10661-021-09078-y.

KING, K.; SMILEY, B; BAKER, P.; FAUSEY N. Validation of paired watersheds for assessing conservation practices in the Upper Big Walnut Creek watershed, Ohio. **J. Soil Water Conserv.**, v. 63, p. 380-395, 2008.

KIRBY, C.; NEWSON, M. D.; GILMAN, K. Plynlimon research: The first two Decades. **Institute of Hydrology**, Wallingford, Oxon, U.K., Report n. 109, 1991.

KIRPICH, Z. P. Time of concentration of small agricultural watersheds. **J. of Civ. Eng.**, v. 10, n.6, p.362, 1940.

KLEINSCHMIT, D.; FERRAZ ZIEGERT, R.; WALTHER, L. Framing Illegal Logging and Its Governance Responses in Brazil – A Structured Review of Diagnosis and Prognosis. **Frontiers in Forests and Global Change**, v.4, p.1–13, 2021.

KODAMA, Y. M. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristic of Subtropical Frontal Zones. **Journal Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813-835, 1992.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of Subtropical Convergence Zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating STCZs. **Journal Meteorological Society of Japan**, v. 71, p. 581-610, 1993.

KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.108, p. 488-498, 1980.

KOUSKY, V.E.; MOLION, L.C.B. Uma contribuição à climatologia da dinâmica da atmosfera sobre a Amazônia. **São José dos Campos-INPE**, INPE-2030-RPI-50, 1981.

LAMB, P. Large-scale tropical Atlantic circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. **Tellus**, v. 30, n.3, p. 240-251, 1978b.

LAURANCE, W.F.; GOOSEM, M.; LAURANCE, S.G.W. Impacts of roads and linear clearings on tropical forests. **Trends Ecol. Evol.** v.24, p.659–669, 2009.

LEMKE, A. et al. Evaluating Agricultural Best Management Practices in Tile-Drained Subwatersheds of the Mackinaw River, Illinois. **Journal of Environmental Quality**, v. 40, p.1215-1228, 2011.

LEVY, M.C.; LOPES, A.V.; COHN, A.; LARSEN, L.G.; THOMPSON, S.E. Land use change increases streamflow across the arc of deforestation in Brazil. **Geophys. Res. Lett.**, v.45, p. 3520-3530, 2018.

LI, W.; ZHANG, P.; YE, J.; BAKER, P.A. Impact of two different types of el nino events on the amazon climate ad ecosystem productivity. **Oxford J**, v.4, p.91–99, 2010. <https://doi.org/10.1093/rtq039>.

LIANG, W. et al. Quantifying the impacts of climate change and ecological restoration on streamflow changes based on a Budyko hydrological model in China's Loess Plateau. **Water Resources Research**, v. 51, n. 8, p. 6500-6519, 2015. <https://doi.org/10.1002/2014wr016589>.

LIMA, W.P. **Princípios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrográficas**. São Paulo: Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 242p., 1986.

LIMA, W.P. **Análise física da bacia hidrográfica**. In LIMA, Walter de Paula. Introdução ao manejo de bacias hidrográficas. Piracicaba: ESALQ., p.49-66, 1996.

LOBO, F.; SOUZA-FILHO, P.; NOVO, E.; CARLOS, F.; BARBOSA, C. Mapping mining areas in the brazilian amazon using msi/sentinel-2 imagery (2017). **Remote Sens**. v.10, n.1178, 2018.

LONGO, M.; CAMARGO, R. DE; DIAS, M. A. F. DAS. Análise das Características Dinâmicas e Sinóticas De Um Evento De Friagem Durante A Estação Chuvosa No Sudoeste Da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, p. 59–72, 2004.

LOPES, C. L.; MOURÃO, J.; CHIAVARI, J.; GANDOUR, C. **Conciliação Ambiental e Desmatamento na Amazônia Implicações e Desafios a partir de Evidências**. Rio de Janeiro: Climate Policy Initiative e WWF-Brasil, 2021.

ULL. **Ecological and silvicultural aspects**. In: Handbook of applied hydrology. Ven te chow. McGraw-Hill. Book Co. N. York. P6-1 a 6-30, 1963.

MACIEL, J.S.C., ALVES, L.G.S., CORRÊA, B.G.D.S., DE CARVALHO, I.M.R., OLIVEIRA, M.A. Flood forecast in Manaus, Amazonas, Brazil. **WIT Trans. Built Environ.: Urban Water Systems Floods III**, v.194, p.63–72, 2020.

MAGESH, N. S.; CHANDRASEKAR, N.; KALIRAJ, S. A GIS based automated extraction tool for the analysis of basin morphometry. **Bonfring International Journal of Industrial Engineering and Management Science**, v. 2, 2012, p. 32-35.

MAKARIEVA, A. M.; GORSHKOV, V. G. Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land. **Hydrology and Earth System Sciences**

Discussions. European Geosciences Union, v.11, n.2, p.1013-1033, 2007. Doi: <https://doi.org/10.5194/hess-11-1013-2007>.

MALARDEL, S.; WEDI, N.; DECONINCK, W.; DIAMANTAKIS, M.; KUEHNLEIN, C.; MOZDZYNSKI, G.; HAMRUD, M.; SMOLARKIEWICZ, P. A new grid for the IFS, **ECMWF Newsletter**, v.146, p.23–28, 2016. Doi: 10.21957/zwd9u5i.

MANSANAREZ, V., RENARD, B., COZ, J.L., LANG, M., DARIENZO, M. Shift happens! Adjusting stage-discharge rating curves to morphological changes at known times. **Water Resour. Res.**, v.55, n.4, p.2876–2899, 2019.

MARENGO, J.A. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v.12, n.8, v. 853-863, 1992.

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v.78, n.1-3, p.79-96, 2004. Doi: 10.1007/s00704-004-0045-8.

MARENGO, J.A, Hastenrath, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v.6, n.4, v.617-627, 1993.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; CULF, A. D. Climatic Impacts of “Friagens” in Forested and Deforested Areas of the Amazon Basin. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 36, n. 11, p. 1553–1566, 1997.

MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A.; TOMASELLA, J; OYAMA, M.D.; OLIVEIRA, G.S.; OLIVEIRA, R. et al. The Drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v.21, n.3, p. 495-516, 2008.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. Clima da região Amazônica. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 197-212, 2009.

MARENGO, J.A., ESPINOZA, J.C. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. **Int. J. Climatol.**, v.36, p.1033–1050, 2016. <https://doi.org/10.1002/joc.4420>.

MARENGO, J.A., SOUZA, C., THONICKE, K., BURTON, C., HALLADAY, K., BETTS, R.A., ALVES, L.M., SOARES, W.R. Changes in climate and Land use over the Amazon region: current and future variability and trends. **Front. Earth Sci.**, v.6, n.228, 2018. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00228>.

MARTINELLI, L.A.; NAYLOR, R.; VITOUEK, P.M.; MOUTINHO, P. Agriculture in brazil: Impacts, costs, and opportunities for a sustainable future. **Curr. Opin. Environ. Sustain.** v.2, p.431–438, 2010.

MARTINS, D.D.M., CHAGAS, R.M., MELO NETO, J.D.O., MÉLLO JÚNIOR, A.V. Impactos da construção da usina hidrelétrica de Sobradinho no regime de vazões

no Baixo São Francisco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.10, p.1054–1061, 2011.

MARTINS, F.D.; CUNHA, A.M.C.; CARVALHO, A.S.; COSTA, F.G. Grupos de Queimada Controlada para Prevenção de Incêndios Florestais no Mosaico de Carajás. **Biodiversidade Brasileira**, v.6, n.2, p. 121-134, 2016.

MATOS, A. Pinheiro de; COHEN, J. C. P. Circulação de brisa e a banda de precipitação na margem leste da baía de marajó. **Ciência e Natura**, v. 38, 2016.

MCLEAN, S. **Baseflow response to Vegetation change**. Master's Thesis, 2001. Glendhu State Forest, Otago, New Zealand.

MEIN, R.G.; BIENIASZEWSKA-HUNTER, H.; PAPWORTH, M. Land use changes and the hydrologic water balance—Stewarts Creek experimental area. Hydrology and Water Resources Symposium, 18th, 1–3 Feb 1988. Australian National University. **National conference publication** (Institution of Engineers, Australia); 88/1, p. 129–134, 1988.

MEISTER, S. et al. Process-based modelling of the impacts of land use change on the water balance in the cerrado biome (Rio das Mortes, Brazil). **Erdkunde**, v. 71, n. 3, p. 241-266, 2017.

MELLO, A. H.; FEITOSA; N. K. Dinâmicas da ocupação territorial na amazônia: reflexões sobre os impactos socioambientais pós-pandemia decorrentes do avanço do desmatamento. **Unifesspa contra a covid- 19**, 2020.

MELO, A.B.C.; CAVALCANTI, I. F.A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 25-41, 2009.

MELO, A.M.Q.; BLANCO, C.J.C.; BARBOSA, A.J.S.; SILVA, F.S. Digitalização de pluviogramas para fins de determinação do fator energético da chuva (r) para a cidade de Belém-PA. In: **ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS**, 11., João Pessoa. Anais... Bento Gonçalves: ABRH, 2014.

MELO, A.M.Q. **Simulações de linhas de instabilidade continentais e a formação de correntes de densidade superficiais ricas em ozônio**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-graduação em Ciências Ambientais, Belém-PA, 67p., 2018.

MELO, A.M.Q., PONTES, P.R.M., DA SILVA, M.S., SILVA JÚNIOR, R.O. Elaboração de curvas-chave na bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), Amazônia Oriental. **Relatório Técnico ITV DS**, Belém, 2019. Doi: 10.29223/PROD.TEC. ITV.DS.2019.11.Melo.

MELO, A.M.Q.; DIAS-JÚNIOR, C.Q.; COHEN, J.C.P.; SÁ, L.D.A.; CATTANIO, J.H.; KUHN, P.A.F. Ozone transport and thermodynamics during the passage of

a squall line in central Amazon. **Atmospheric Environment**, v.206, p.132–143, 2019. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.02.018>.

MELO, A.M.Q.; BLANCO, C.J.C.; PONTES, P.R.M.; CAVALCANTE, R.B.L.; SILVA-JÚNIOR, R.O.; DA SILVA, M.S. Elaborating rating curves for implementation of the MGB hydrological model in a river basin, Amazon region, Brazil. **Sustainable Water Resources Management**, v. 8, n.132, 2022. <https://doi.org/10.1007/s40899-022-00715-z>.

MEMORIAL DA DEMOCRACIA. “**Governo inicia a Transamazônica**”. 2015. Disponível em: <https://memorialdademocracia.com.br/card/governo-inicia-a-transamazonica>. Acesso em: jun.2024.

MENDONCA. F.; DANNI-OLIVEIRA I. M. **Climatologia noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MENDONÇA, M.; ROMERO, H.; OPAZO, D. Análise Multiescalar para a compreensão de causas e consequências da variabilidade climática na América. **Experimentos em Climatologia Geográfica**. Brasil: UFGD, pp. 267-285, 2014.

MOHAMADI, S.; BAGHERI, R. Hydrological response of a paired watershed to rainfall storm events in arid region: a study in Dehgin of Hormozgan province, Iran. **Environmental Science and Pollution Research**, v.29, n.53, p. 80831-80848, 2022. Doi: 10.1007/s11356-022-21543-w.

MONTEIRO, L. V. S.; XAVIER, R.P.; HITZMAN, M. W.; JULIANI, C.; DE SOUZA FILHO, C. R.; CARVALHO, E. DE R. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxidecopper- gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v.34, n.3, p. 317-336, 2008. Doi: 10.1016/j.oregeorev.2008.01.003.

MONTEIRO, Y.G.S. **Avaliação das outorgas de uso dos recursos hídricos concedidas na cidade de Belém – Pará**. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém-PA, 44p., 2023.

MORTATTI, J.; BORTOLETTO JÚNIOR, M.J.; MILDE, L.C.E.; PROBST, J-L. Hidrologia dos rios Tietê e Piracicaba: series temporais de vazão e hidrogramas de cheia. **Revista de Ciência & Tecnologia**, v.12, n.23, pp. 55-67, 2004.

MORTON, D.C.; DEFRIES, R.S.; SHIMABUKURO, Y.E.; ANDERSON, L.O.; ARAI, E.; DEL BON ESPIRITO-SANTO, F.; FREITAS, R.; MORISSETTE, J. Cropland expansion changes deforestation dynamics in the southern Brazilian amazon. **Proc. Natl. Acad. Sci. USA**, v.103, p.14637–14641, 2006.

MOURA, M.N.; VITORINO, M.I. Variabilidade da precipitação em tempo e espaço associada à Zona de Convergência Intertropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.4, p. 475-483, 2012.

MUKHERJEE, S.; PAL, J.; MANNA, S; SAHA, A.; DAS, D. El-Niño Southern Oscillation and its effects. **Visualization Techniques for Climate Change with Machine Learning and Artificial Intelligence**, p. 207-228, 2023. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99714-0.00013-3>.

MUÑOZ SABATER, J. ERA5-Land Monthly Averaged Data from 1981 to Present. **Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)**, 2019. Acesso em: nov. 2023.

MUÑOZ-SABATER, J. ERA5-Land hourly data from 1981 to present. **Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)** [data set], v.13, n.9, p. 4349-4383, 2019a. <https://doi.org/10.24381/cds.e2161bac>.

MUÑOZ-SABATER, J. ERA5-Land monthly averaged data from 1981 to present. **Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)** [data set], 2019b. <https://doi.org/10.24381/cds.68d2bb30>.

MUÑOZ-SABATER, J. et al. ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. **Earth Syst. Sci. Data**, v.13, p.4349–4383, 2021. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>.

NANDAKUMAR, N. Analysis of paired catchment data to predict the hydrological effects of land-use changes. PhD Thesis, Monash University, Melbourne, Australia, 1993.

NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.E. River flow forecasting through conceptual models – Part I: A discussion of principles. **J. Hydrol.**, v.10, n.3, p.282–290, 1970. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6).

NASA JPL. NASADEM mesclado DEM Global 1 segundo de arco V001 [Conjunto de dados]. Centro de arquivo ativo distribuído de processos terrestres EOSDIS da NASA. 2020. Acesso em: jan.2024. https://doi.org/10.5067/MEASUREs/NASADEM/NASADEM_HGT.001

NEGI, P.S. Pre-eminence of extreme precipitation event over deforestation: A primary cause of Himalayan disaster of June 2013. **International Journal of Disaster Risk Reduction**, v.10, p. 392-398, 2014. Doi: 10.1016/j.ijdrr.2014.09.013.

NEGRÓN-JUÁREZ, R.I.; CHAMBERS, J.Q.; GUIMARAES, G.; ZENG, H.; RAUPP, C.F.M.; MARRA, D.M.; RIBEIRO, G.H.P.M.; SAATCHI, S.S.; NELSON, B.W.; HIGUCHI, N. 2010. Widespread Amazon forest tree mortality from a single cross basin squall line event. **Geophys. Res. Lett.**, v. 37, p. 1-5, 2010.

NEGRÓN-JUÁREZ, R.I.; H. S. JENKINS; C. F. M. RAUPP; W. J. RILEY; L. M. KUEPPERS; D. MAGNABOSCO MARRA; G. H. P. RIBEIRO; M. T. MONTERIO; L. A. CANDIDO; J. Q. CHAMBERS; N. HIGUCHI. Windthrow Variability in Central Amazonia. **Atmosphere**, v.8, n.28, p. 1-5, 2017.

NEPSTAD D. C., DE CARVALHO C. R., DAVIDSON E. A., JIPP P. H., LEFEBVRE P. A., NEGREIROS G. H., DA SILVA E. D., STONE T. A., TRUMBORE S. E., VIEIRA S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, v.372, p. 666–669, 1994. Doi:10.1038/372666a0.

NOBRE, C.A.; RENNÓ, N.O. Droughts and floods in south America due to the 1982-1983 El Niño/Southern Oscillation episode. **Relatório Técnico INPE 3408 - PRE/677**, 4p., 1985.

NOBRE, C.A.; OLIVEIRA, A. Precipitation and circulation anomalies in south america and the 1982-83 El Niño/Southern Oscillation episode. In: Conference of Geophysical Fluid Dynamics with special emphasis on El Niño. **Ministério da Ciência e Tecnologia e Centro Latinoamericano de Física**. São José dos Campos, p. 325 – 328, 1987.

NOVO, E. C., et al. Estabelecimento das Curvas-Chave, geração das séries de vazões e estimativa das vazões máximas outorgáveis nos postos da sub-bacia Guapi-Macacu, RJ. **Revista Eletrônica Sistemas & Gestão**, v.14, n.4, p.464-482, 2019. Doi: <https://doi.org/10.20985/1980-5160.2019.v14n4.1585>.

NUNES, P.H.F. A Ocupação econômica da Amazônia: um desmando estatizado? **BARU**, Goiânia, v. 4, n. 2, p.283-307, 2018.

NUNES, S.; ALMADA, H.K.; CAVALCANTE, R.B.L.; DIONIZIO, E.A. Análise de distribuição da vegetação secundária na Bacia Hidrográfica do rio Itacaiúnas, Pará. Relatório Técnico (Instituto Tecnológico Vale) – **PROD.TEC. ITV.DS – N038/2022**. p 34, 2022.

OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The amazon river breeze and the local boundary layer: I. observations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 63, n. 1, p.141–162, 1993.

OLIVEIRA, A.; NOBRE, C.A. Meridional penetration of frontal system in south America and its relation to organized convection in the Amazon. **Relatório Técnico INPE 3407 - PRE/676**, 4 p. 1985.

ONOGI, K. et al. The JRA-25 Reanalysis. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.85, n.3, p.369-432, 2007.

PANDAY, P. K. et al. Deforestation offsets water balance changes due to climate variability in the Xingu River in eastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v.523, p. 822-829, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.018>.

PAOLINO, D., Q. YANG, B. DOTY, J. KINTER, J. SHUKLA; D.M. STRAUS. A Pilot Reanalysis Project at COLA. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.76, p.697–710, 1995.

PAUDEL, B.R.; UDAWATTA, R.P.; ANDERSON, S.H. Agroforestry and Grass Buffer Effects on Soil Quality Parameters for Grazed Pasture and Row-Crop Systems. **Applied Soil Ecology**, v. 48, n.2, p. 125-132, 2011. Doi: 10.1016/j.apsoil.2011.04.004

PEARSON, K.; FISHER, R.; INMAN, H. F. Karl Pearson and R. A. Fisher on Statistical Tests: A 1935 Exchange from Nature. **The American Statistician**, v.48, n.1, p.2-1, 1994.

PELOSI, A.; TERRIBILE, F.; D'URSO, G.; CHIRICO, G. B. Comparison of ERA5-Land and UERRA MESCAN-SURFEX Reanalysis Data with Spatially Interpolated Weather Observations for the Regional Assessment of Reference Evapotranspiration, **Water** v.12, n.6, p.1669, 2020. <https://doi.org/10.3390/w12061669>.

PEREIRA FILHO, A.J. et al. A Step towards Integrating CMORPH Precipitation Estimation with Rain Gauge Measurements. Hindawi. **Advances in Meteorology**, v.2018, n.24, 2018. <https://doi.org/10.1155/2018/2095304>.

PESSOA, F.C.L.; BLANCO, C.J.C.; MARTINS, J. Regionalização de curvas de permanência de vazões da região da Calha Norte no Estado do Pará. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos** (RBRH), v.16, n.2, p. 65-74, 2011.

PIRES, B.S. **Estudo de metodologias de previsão de vazões diárias e horárias como ferramenta de suporte ao planejamento da operação de usinas hidroelétricas**. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas, - UNICAMP, Campinas – SP, 113p., 2023.

POFF, N. L.; ALLAN, J. D.; BAIN, M. B.; KARR, J. R.; PRESTEGAARD, K. L.; RICHTER, B. D.; SPARKS, R. E.; STROMBERG, J. C. The natural flow regime: a paradigm for river conservation and restoration. **Bioscience**, v. 47, n. 11, pp. 769-784, 1997.

POMPEU, B.N. **O desenvolvimento da indústria automobilística sob a ótica do plano de metas do Governo Juscelino Kubitschek (1956-1961)**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Economia). 2017. 42 p. Instituto de Economia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2017.

PONTES, P. R. M.; CAVALCANTE, R. B. L.; SAHOO, P. K.; SILVA JÚNIOR, R. O.; SILVA, M. S.; DALL'AGNOL, R.; SIQUEIRA, J. O. The role of protected and deforested areas in the hydrological processes of Itacaiúnas River Basin, eastern Amazonia. **Journal of Environmental Management**, v.235, p.489-499, 2019. Doi: 10.1016/j.jenvman.2019.01.090.

PORTELLA, D.A.P.C.; BLANCO, L.S.; MELLO FILHO, M.E.T.; SANTOS, J.L.A. A importância da Amazônia na dinâmica climática do centro-sul brasileiro. **Revista Ensaios de Geografia**, v.9, n. 19, 2022.

POSTEL, S.; RICHTER, B. **Rivers for life: Managing water for people and nature.** Island Press. Washington. 253p., 2003.

PRITCHETT, W.L. **Properties and Management of Forest Soils.** John Wiley, New York, 500p., 1979.

QUIMPO, R.G.; McNALLY, T.A. Regionalized flow duration for Philippines. **Journal of Water Resources Planning and Management.** v. 109, n.4, p. 320-330, 1983.

RAJÃO, R.; SCHMITT, J.; NUNES, F.; SOARES-FILHO, B. **Dicotomia da impunidade do desmatamento ilegal.** UFMG, Belo Horizonte, 2021. 12p.

RAMOS, R.P.L. Precipitation characteristics in northeast Brazil dry region. **J. Geophys.** 80:1665 – 1678, 1975.

RIBEIRO, M. M. R. **Alternativas para outorga e a cobrança pelo uso da água: Simulação de um caso.** Tese de Doutorado. Porto Alegre: IPH/URGS, 200p., 2000.

RICHEY, J.E., NOBRE, C., DESER, C. Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. **Science**, v.246, n.4926, p.101-103, 1989.

RODRIGUES DA SILVA, V. P. et al. Simulation of stream flow and hydrological response to land-cover changes in a tropical river basin. **CATENA**, v.162, p.166-176, 2018. Doi: 10.1016/j.catena.2017.11.024.

RODRIGUES, L. L.; BLANCO, C. J. C. Vazão de pico em uma bacia hidrográfica com diferentes níveis de urbanização em Santarém/PA. **Revista Ibero Americana de Ciências Ambientais**, v.9, n.7, p.62-75, 2018. Doi: <http://doi.org/10.6008/CBPC2179-6858.2018.007.0007>

RODRIGUES-FILHO, S., R. VERBURG, M. BURSZTYN, D. LINDOSO, N. DEBORTOLI, AND A. M. G. VILHENA. Election-driven weakening of deforestation control in the Brazilian Amazon. **Land Use Policy**, v.43, p. 111–118, 2015.

RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ, J.; SANTIAGO, M. The effects of forest cover on base flow of streams in the mountainous interior of Puerto Rico, 2010. Virginia: U.S. Department of the Interior; **U. S. Geological Survey**, 2017. 19 p. (Scientific Investigations Report, 2016-5142). <https://doi.org/10.3133/sir20165142>.

RUPRECHT, J.K.; SCHOFIELD, N.J. Analysis of streamflow generation following deforestation in southwest Western Australia. **Journal Of Hydrology**, v. 105, n. 1-2, p.1-17, 1989.

RUPRECHT, J.K. et al. Early hydrological response to intense forest thinning in southwestern Australia. **Journal of Hydrology**, v. 127, n. 1-4, p.261-277, 1991. Elsevier BV

SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**. Revised: March 25, 2010.

SAHOO, P. K. et al. High resolution hydrogeochemical survey and estimation of baseline concentrations of trace elements in surface water of the Itacaiúnas River Basin, Southeastern Amazonia: implication for environmental studies. **Journal of Geochemical Exploration**, v.205 (106321), 2019. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.06.003>.

SAHOO, B.; PERUMAL, M.; MORAMARCO, T.; BARBETTA, S. Rating Curve Development at Ungauged River Sites using Variable Parameter Muskingum Discharge Routing Method. **Water Resources Management**, v. 28, n. 11, p. 3783-3800, 2014. Doi: <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-014-0709-9>.

SALATI, E.; VOSE, P.B. Amazon basin: A system in equilibrium. **Science**, v.225, p.129-138, 1984. Doi: 10.1126/ciencia.225.4658.129.

SALAZAR, A. et al. Deforestation changes land–atmosphere interactions across South American biomes. **Global And Planetary Change**, v.139, p.97-108, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.01.004>.

SALEMI, L.F.; GROOPPO, J.D.; TREVISAN, R.; SEGHESI, G.B.; MORAES, J.M.; FERRAZ, S.F.B.; MARTINELLI, L.A. Consequências hidrológicas da mudança de uso da terra de floresta para pastagem na região da floresta tropical pluvial Atlântica. **Revista Ambiente & Água – Na Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v.7, n.3, p.127-140, 2012. <http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.927>.

SALOMÃO, G. N. et al. Geochemical distribution and thresholds values determination of heavy metals in stream water in the sub-basins of Vermelho and Sororó rivers, Itacaiúnas River watershed, Eastern Amazon, Brazil. **Geochimica Brasiliensis**, v.32, n.2, p.179-197, 2018. <https://doi.org/10.21715/GB2358-2812.2018322180>.

SALOMÃO, G.N. **Mapeamento Geoquímico da Bacia do rio Itacaiúnas, província Mineral de Carajás: assinatura geoquímica dos blocos crustais e implicações para recursos minerais e meio ambiente**. 2020. 235 p. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 2020.

SALOMÃO, C.S.C.; STABILE, M.C.C.; SOUZA, L., ALENCAR, A.; CASTRO, I.; GUYOT, C.; E MOUTINHO, P. Amazônia em Chamas - desmatamento, fogo e pecuária em terras públicas. **Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia (IPAM)**, Brasília, DF, Brasil, nota técnica n. 8, 2021.

SANTOS, I.A. **Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na América do Sul**. Dissertação de Mestrado - USP. São Paulo, 95 p., 1986.

SANTOS, M. J. dos. **Impact of the rivers and the seasonal flooding on the local climate of Central Amazon**. Tese de Doutorado — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

SANTOS, H.G. et al. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 5 ed. Brasília, Embrapa-SPI, 206 p., 2018.

SANTOS, G.B. **Balanço hídrico quantitativo das águas superficiais na bacia do Rio Jaguarão**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Universidade Federal de Pelotas, 117p., 2022.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. Tropics South America. In Meteorology and Hydrology of the Southern Hemisphere. **Amer. Meteorol. Soc.**, Meteorological Monograph, Boston M. A, v. 27, p. 119-139, 1998.

SCHUBERT, S. D.; MIN, W.; TAKACS, L.; Joiner, J. Reanalysis of historical observations and its role in the development of the Goddard EOS Climate Data Assimilation System. **Advances in Space Research**, v.19, n. 3, p.491-501, 1997.

SCHOFIELD, N.J. Hydrological response to vegetation changes and its consequences in Western Australia. Challenges for sustainable development: International Hydrology and Water Resources Symposium, Perth. **National Conference Publication** (Institution of Engineers, Australia), p. 386–391, 1991

SCOTT, D.F.; PRINSLOO, F.W.; MOSES, G.; MEHLOMAKULU, M.; SIMMERS, A.D.A. A re-analysis of the South African afforestation experimental data. Water Research Commission, **WRC Report** n. 810/1/00, South Africa, 2000.

SEARCY, J. K. **Flow duration curves**. In: USGS – U.S. Geological Survey. Manual of Hydrology, part. 2. Low – flow techniques. USGS Supply Paper 1542A. Washington: U.S. Government Printing Office, 33 p., 1959.

SELFIONE, A. L. **Estudo comparativo de métodos de extração superior de curvas-chave**. 240 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - IPH-UFRGS, Porto Alegre, 2002.

SHANLEY, J.; WEMPLE B. **Effects of Mountain Resort Development—A Case Study in Vermont USA**. EGU General Assembly, held 22-27 April in Vienna, Austria., p.13485, 2012.

SILVA, C. A. F.; MONTEIRO, J. L.G. **A geografia regional do Brasil**. Rio de Janeiro: Consequência, 2020.

SILVA, K. R. S.; VIDAL, M. R. Caracterização física da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas/PA. **Revista Presença Geográfica**, v.9, n.2, 2022.

SILVA, R. S.; BLANCO, C. J. C.; PESSOA, F. C. L. Alternative for the regionalization of flow duration curves. **Journal of Applied Water Engineering and Research**, v. 7, n. 3, p. 198-206, 2019, Doi: 10.1080/23249676.2019.1611493.

SILVA DIAS, M. A. F. et al. River breeze circulation in eastern Amazônia: observations and modelling results. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 111–121, 2004.

SILVA- JÚNIOR, R. O.; QUEIROZ, J. C. B.; FERREIRA, D. B. S.; TAVARES, A. L.; SOUZA-FILHO, P. W. M.; GUIMARÃES, J. T. F.; ROCHA, E. J. P. Estimativa de precipitação e vazões médias para a bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI), Amazônia Oriental, Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.10, n.5, p.1638-1654, 2017b.

SILVA, P.M.O.; MELLO, C.R.; SILVA, A.M.; COELHO, G. Modelagem da hidrógrafa de cheia em uma bacia hidrográfica da região Alto Rio Grande. **R. Bras. Eng. Agric. Amb**, v.12, n.3, p. 258-265, 2008. <https://doi.org/10.1590/S1415-43662008000300006>.

SILVA, R.C.F.; PIMENTEL, M.A.S.; ARAÚJO, A.N. Caracterização Morfométrica e Geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Rio Itacaiúnas (BHRI), Amazônia Oriental, Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.15, n.03, p. 1556-1563, 2022.

SILVA, V.B.S; KOUSKY, V.E.; HIGGINS, R.W. Daily Precipitation Statistics for South America: An Intercomparison between NCEP Reanalyses and Observations. **Journal of Hydrometeorology**, v.12, p. 101-117, 2011.

SIMMONS, A.; UPPALA, S.; DEE, D.; KOBAYASHI, S. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. **ECMWF Newsletters**, n. 110, p. 25-35, 2007.

SIQUEIRA, J.R.; MACHADO, L.A.T. Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1754-1765, 2004.

SMAKHTIN, V. U. Low flow hydrology: a review. **Journal of Hydrology**, v. 240, p. 147-186, 2001.

SOARES-FILHO, B. et al. Role of Brazilian Amazon protected areas in climate change mitigation. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v.107, p.10821–10826, 2010. Doi: 10.1073/pnas.0913048107.

SONTER, L.J.; HERRERA, D.; BARRETT, D.J.; GALFORD, G.L.; MORAN, C.J.; SOARES-FILHO, B.S. Mining drives extensive deforestation in the brazilian amazon. **Nat. Commun.** v.8, n.1013, 2017.

SOUZA, C.G., et al. Caracterização e manejo integrado de bacias hidrográficas. Belo Horizonte: **EMATER**, 124p., 2002.

SOUSA, S. D.; MONTEIRO, L. V. S.; DE OLIVEIRA, D. C.; DELINARDO DA SILVA, M. A.; MORETO, C. P. N.; JULIANI, C. O Greenstone Belt Sapucaia na região de Água Azul do Norte, Província Carajás: contexto geológico e caracterização petrográfica e geoquímica. In: P. S. Gorayeb & A. M. M. Lima (Org.), **Contribuições a geologia da Amazônia**, v.9, n.1, p.305-328, 2015.

SOUZA-FILHO, P. W. M.; NASCIMENTO, W. R.; VERSIANI DE MENDONÇA, B. R.; SILVA, R. O.; GUIMARÃES, J. T. F.; DALL'AGNOL, R.; SIQUEIRA, J. O. Changes in the land cover and land use of the Itacaiúnas River watershed, ARC of deforestation, Carajás, Southeastern Amazon. In: International Archives of the Photogrammetry, **Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives**. p. 1491–1496, 2015. Doi: 10.5194/isprsarchives-XL-7-W3-1491-2015.

SOUZA-FILHO, P.W.M.; DE SOUZA, E.B.; SILVA-JÚNIOR, R.O.; NASCIMENTO, W.R.; VERSIANI DE MENDONÇA, B.R.; GUIMARÃES, J.T. F.; DALL'AGNOL, R.; SIQUEIRA, J.O. Four decades of land-cover, land-use and hydroclimatology changes in the Itacaiúnas River watershed, southeastern Amazon. **J. Environ. Manag.**, v.167, p.175-184, 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jenvman.2015.11.039>.

SOUZA-FILHO, P. W. M.; NASCIMENTO, W. R.; SANTOS, D. C.; WEBER, E. J.; SILVA, R. O.; SIQUEIRA, J.O. A GEOBIA approach for multitemporal land-cover and land-use change analysis in a tropical watershed in the southeastern Amazon. **Remote Sensing**, v.10, 2018. Doi: 10.3390/rs10111683.

SPRACKLEN, D.V.; ARNOLD, S.R.; TAYLOR, C.M. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forest. **Nature**, v.489, n.7415, p.282-290, 2012. Doi: 10.1038/nature11390.

SSEGANE, H. et al. Consistency of Hydrologic Relationships of Paired Watershed Approach. **American Journal of Climate Change**, v.2, p. 147-164, 2013.

STCP. **Plano de manejo da Floresta Nacional de Carajás**. v. 1. Diagnóstico. Engenharia de Projetos Ltda., Curitiba, 2016. p 190.

STAAL, A. et al. Synergistic effects of drought and deforestation on the resilience of the south-eastern Amazon rainforest. **Ecological Complexity**, v.22, n.65-75, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.ecocom.2015.01.003>.

- STEDNICK, J.D. Monitoring the effects of timber harvest on annual water yield. *Journal of Hydrology*, v. 176, p. 79-95, 1996.
- STRAHLER, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, v. 38, p. 913-920, 1957.
- TAMWING, D. S.; MONTEFUSCO, C.; IRURETA, O. O. A.; MESQUITA, A. A.; SERRANO, R. O. P.; MOREIRA, J. G. V. Relação cota-vazão e ajuste da curva-chave: estudo de caso na bacia hidrográfica do Rio Acre, Brasil. *Revista Ibero Americana de Ciências Ambientais*, v.13, n.1, p.129-140, 2022. Doi: <http://doi.org/10.6008/CBPC2179-6858.2022.001.0011>
- TEODORO, V. L. I.; TEIXEIRA, D.; COSTA, D. J. L.; FULLER, B. B. O conceito de bacia hidrográfica e a importância da caracterização morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local. *Revista Uniara*, v.20, p.137-157, 2007.
- TERRA, T.A. **Análise do processo chuva-vazão utilizando o hidrograma unitário conceitual de Nash na bacia hidrográfica do rio Santana**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Alfenas, Poço de Caldas-MG, 51 p., 2021.
- TEWARI, N. K.; MISRA, A. K.; SHARMA, A. Assessment of geomorphological and hydrological variations in Bhagirathi River Drainage subbasin with the help of morphometric studies. *Journal of Taibah University for Science*, v. 13, n. 1, p. 1006-1013, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/16583655.2019.1670888>.
- TONELLO, K.C. **Análise Hidroambiental da Bacia Hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães, MG**. Dissertação de Mestrado–Universidade Federal de Viçosa. 69 p., 2005.
- TONELLO, K. C.; DIAS, H. C. T.; SOUZA, A. L.; RIBEIRO, C. A. A. S.; LEITE, F. P. Morfometria da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães-MG. *Revista Árvore*, v. 30, n. 5, p. 849-857, 2006. Doi: <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-6762200600050>.
- TÓTA, J. et al. Amazon rain forest subcanopy flow and the carbon budget: Santarém LBA-ECO site. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2008.
- TRANCOSO, R. **Mudanças na cobertura da terra e alterações na resposta hidrológica de bacias hidrográficas na Amazônia**. 2006. 132 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Biologia Tropical e Recursos Naturais, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA/UFAM, 2006.
- TRANCOSO, R., CARNEIRO FILHO, A., TOMASELLA, J., SCHIETTI, J., FORSBERG, B., MILLER, R. Deforestation and conservation in major

watersheds of the Brazilian Amazon. **Environmental Conservation**, v.36, n.4, p.277-288, 2009. Doi:10.1017/S0376892909990373.

TRENBERTH, K.E.; FASULLO, J.; SMITH, L. Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. **Climate Dynamics**. v. 24, p. 741-758, 2005. TÓTA, J. et al. Amazon rain forest subcanopy flow and the carbon budget: Santarém LBA-ECO site. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v.113, 2008. Doi: <https://doi.org/10.1029/2007JG000597>.

TUCCI, C.E.M.; CLARKE, R.T. Impacto das mudanças de cobertura vegetal no escoamento: Revisão. **Revisão Brasileira de Recursos Hídricos**, v.2, n.1, p.135-152, 1997.

TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. 4. ed. 5^a reimp. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 2013.

TURA, L.R. “**Amazônia: retrocessos e queimadas**”. 2019. Disponível em: <https://fase.org.br/pt/artigos/amazonia-retrocessos-e-queimadas/>. Acesso em: jun. 2024.

UHL, C.; BUSCHBACHER, R. A disturbing synergism between cattle ranch burning practices and selective tree harvesting in the eastern amazon. **Biotropica**, v.17, p.265–268, 1985.

UPPALA, S.M. et al. The ERA-40 re-analysis. Q. J. R. **Meteorol. Soc.** v.131, p.2961–3012, 2005.

USGS. **Standard for the Analysis and Processing of Surface-Water Data and Information Using Electronic Methods**. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia,106 p., 2002.

UVÔ, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na região norte do Nordeste brasileiro**. Dissertação de Mestrado - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais -INPE. São José dos Campos-SP, 88f., 1989.

VAN LIEW, M.W.; ARNOLD, J.G.; GARBRECHT, J.D. Hydrologic simulation on agricultural watersheds: choosing between two models. **Transactions of the ASAE**, v.46, n.6, p.1539-1551, 2003. <https://doi.org/10.13031/2013.15643>.

VAN LIEW, M.W.; VEITH, T.L.; BOSCH, D.D.; ARNOLD, J.G. Suitability of SWAT for the Conservation effects assessment project: A comparison on USDA - ARS watersheds. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.12, n.2, p.173 -189, 2007.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. 2a. ed. digital. 2006. Disponível em: http://www.icat.ufal.br/laboratorio/clima/data/uploads/pdf/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf. Acesso em: nov.2023.

VEUM, K.S.; GOYNE, K.W.; MOTAVALLI, P.P., UDAWATTA, R.P. Runoff and Dissolved Organic Carbon Loss from a Paired-Watershed Study of Three Adjacent Agri-cultural Watersheds. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 130, n. 3-4, p. 115-122, 2009. Doi: 10.1016/j.agee.2008.12.006.

VIANA, L. P.; HERDIES, D. L. Estudo de Caso de um Evento Extremo de Incursão de Ar Frio em julho de 2013 sobre a Bacia Amazônica Brasileira. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, p. 27–39, 2018.

VIANA, P.L. et al. Flora of the cangas of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil: history, study area and methodology. **Rodriguésia**, v.67, n.5, p.1107-1124, 2016. <https://doi.org/10.1590/2175-7860201667501>.

VIEIRA, S.O, SATYAMURTY, P., ANDREOLI, R.V. On the South Atlantic Convergence Zone affecting southern Amazonia in austral summer. **Atmospheric Sciences Letters**, v.14, p.1-6, 2012.

VIEIRA, S.O. **Efeitos da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre as chuvas da região sul da Amazônia Brasileira**. Tese de Doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA. Universidade Estadual do Amazonas- UEA, 97 p., 2013.

VIEIRA, S.O; VIEIRA, N.O; SATYAMURTY, P.; ANDREOLI, R.V. Application of Fuzzy Method in the classification of the South Atlantic Convergence Zone in the Amazon region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.4, p.315-330, 2014. <https://doi.org/10.1590/0102-778620130659>.

VIESSMAN, W.JR.; KNAPP, J.W.; LEWIS, G.L.; HARBAUGH, T.E. Introduction to Hydrology. **Dun-Donnelley Co.**, New York, 1977.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGRAW-Hill do Brasil, 245 p., 1975.

VOGUEL, R. M.; FENNESSEY, N. M. Regional flow duration curve for ungauged sites in Massachusetts. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 116, n. 4, p. 530-549, 1990.

VOGUEL, R. M.; FENNESSEY, N.M. Flow-duration curves. I: New interpretation and confidence intervals. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 120, n. 4, p. 485-504,1994.

VOGUEL, R. M.; FENNESSEY, N. M. Flow duration curves. II: A review of applications in water resource planning. **Water Resources Bulletin**, v. 31, n.6, p. 1029-1039, 1995.

WALISER, E. W. C.; GAUTIER, C. A Satellite-derived Climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, 6. p.2162-2174,1993.

WALTZ, R.C.; FERREIRA, M.E. Metodologia para digitalização de pluviogramas e para geração de uma base de dados pluviográficos. In: **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, ABHR, Aracajú-SE. Anais... ISSN: 2318-0358, 2008.

WANG, C., DESER, C., YU, J.Y., DINEZIO, P., CLEMENT, A. El Niño and southern oscillation (ENSO): a review. **Coral Reefs Eastern Tropical Pacific**, v.8, p. 85–106, 2017.

WANG, YOU-REN; HESSEN, D.O.; SAMSET, B.H.; STORDAL, F. Evaluating global and regional land warming trends in the past decades with both MODIS and ERA5-Land land surface temperature data. **Remote Sensing of Environment**, v.280, n.113181, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113181>.

WIEKENKAMP, I. et al. Changes in measured spatiotemporal patterns of hydrological response after partial deforestation in a headwater catchment. **Journal Of Hydrology**, v.542, p.648-661, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.037>.

WISCHMEIER, W.H; SMITH, D.D. Predicting Rainfall-Erosion Losses from GoplandEast of the Rocky Mountains. **Agricultural Handbook**, v.282, n.47, 1965.

WMO - World Meteorological Organization. **Manual on stream gauging. Computation of discharge**. WMO, Geneva, 2010.

WORLD WIDE FUND FOR NATURE – WWF Brasil. Foto de James Marcio. Disponível em: <https://www.wwf.org.br/?78988/Maior-cheia-da-historia-do-Rio-Negro-alaga-cidades-e-afeta-mais-de-455-mil-pessoas>. Acesso: mai.2024.

ZAMADEI, T.; HEIMANN, J. P.; PIRES, P. T. L. Recategorização de unidades de conservação: estudo de caso Reserva Biológica Nascentes da Serra do Cachimbo – PA, Brasil. **Ciência Florestal**, v. 29, n. 4, p. 1796-1808, 2019.

ZHANG, M.; LIU, N.; HARPER, R.; LI, Q.; LIU, K.; WEI, X., NING, D., HOU, Y., LIU, S. A global review on hydrological responses to forest change across multiple Spatial scales: Importance of scale, Climate, forest type and hydrological regime. **J. Hydrol.**, v. 546, p. 44-59, 2017.

ZHAO, G. et al. Streamflow trends and climate variability impacts in Poyang Lake Basin, China. **Water Resources Management**, v. 24, n. 4, p. 689-706, 2010. <https://doi.org/10.1007/s11269-009-9465-7>.

ZHAO, F.; XU, F.; ZHANG, L. Changes in streamflow regime following vegetation changes from paired catchments. **Hydrological Processes**, v.26, p.1561-1573, 2012. <https://doi.org/10.1002/hyp.8266>.