

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

LORENNNA SARMENTO FERREIRA

VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO TRANSPORTE DE
SEDIMENTOS SUSPENSOS NA CONFLUÊNCIA DOS RIOS JAPURÁ
E SOLIMÕES

MANAUS-AM
2026

LORENNNA SARMENTO FERREIRA

VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO TRANSPORTE DE
SEDIMENTOS SUSPENSOS NA CONFLUÊNCIA DOS RIOS JAPURÁ
E SOLIMÕES

Dissertação apresentada ao Programa
de Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal do Amazonas,
como requisito final para obtenção do
título de Mestre em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Rogério Ribeiro Marinho

MANAUS-AM
2026

Ficha Catalográfica

Elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

F383v	Ferreira, Loreнна Sarmento Variabilidade espacial e temporal do transporte de sedimentos suspensos na confluência dos rios Japurá e Solimões / Loreнна Sarmento Ferreira. - 2025. 87 f. : il., color. ; 31 cm. Orientador(a): Rogério Ribeiro Marinho. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Amazonas, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Manaus, 2025. 1. Confluência de canais. 2. Bacia do Japurá. 3. Dinâmica hidrossedimentar. 4. Sensor MODIS. I. Marinho, Rogério Ribeiro. II. Universidade Federal do Amazonas. Programa de Pós-Graduação em Geociências. III. Título
-------	---

LORENNNA SARMENTO FERREIRA

VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO TRANSPORTE DE
SEDIMENTOS SUSPENSOS NA CONFLUÊNCIA DOS RIOS JAPURÁ E
SOLIMÕES

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geociências.

Aprovada em: 23 de janeiro de 2026.

BANCA EXAMINADORA

Rogério Ribeiro Marinho

Prof. Dr. Rogério Ribeiro Marinho, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas, PPGGEO

Armando Brito da Frota Filho

Prof. Dr. Francisco Davy Rabelo, Membro.
Universidade do Estado do Amazonas, CEST

Armando Brito da Frota Filho

Prof. Dr. Armando Brito da Frota Filho, Membro.
Universidade Federal do Amazonas, PPGGEO

À minha família, por todo apoio,
amor e paciência.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço aos meus pais, Eraldo e Nara, que me apoiaram e me encorajaram desde o começo da minha jornada acadêmica.

Agradeço à minha irmã Larissa, que sempre me manteve forte e por me aconselhar em todos os momentos da vida.

Agradeço aos meus avós Nonato e Nazaré, por toda fé e suporte emocional.

Ao meu orientador Prof. Dr. Rogério Marinho, sou grata pela orientação e acolhimento acadêmico, paciência e incentivo neste trabalho e ao longo desta caminhada.

Aos meus colegas Severo, Matheus e Lucileide, pela contribuição na realização deste trabalho e pela presença nas coletas de dados em campo. Agradeço pelo companheirismo, pela disponibilidade e pelo apoio.

Agradeço ao Instituto de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá, pela parceria e contribuição com suporte logístico e coleta de dados em campo (Ayan, Fabrício, Priscila e outros). Ao Centro de Hidrografia e Navegação do Noroeste (CHN9) da Marinha do Brasil pelo apoio a coleta de dados com o ADCP em 2023.

Agradeço a todos técnicos e funcionários dos laboratórios que contribuíram para a conclusão desse trabalho: Laboratório de Geoquímica (DEGEO-UFAM) e Laboratório de Análises Minerais (CPRM-AM).

Agradeço à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas (FAPEAM), pelo apoio institucional e financeiro, através do Consolidação do programa de pós-graduação em Geociências da UFAM e pela minha bolsa concedida através da resolução n. 002/2023 - POSGRAD 2023/2024 – UFAM.

Agradeço ao projeto “HYPERSED – Radiometria hiperespectral para o monitoramento da qualidade da água em grandes rios amazônicos por satélites”, sob o edital n. 001/2023 - PROGRAMA UNIVERSAL – FAPEAM 20 ANOS.

E, por fim, um agradecimento especial aos meus amigos e colegas que a graduação me deu e aos que conheci e firmei na pós-graduação, por todos os momentos de motivação e descontração, pelas conversas que trouxeram leveza nessa trajetória e pela amizade que me acompanhou durante todo este processo.

Muito obrigada a todos!

“Somos todos pessoas diferentes ao longo de nossas vidas. E tudo bem, é bom. Você tem que continuar em movimento, contanto que você se lembre de todas as pessoas que você costumava ser.”

- Doctor Who.

RESUMO

A produção e o transporte de sedimentos suspensos são processos-chave para compreender a dinâmica geomorfológica e a evolução dos sistemas fluviais amazônicos, especialmente em rios de alta carga sedimentar. Mudanças climáticas, variações hidrológicas e atividades antrópicas, como o garimpo, intensificam a erosão e alteram o regime sedimentar, reforçando a necessidade de monitoramento contínuo. Diante da escassez de dados *in situ*, o sensoriamento remoto constitui ferramenta eficaz para investigar a variabilidade espacial e temporal dos sedimentos em suspensão. Este trabalho analisa o transporte de sedimentos suspensos na confluência dos rios Japurá e Solimões entre 2001 e 2021, integrando três escalas de análise para: estimar a variabilidade temporal da concentração de sedimentos suspensos com base em dados de sensoriamento remoto e de campo; caracterizar um balanço do fluxo de sedimentos suspenso na região de confluência; investigar a influência de fatores naturais e antrópicos na variabilidade dos sedimentos em suspensão. Foram realizados balanços hidrossedimentares, análises granulométricas e hidrodinâmicas, além do mapeamento de alterações de paisagem associadas à atividade garimpeira. Os resultados indicam que o rio Solimões apresenta maiores concentrações de sedimentos suspensos que o Japurá e os hidrossistemas da planície de inundação na região de confluência (canos, paranás e lagos), principalmente durante a cheia, em que o Paraná Aranapu atua como importante via de transporte de sedimentos do Solimões para o rio Japurá antes de sua foz. A análise granultrica mostrou predominio de material lamoso (argila e silte) na planície de inundo e ilhas fluviais, enquanto as barras fluviais apresentam froes arenosas, predominantemente areia fina. O balanço de fluxo de sedimento suspenso revelou aumento após a confluência, confirmando a contribuição do Japurá que drena sedimentos erodidos dos Andes Colombiano. Dados batimétricos e hidrológicos evidenciaram no Solimões áreas de maior retroespalhamento do sinal ADCP e concentração de sedimentos nas margens e no fundo do canal. Em escala temporal, observou-se redução da cobertura florestal e expansão de pastagens e áreas de mineração, cujos efeitos podem refletir em alteraoes na color da água e no regime sedimentar regional.

Palavras-chave: Confluência de canais; Bacia do Japurá; Dinâmica hidrossedimentar; Sensor MODIS.

ABSTRACT

The production and transport of suspended sediments are key processes for understanding the geomorphological dynamics and evolution of Amazonian fluvial systems, particularly those characterized by high sediment loads. Climate change, hydrological variability, and anthropogenic activities such as alluvial gold mining intensify erosion and alter sediment regimes, emphasizing the need for continuous monitoring. Given the scarcity of in situ data, remote sensing has proven to be an effective tool for investigating the spatial and temporal variability of suspended sediments. This study analyzes the transport of suspended sediments at the confluence of the Japurá and Solimões rivers between 2001 and 2021, integrating three scales of analysis to: estimate the temporal variability of suspended sediment concentration based on remote sensing and in situ data; characterize a suspended sediment flux balance in the confluence region; and investigate the influence of natural and anthropogenic factors on the variability of suspended sediments. Hydrosedimentary balance calculations, granulometric and hydrodynamic analyses, and land use and land cover change mapping associated with gold mining activity were performed. The results indicate that the Solimões River exhibits higher suspended sediment concentrations than the Japurá River and floodplain (channels and lakes) within the confluence region, especially during high-water periods. The Paraná Aranapu functions as a main sediment transfer pathway from the Solimões to the Japurá River before their confluence. Granulometric analyses revealed a predominance of fine-grained material (silt and clay) in floodplains and river islands, while sand bars consist mainly of fine sand fractions. The sediment flux balance demonstrated an increase in flux after the confluence, confirming the contribution of the Japurá River, which drains eroded sediments from the Colombian Andes. Bathymetric and hydrological measurements highlighted areas of high ADCP backscatter signal and elevated sediment concentration along the Solimões riverbank and channel bottom. Over the 21-year period, reduced forest cover and expanded pasture and mining areas were observed, suggesting that these anthropogenic changes influence both watercolor and the regional sediment regime.

Keywords: Channel confluence; Japurá Basin; Hydro-sedimentary dynamics; MODIS sensor.

Lista de ilustrações

Figura 1. Distribuição de áreas de mineração ilegal em 2020: A) na Bacia do Japurá; B) na Bacia Amazônica.....	18
Figura 2. Localização das Reservas de Desenvolvimento Sustentável, na bacia do rio Japurá, Estado do Amazonas – Brasil.....	19
Figura 3. Ilustração da incidência da luz solar em diferentes alvos durante o processo de sensoriamento remoto: p1 - atmosfera; p2, p3 e p4 – coluna d’água; p5, p6 e p7 - COAs de um hidrossistema.....	21
Figura 4. Espectro eletromagnético, com ênfase na faixa da luz visível.....	22
Figura 5. Curvas espectrais captadas em diferentes rios da Amazônia.	26
Figura 6. Relação do comprimento de onda entre diferentes sensores radiométricos.....	28
Figura 7. Características gerais dos satélites da missão Sentinel.	29
Figura 8. Características gerais dos satélites da constelação PlanetScope.....	30
Figura 9. Modelos esquemáticos de características morfológicas em confluências assimétricas e simétricas.....	32
Figura 10. Modelo esquemático de dinâmica de fluxo em confluência de canais.	33
Figura 11. Bacia do rio Japurá dentro da bacia hidrográfica do Solimões.....	34
Figura 12. Bacia sedimentar do Solimões, com destaque na área de estudo.....	35
Figura 13. Tipos de rochas da bacia do rio Japurá.	37
Figura 14. Precipitação média na bacia do rio Japurá para 2001 a 2021	38
Figura 15. Distribuição média mensal da precipitação na bacia do rio Japurá para 2001 a 2021.	39
Figura 16. Altimetria da bacia hidrográfica Japurá.....	40
Figura 17. Características dos canais da bacia do rio Japurá: drenagem, sinuosidade, largura e descarga líquida.....	41
Figura 18. Distribuição dos tipos de solo na região da bacia do rio Japurá.	42
Figura 19. Mapa de localização da área de estudo.	43
Figura 20. Fluxograma metodológico das etapas realizadas na pesquisa.	44
Figura 21. Medição radiometria: A) Espectrorradiômetros RAMSENS/TriOS; B) Disposição dos sensores; C) Aquisição das curvas espectrais.	47
Figura 22. Preparo das amostras de sedimentos suspensos para determinação da concentração. A) Estufa usada para secagem inicial dos filtros e das amostras; B) Filtragem; C) Dessecador; D) Balança analítica.	48
Figura 23. Mapa da confluência dos rios Solimões e Japurá com a localização dos pontos de coleta de sedimentos e água para análise granulométrica e estimar a CSS.....	49
Figura 24. Preparo das amostras de solo e sedimento coletadas em campo: a) Desagregação da amostra utilizando gral de porcelana. B) Amostras já preparadas para serem levadas ao granulômetro à laser.	51
Figura 25. Diagrama triangular de Shepard de classes texturais.....	52
Figura 26. Distribuição espacial e temporal da CSS média mensal entre janeiro de 2003 a dezembro de 2017.	55
Figura 27. Série temporal mensal da CSS derivada do sensor MODIS avaliada na confluência dos rios Japurá e Solimões em três pontos distintos (rio Japurá, Solimões e Solimões pós-confluência) para o período de 2003 a 2017.	56
Figura 28. Reflectância da água dos rios Japurá e Solimões, lagos e canais da Várzea de Mamirauá.	57
Figura 29. Relação da reflectância em 665 nm dos rios e lagos da confluência Japurá e Solimões com a cota média mensal do rio Solimões.	58

Figura 30. Granulometria das ilhas fluviais, barras e planície de inundação da região da confluência dos rios Japurá e Solimões.....	59
Figura 31. Diagrama de Shepard (1954) para os sedimentos das ilhas, barras e planície de inundação da região da confluência dos rios Japurá e Solimões.....	60
Figura 32. Balanço hidrossedimentar do rio Solimões, Japurá e Paraná Aranapu, com dados obtidos em dezembro de 2023 (valores em ton.dia).....	62
Figura 33. Mapa de a) profundidade e b) velocidade da região da confluência dos rios Japurá e Solimões, com destaque na localização das seções transversais de intensidade de retroespalhamento e das características hidrodinâmicas: 1- Zona de estagnação; 2 – região de deflexão; 3 - região de máxima velocidade.....	63
Figura 34. Confluência entre o Rio Japurá e o Rio Solimões, evidenciando barras arenosas ativas (a), ilhas fluviais (b) e planície de inundação com registros de migração lateral (c). Os pontos 1, 2 e 3 indicam zonas de fluxo: zona de estagnação (1), zona de deflexão (2), zona de máxima velocidade (3). Linha tracejada indicando heterogeneidade lateral dos fluxos.	64
Figura 35. Seções transversais com dados de intensidade de retroespalhamento no rio Solimões.	65
Figura 36. Seções transversais com dados de intensidade de retroespalhamento no rio Japurá.	66
Figura 37. Seções transversais com dados de intensidade de retroespalhamento no rio Solimões após a confluência.	67
Figura 38. Distribuição do uso e cobertura da terra na bacia do Japurá para o ano de 2000.	68
Figura 39. Distribuição do uso e cobertura da terra na bacia do Japurá para o ano de 2021, com ênfase em áreas com aumento de mudanças antrópicas – áreas de mineração, pastagem e urbanização.	69
Figura 40. Variação temporal do uso e cobertura da terra na bacia da bacia do Japurá entre os anos de 2000 e 2021.....	70
Figura 41. Análise multitemporal de imagens Planet em relação à coloração das águas dos rios Puruê e Juami, afluentes do rio Japurá, entre julho e setembro para os anos de: A) 2017; B) 2019; C) 2020 e D) 2021.....	71

Lista de quadros

Quadro 1. Alguns modelos de estimativa da concentração de sedimentos suspensos utilizados nos rios da Amazônia.	25
Quadro 2. Especificações Técnicas do Sensor MODIS.	27
Quadro 3. Especificações Técnicas do produto MOD09/MODIS.	28
Quadro 4. Descrição dos códigos das amostras, pontos de coleta, localidade, descrição e profundidade dos sedimentos/solos onde foram coletados.	50

Lista de tabelas

Tabela 1. Natureza e seus fatores que determinam o ambiente de confluência.....	31
Tabela 2. Equações para estimativa de concentração de sedimentos suspensos (CSS) para o trecho de Tabatinga à Coari.....	45
Tabela 3. Escala Granulométrica.....	51
Tabela 4. Seleção, Assimetria e Curtose das amostras de sedimentos das ilhas fluviais , planície de inundação e barras fluviais.	61
Tabela 5. Média das concentrações de sedimentos suspensos (css), descarga líquida (Q), descarga sólida diária (Qs), descarga sólida anual (Qsa) e Produção de sedimentos específicos (Qsp) observados em campo.	62
Tabela 6. Informações sobre as concentrações de sedimentos em suspensão (css) em rios de águas brancas e negra na bacia Amazônica.....	73

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
1.1 Objetivos	17
1.2 Justificativa	17
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	20
2.1 Sensoriamento remoto.....	20
2.2 Confluência de canais: morfologia e padrões de fluxo da água	31
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	34
3.1 Aspectos Geológicos.....	35
3.2 Regime Climático.....	37
3.3 Aspectos Geomorfológicos	40
3.4 Aspectos Pedológicos.....	42
4. MATERIAIS E MÉTODOS	43
4.1 Localização da área de estudo	43
4.2 Etapas do desenvolvimento do trabalho	44
Dados Primários	44
Dados Secundários	53
5. RESULTADOS.....	54
5.1 Dinâmica Hidrossedimentar dos rios	54
5.2 Morfologia da confluência	62
5.3 Transformações da paisagem na bacia do rio Japurá	68
6. DISCUSSÃO	72
6.1 Dinâmica Hidrossedimentar.....	72
6.2 Padrões sedimentares	74
7. CONCLUSÕES.....	76
REFERÊNCIAS	78

1. INTRODUÇÃO

A análise do fluxo hidrossedimentológico possibilita compreender a dinâmica de bacias hidrográficas, especialmente em regiões de planícies, onde essa dinâmica influencia diretamente a formação de depósitos sedimentares fluviais, essenciais para entender processos geomorfológicos e ambientais (Suguio e Bigarella, 1990; Latrubesse et al., 2005). Na Bacia Amazônica, por exemplo, o rio Solimões, na estação fluviométrica de Fonte Boa, é responsável por mais de 50% do volume de sedimentos suspensos transportados pelo rio Amazonas, totalizando 643 Mt/ano (Espinoza-Villar et al., 2017).

O estudo de áreas de confluência dos rios presentes em planícies é complexo, pois nessas regiões ocorrem trocas intensas entre matéria (água e sedimentos) e energia (potência do canal), decorrentes da junção de fluxos distintos. Esses ambientes são caracterizados por mudanças contínuas na dinâmica do fluxo (como velocidade, direção e descarga), no transporte de sedimentos (suspensos ou de fundo) e na morfologia do canal (Best, 1987; Best, 1988; Best e Roy, 1991).

As confluências dos rios Negro e Solimões, e dos rios Negro e Branco são exemplos de estudos de confluências com marcantes diferenças físico-químicas entre rios com águas pretas e rios com águas brancas, além da persistência da heterogeneidade lateral por quilômetros da jusante antes da completa mistura (Bouchez et al., 2010).

Estudos indicaram que o fluxo de água do rio Negro é influenciado pelo barramento hidráulico do rio Solimões devido à sua menor declividade (Filizola et al., 2009) e que as formas de leito, observadas como dunas, se ajustam às variações de vazão (Gualtieri et al., 2020). Além disso, Ianniruberto et al. (2018) ressaltaram que a dinâmica dessa confluência é influenciada pela geologia, com o rio Solimões originando-se de rochas andinas, transportando sedimentos mais recentes, enquanto o rio Negro tem origem no Escudo das Guianas; e pelo controle estrutural exercido pelos afloramentos da Formação Alter do Chão.

Já na confluência dos rios Negro (água preta) e Branco (água clara), Marinho et al. (2022) descreveram essa junção como assimétrica e que as diferenças na concentração de sedimentos em suspensão entre os dois rios persistem por longas distâncias, de forma semelhante à confluência dos rios Negro e Solimões. Os autores também destacaram fatores que controlam a morfologia dessa confluência, como a neotectônica, razão de descarga e razão de momento.

Em bacias hidrográficas, diversos fatores contribuem para mudanças no sistema fluvial. Essas alterações afetam a geomorfologia do leito e modificam a paisagem fluvial em diferentes escalas, especialmente em grandes bacias (Charlton, 2007; Best, 2019). Dentre os fatores naturais, destacam-se os eventos climáticos extremos, como secas e inundações, cuja frequência tem aumentado na bacia Amazônica devido à variabilidade climática (Marengo e Espinoza, 2016). Essas mudanças impactam os níveis de precipitação e intensificam processos erosivos ou de sedimentação.

Outro fator relevante para definir a dinâmica fluvial é a neotectônica. Os lineamentos estruturais e/ou movimentos tectônicos influenciam a produção hidrossedimentar, resultando em taxas variáveis, que podem ser favoráveis ou desfavoráveis ao transporte de sedimentos (Charlton, 2007).

Além disso, atividades antropogênicas, como a mineração ilegal, também desempenham um papel impactante em ambientes fluviais, principalmente o garimpo de ouro. Essas atividades podem ocorrer nas margens e nos leitos dos rios, o que intensifica as alterações nas características físicas e químicas do ambiente, além de gerar danos sociais (Brasil, 2013). Entre os impactos ambientais associados, destacam-se: aumento da turbidez da água devido à elevação de sedimentos suspensos; alterações na geomorfologia; perda de biodiversidade; poluição atmosférica; contaminação química causada pelo uso de mercúrio metálico; e desmatamento relacionado à expansão urbana (De-Paula et al., 2006; Sonter et al., 2017).

O transporte e a deposição de sedimentos nos grandes rios amazônicos desempenham um papel fundamental na definição das características desse sistema fluvial (Dunne et al., 1998; Constantine et al., 2014). Estudos sobre o transporte de sedimentos na região vêm sendo realizados desde a década de 1960 (Gibbs, 1967; Dunne et al., 1998; Filizola e Guyot, 2009, 2011; Armijos et al., 2013, 2017) e, nos últimos anos, utilizando diferentes tipos de sensores remotos. A aplicação dessas tecnologias tem se intensificado devido à rapidez na obtenção de dados sobre a concentração de sedimentos suspensos e à escassez de estações de monitoramento *in situ* nos rios da região (Espinoza-Villar et al., 2012; Espinoza-Villar et al., 2017; Fassoni-Andrade e Paiva, 2019; Marinho et al., 2022; Queiroz et al., 2024).

Nesse contexto, o uso de geotecnologias, como sensores orbitais, tem se mostrado uma ferramenta eficaz para a análise espacial da qualidade das águas nos grandes rios amazônicos (ANA, 2018). Essa abordagem permite, de forma abrangente, rápida e

econômica, a detecção de constituintes opticamente ativos (COAs) presentes na água, com ênfase nas estimativas de sólidos em suspensão (Barbosa, Novo e Martins, 2019; Novo, 2008).

1.1 Objetivos

Geral

Analisar a variabilidade espacial e temporal do transporte de sedimento suspenso na confluência dos rios Japurá e Solimões, através de diferentes escalas de análise.

Específicos

- Estimar a variabilidade temporal da concentração de sedimentos suspensos com base em dados de sensoriamento remoto e de campo;
- Caracterizar um balanço do fluxo de sedimentos suspenso na região de confluência;
- Investigar a influência de fatores naturais e antrópicos na variabilidade dos sedimentos em suspensão.

1.2 Justificativa

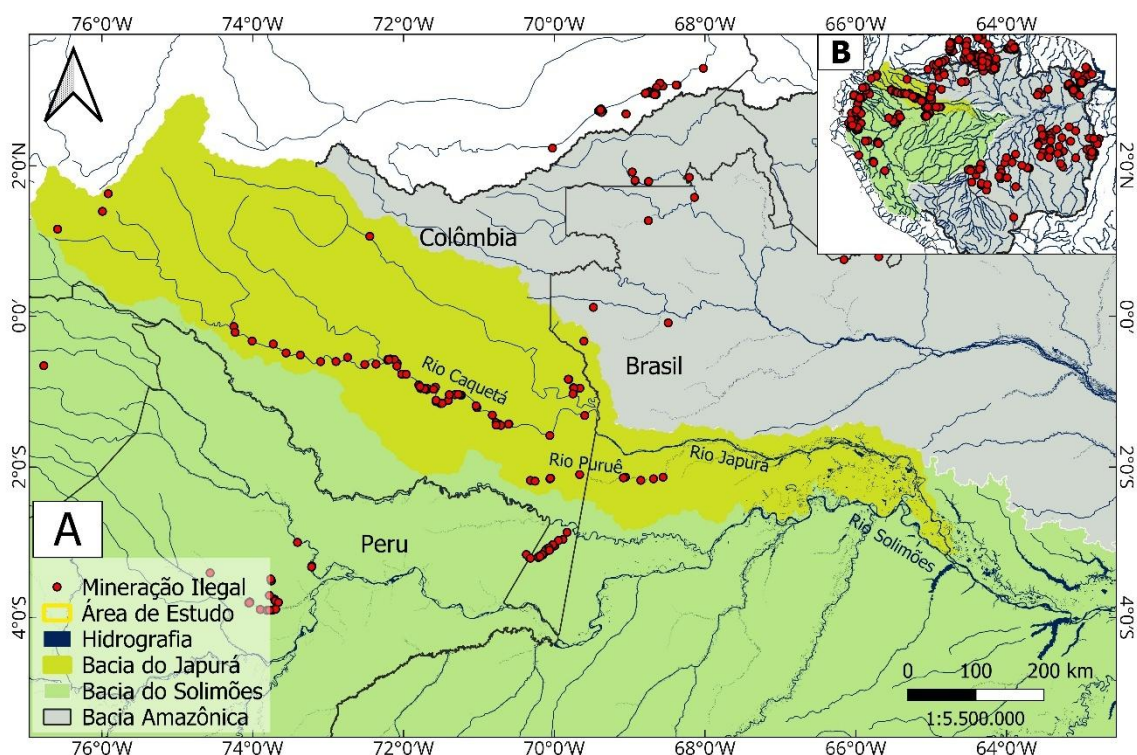
A Amazônia constitui o maior bioma brasileiro e abriga a maior bacia hidrográfica do planeta (MMA, 2022), desempenhando papel estratégico na regulação climática, na manutenção da biodiversidade e no ciclo hidrossedimentar global. A bacia amazônica concentra a maior parte das águas superficiais do Brasil e apresenta uma complexa rede fluvial, na qual o transporte de sedimentos suspensos exerce influência direta sobre a geomorfologia, a qualidade da água e os ecossistemas associados às planícies de inundação. Nesse contexto, compreender a dinâmica hidrossedimentar dos grandes rios amazônicos é essencial para o entendimento do funcionamento ambiental da região.

Apesar de sua relevância ambiental, a Amazônia tem sido submetida, nas últimas décadas, a intensos processos de degradação ambiental associados à expansão da agropecuária, exploração madeireira e, de forma crescente, à mineração, especialmente o garimpo de ouro em ambientes fluviais. De acordo com o projeto MapBiomias (2023), 92% das áreas de garimpo no Brasil concentram-se na Amazônia, sendo que 40,7% dessas áreas surgiram entre 2018 e 2022. O projeto também revela o aumento expressivo do garimpo em áreas protegidas, como Unidades de Conservação (UC) e Territórios

Indígenas (TI). Em 2022, aproximadamente 39% das áreas de garimpo no Brasil estavam localizadas em UCs ou TIs.

A intensificação dessas atividades, inclusive em áreas protegidas, tem provocado aumento da turbidez da água, alterações no regime de sedimentos, mudanças geomorfológicas e impactos socioambientais significativos. Na bacia do rio Japurá, particularmente em seu trecho colombiano (rio Caquetá) e em afluentes que drenam para o território brasileiro, observa-se elevada pressão garimpeira (Figura 1), com potencial de influência direta sobre a carga de sedimentos transportada até a confluência com o rio Solimões.

Figura 1. Distribuição de áreas de mineração ilegal em 2020: A) na Bacia do Japurá; B) na Bacia Amazônica.

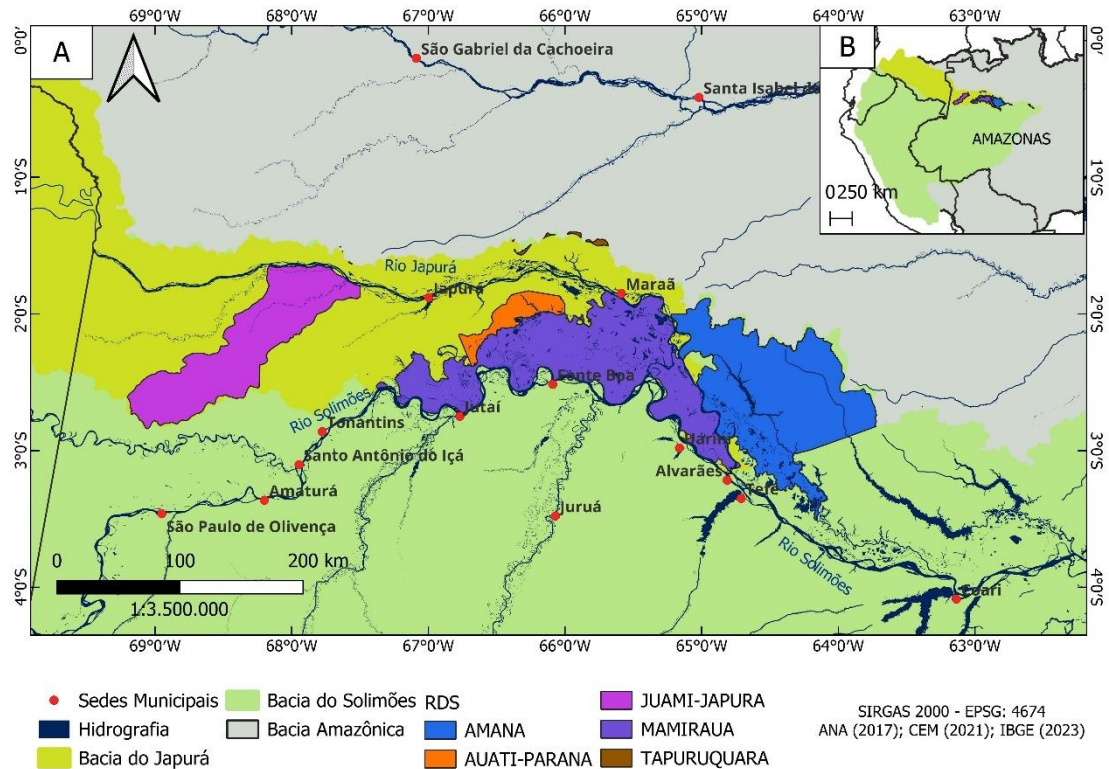


Elaboração: Autora, 2025. Dados: IBGE (2023), RAISG (2025).

A jusante de região sob forte pressão do garimpo, situa-se um conjunto de área protegidas, com destaque para a Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá (Figura 2), localizada no interflúvio dos rios Japurá e Solimões, destaca-se por sua elevada sensibilidade ambiental, uma vez que sua dinâmica ecológica está fortemente condicionada ao pulso de inundação e às variações hidrossedimentares (Queiroz, 2005). Além de sustentar alta biodiversidade, a região depende diretamente da navegação fluvial,

tornando-se vulnerável a alterações no regime hidrológico e sedimentar. Assim, o monitoramento da concentração de sedimentos suspensos na confluência desses rios é fundamental para compreender transformações ambientais, subsidiar ações de conservação e apoiar a gestão sustentável da área.

Figura 2. Localização das Reservas de Desenvolvimento Sustentável, na bacia do rio Japurá, Estado do Amazonas – Brasil.



Elaboração: Autora, 2025. Dados: ANA (2017); CEM (2021); IBGE (2023).

Diante da escassez de dados in situ contínuos em grandes rios amazônicos, o uso dos dados de sensoriamento remoto surge como alternativa eficiente, permitindo análises espaciais e temporais em larga escala. Inserida no contexto do projeto HYPERSED (Edital 001/2023 - Universal FAPEAM), esta pesquisa justifica-se por integrar dados de campo e orbitais para avaliar a variabilidade do transporte de sedimentos suspensos, contribuindo para o avanço do monitoramento hidrossedimentar e para o entendimento dos impactos naturais e antrópicos nos sistemas fluviais amazônicos.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Sensoriamento remoto

Sensoriamento remoto usa sensores embutidos em uma plataforma distante da superfície, como satélite, para captar alvos e sinais da superfície terrestre (Corrêa, 2025). Slater (1980) determina que esses dados são analisados por meio da energia eletromagnética refletida, emitida ou retroespalhada pelos alvos.

As imagens produzidas por sensores imageadores possuem diferentes resoluções, que determina a detecção ou identificação de um alvo (Meneses e Almeida, 2012):

a) Resolução espacial - determina o tamanho do menor objeto que pode ser detectado na imagem, diretamente relacionado com o pixel.

b) Resolução espectral - é uma medida do número de bandas, largura e comprimento das faixas espectrais do sistema sensor.

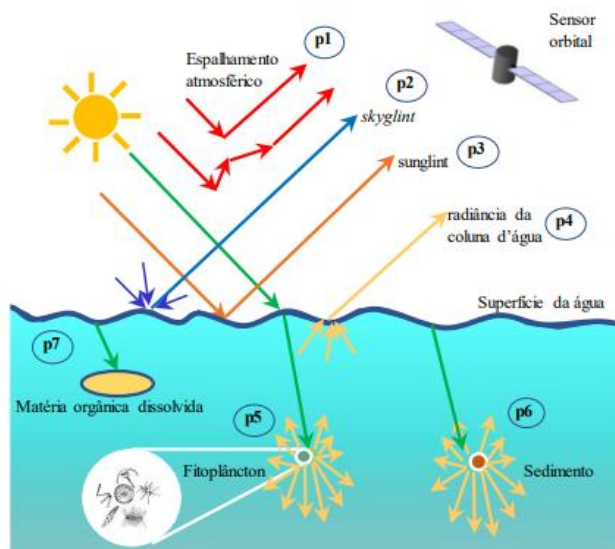
c) Resolução radiométrica - está associada à sensibilidade do sistema sensor em distinguir níveis de intensidade do sinal de retorno. A radiância de cada pixel passa por uma codificação digital, obtendo um valor numérico (expresso em níveis de cinza), expresso em bits, denominado de Número Digital (ND).

d) Resolução temporal - é a frequência na qual o sensor revisita uma mesma área da superfície terrestre.

Sensoriamento remoto de sistemas aquáticos

A água possui diversos componentes que interagem com a luz. Os componentes opticamente ativos (COAs), que incluem a própria água, substâncias dissolvidas, biota fotossintetizadora e partículas não vivas, como partículas orgânicas mortas e inorgânicas, possuem propriedades específicas de absorção e espalhamento da radiação solar. A reflectância desses componentes podem determinar a variabilidade da coloração e qualidade da água (Barbosa et al., 2019). A Figura 3 ilustra a trajetória da luz solar ao incidir sobre um corpo de água e ao ser refletida através da atmosfera.

Figura 3. Ilustração da incidência da luz solar em diferentes alvos durante o processo de sensoriamento remoto: p1 - atmosfera; p2, p3 e p4 – coluna d'água; p5, p6 e p7 - COAs de um hidrossistema.



Fonte: Barbosa et al. (2019)

Devido a essas propriedades, sensores passivos são amplamente utilizados para estudos hidrológicos, tendo o Sol como principal fonte de radiação eletromagnética. A faixa do espectro eletromagnético entre 400 nm e 950 nm é considerada a mais adequada para essas aplicações (Barbosa et al., 2019).

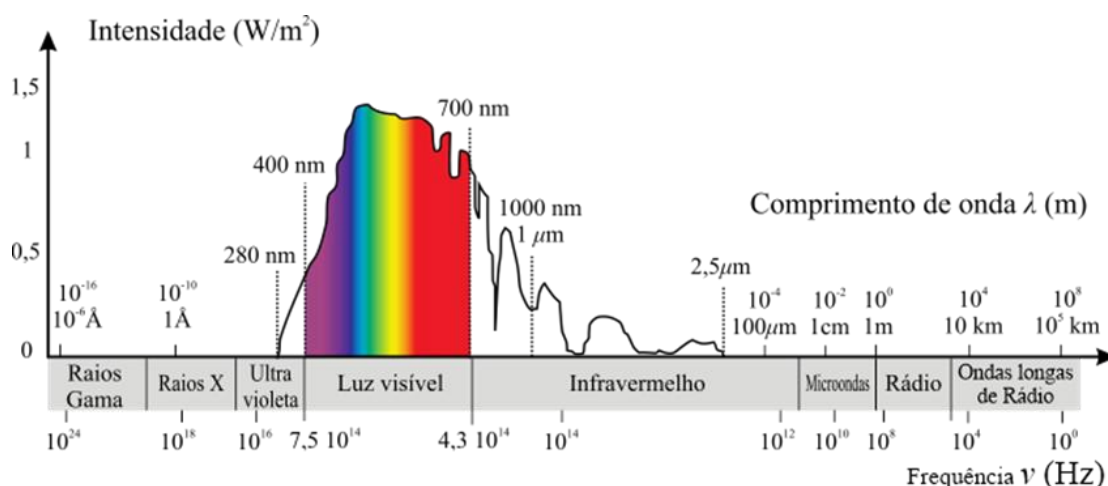
Para compreender melhor a influência da luz nas propriedades ópticas do meio aquático, é fundamental conhecer os princípios físicos da radiação eletromagnética. O termo "luz" refere-se à energia eletromagnética (EE) que se situa na faixa do espectro eletromagnético entre 400 nm e 700 nm (Wandel, 1995). Maxwell em 1865 concluiu que a luz é uma onda eletromagnética, uma propriedade óptica resultante da emissão de EE por qualquer corpo cuja temperatura esteja acima do zero absoluto, ou 0 Kelvin (Barbosa et al., 2019).

A luz, segundo Maxwell, pode ser simultaneamente emitida, absorvida, refletida e transmitida, e a intensidade desses processos depende das características físicas e químicas do material investigado. Essas interações determinam o comportamento óptico do material, resultando em uma assinatura espectral específica, que pode ser utilizada

para identificação e análise de diferentes substâncias no meio aquático (Barbosa et al., 2019).

A energia eletromagnética emitida pelo Sol ou pelos alvos na superfície terrestre pode ser categorizada em diferentes bandas ou faixas espectrais. A Figura 4 ilustra o espectro eletromagnético, apresentando a frequência e o comprimento de onda correspondentes às distintas regiões espectrais.

Figura 4. Espectro eletromagnético, com ênfase na faixa da luz visível.



Fonte: Auster Tecnologia (2019).

Segundo Barbosa et al. (2019), algumas grandezas radiométricas utilizadas em estudos ópticos hidrológicos são definidas pela radiometria, que consiste na medição da energia eletromagnética. As principais grandezas radiométricas incluem a energia radiante, o fluxo radiante, a irradiância e a radiância.

A energia radiante refere-se à quantidade de energia transportada por um campo de radiação. O fluxo radiante, também denominado potência radiante, corresponde à potência total de radiação emitida por uma fonte, transmitida através de uma superfície ou incidente sobre ela. A irradiância representa a quantidade de potência radiante que incide sobre uma superfície, seja ela real ou imaginária. A radiância, por sua vez, descreve a potência radiante emitida ou refletida por uma superfície emissora ou refletora, projetada na direção de um ângulo sólido.

As propriedades ópticas inerentes (IOPs) ao meio aquático são caracterizadas pelo coeficiente de absorção, pelo coeficiente de espalhamento e pela função de espalhamento de volume, que descrevem como a radiação interage com os constituintes da água. Esses

coeficientes são definidos para diferentes faixas espectrais, resultando em valores específicos para cada comprimento de onda, formando assim um coeficiente espectral.

As propriedades ópticas aparentes (AOPs) são combinações de grandezas radiométricas utilizadas para indicar a cor e a transparência da água, quantificando e descrevendo as alterações que um corpo d'água impõe ao campo de luz incidente, determinando o comportamento espectral da água. Essas propriedades dependem tanto da composição do corpo d'água, representada pelas propriedades ópticas inerentes (IOPs), quanto das condições ambientais, como a forma da superfície da água, a ação do vento, as variações na intensidade luminosa causadas pela elevação solar, pela presença de nuvens e pela estação do ano. Essas condições ambientais podem gerar pequenas oscilações nas grandezas radiométricas.

As AOPs são determinadas pelas razões entre grandezas radiométricas, conhecidas como reflectâncias, e as taxas de variação dessas grandezas com a profundidade são suficientemente estáveis para caracterizar um corpo d'água. As principais AOPs incluem:

- Razões de irradiâncias e razões de radiâncias por irradiâncias, ambas denominadas reflectâncias, que fornecem informações sobre a distribuição da luz na água.
- Taxas de extinção de radiância e irradiância com a profundidade, conhecidas como coeficientes de atenuação difusa, que descrevem a diminuição da intensidade da luz ao longo da coluna d'água.

A reflectância (razão entre Irradiância e Radiância) da onda eletromagnética em superfícies aquosas é modelada tridimensionalmente, pois envolve o espalhamento múltiplo da coluna d'água (McCluney, 1974). A reflectância de sensoriamento remoto (Rrs) é a razão de radiância emergente da coluna d'água $Lw(\theta, \phi, \lambda)$, na direção (θ, ϕ) , pela irradiância incidente $Es(\lambda)$ ou $Ed(z=0+, \lambda)$ (Equação 1), ambas medidas acima da superfície da água.

$$Rrs(\theta, \phi, \lambda) \equiv \frac{Lw(\theta, \phi, \lambda)}{Es(\lambda)} \quad (1)$$

Como a luz solar decresce de forma aproximadamente exponencial com a profundidade, é possível determinar a magnitude da irradiância descendente $Ed(z, \lambda)$ em uma dada profundidade z e num certo comprimento de onda λ , a partir da sua taxa de decaimento (kd) com a profundidade na coluna d'água. A equação (2) descreve a dependência de $Ed(z, \lambda)$ com a profundidade z .

$$Ed(z, \lambda) \equiv Ed(0, \lambda)e^{-kd(z, \lambda)} \quad (2)$$

Resolvendo a equação para determinar $kd(z, \lambda)$, obtém-se a seguinte expressão (unidade: m^{-1}):

$$Kd(z, \lambda) = -\frac{1}{Ed(z, \lambda)} * \frac{dEd(z, \lambda)}{dz} \quad (3)$$

Em que $kd(z, \lambda)$ representa a taxa de decaimento da irradiância com a profundidade, denominada coeficiente de atenuação vertical espectral difuso para a irradiância plana descendente. De maneira semelhante, podem ser determinados os coeficientes de atenuação difusa para a radiância descendente, bem como para as irradiâncias e radiâncias ascendentes, permitindo uma análise detalhada do comportamento da luz na coluna d'água.

Segundo Barbosa et al. (2019), algumas medições *in situ* podem validar essas informações utilizando variáveis como:

a) Irradiância incidente na superfície da água – corresponde à irradiância planar resultante da combinação da radiação solar direta e da radiação difusa proveniente do céu. Essa irradiância contém informações sobre a composição espectral e a intensidade da radiação incidente no momento das demais medições radiométricas. É um parâmetro fundamental para a determinação da reflectância de sensoriamento remoto, $Rrs(\lambda)$, e do coeficiente de atenuação difusa, $Kd(\lambda)$, na coluna d'água.

b) Radiância ascendente da superfície da água - Refere-se à radiância total registrada por um sensor espectral de radiância. É composta pela radiância especular refletida pela superfície da água e pela radiância emergente, sendo a última uma variável que contém informações sobre as alterações no campo de luz causadas pela interação com a coluna d'água.

c) Radiância do céu: Trata-se da radiação solar, que após ser espalhada pelos constituintes atmosféricos, propaga-se em direção à superfície da água. Uma parte dessa radiação penetra na água e uma parte da que é refletida pela superfície vai na direção do sensor.

Estimativas da concentração de sedimento suspenso por satélite

Diversos estudos foram desenvolvidos e aprimorados para estimar a concentração de sedimentos em suspensão (CSS) a partir da reflectância da água obtida por

sensoriamento remoto. Maul (1985) constatou que essa estimativa se baseia na relação entre as propriedades de absorção e espalhamento da água e de seus constituintes. O comportamento espectral dos sedimentos em suspensão, entretanto, é influenciado por fatores como a distribuição do tamanho das partículas e a composição mineral (Maul, 1985; Bricaud e Sathyendranath, 1981; Querry et al., 1977; Gordon, 1974).

Estudos conduzidos por Myers e Allen (1968) indicaram que a reflectância de sedimentos secos aumenta à medida que o tamanho das partículas diminui, uma tendência que também foi observada para sedimentos suspensos na água (Moore, 1977; Holyer, 1978). Além disso, a coloração dos sedimentos pode exercer influência significativa na reflectância (Whitlock et al., 1978; Witte et al., 1982; McKim et al., 1987).

No contexto dos rios amazônicos, Sioli (1956) propôs uma classificação baseada em variações de cor e em diferentes parâmetros físicos e químicos, categorizando-os em três tipos principais: rios de águas claras, brancas e pretas. Essa classificação foi elaborada para explicar as características limnológicas dos grandes rios da região, associando-as diretamente às propriedades geológicas e geomorfológicas das respectivas bacias hidrográficas.

Modelos empíricos para estimativas de CSS em rios e lagos da Amazônia foram desenvolvidos utilizando técnicas de sensoriamento remoto multiespectral. Diferentes sensores são capazes de captar a reflectância em rios com volumes e colorações de água variados. O Quadro 1 apresenta alguns modelos empíricos aplicados à estimativa da CSS para os diferentes tipos de rios.

Quadro 1. Alguns modelos de estimativa da concentração de sedimentos suspensos utilizados nos rios da Amazônia.

Local	Sensor	OAC range	T.A.	Equação do modelo	Validação estatística	Referência
Rio Tapajós	Landsat-5/TM LISS-III	~0–120 mgL ⁻¹	E	$P_{\text{surf}(\text{red})}=2.64*(\text{CSS}-2.27)^{0.45}$	$R^2 = 0.94$ RMSE = 1.39 mgL ⁻¹	Lobo et al. (2015)
Rio Solimões	MODIS	50–700 mgL ⁻¹	E	$\text{CSS}=759.12*(p_{\text{nir}}/p_{\text{red}})^{1.92}$	$r = 0.89$ RMSE = 70.23 mgL ⁻¹	Villar et al. (2018)
Rio Madeira	MODIS	25–622 mgL ⁻¹	E	$\text{CSS}=1020*(p_{\text{nir}}/p_{\text{red}})^{2.94}$	$r = 0.79$	Villar et al. (2013)
Rios e lagos da Amazônia	MODIS TERRA e AQUA	0–600 mgL ⁻¹	E	$\text{CSS}=\exp(20*\text{pred}+7.68*p_{\text{nir}}+0.31*(\text{pred}/p_{\text{nir}}))$	$R^2 = 0.7$, RMSE = 75.6 mgL ⁻¹	Fassoni-Andrade e Paiva (2019)

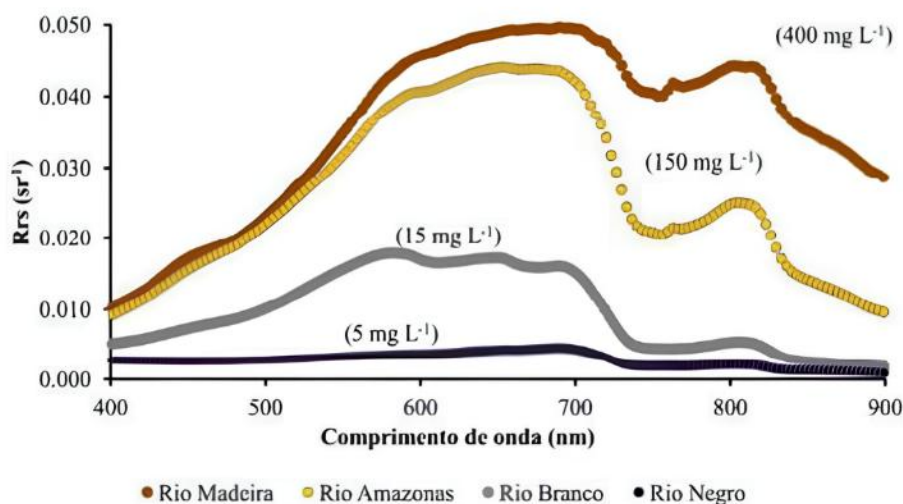
Local	Sensor	OAC range	T.A.	Equação do modelo	Validação estatística	Referência
Rio Branco e Negro	Sentinel-2	0.44–22.64	E	$CSS = 881.4 * Rrs(660) + 2.3$	$R^2 = 0.85$	Marinho et al. (2021)

O intervalo OAC refere-se aos valores mínimo e máximo; T.A.= Tipo do Algoritmo (E = Empírico); CSS = é a concentração de sedimentos em suspensão; Rrs (λ) a reflectância RS; p (λ) é a reflectância da água; R2 = o coeficiente de determinação; RMSE = a raiz do erro quadrático médio.

Fonte: Fassoni-Andrade et al. (2021)

Marinho (2021) destaca que a reflectância (Figura 5), medida em diferentes tipos de rios da Amazônia, tende a aumentar na direção dos comprimentos de ondas mais longos em sistemas aquáticos, principalmente na região do vermelho e infravermelho próximo do espectro eletromagnético nos rios Madeira e Amazonas, revelando maiores concentrações de partículas inorgânicas em suspensão.

Figura 5. Curvas espectrais captadas em diferentes rios da Amazônia.



Fonte: Marinho (2021).

Sensor MODIS

O programa *Earth Observing System* (EOS), financiado pela NASA *Earth Science Enterprises* (ESE), realiza pesquisas de longo prazo sobre a superfície terrestre, oceanos e atmosfera para compreender mudanças globais e seus impactos no planeta. Dois satélites foram lançados nesse programa para realizar pesquisas que envolvem monitoramento ambiental e mudanças climáticas (Anderson et al., 2003).

O satélite TERRA, lançado em dezembro de 1999 e operacional desde fevereiro de 2000, realiza sua passagem na linha do equador às 10h30. Já o satélite AQUA, lançado em maio de 2002, cruza a linha do equador às 13h30. Ambos os satélites estão equipados

com o sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) (Anderson et al., 2003; Justice et al., 2002). Barker et al. (1992) e Justice et al. (2002) descreveram as características técnicas do sensor MODIS, no qual as principais estão apresentadas no Quadro 2.

Quadro 2. Especificações Técnicas do Sensor MODIS.

Órbita	705 km, síncrona com o Sol, polar; 10:30 am descendente; 1:30 pm ascendente.
Alcance Espectral	0.4-14.4 μm
Cobertura Espectral	$\pm 55^\circ$, 2330 km em fileira (“scans” contínuos em nadir no equador).
Resolução Espacial	36 bandas: 250 m (bandas 1-2) 500 m (bandas 3-7) 1000 m (bandas 8-36).
Precisão Radiométrica	5% Absoluto, 3 mm; 2% de reflectância.
Cobertura de repetição	Diária, a norte da latitude 30° e a cada dois dias, para latitudes inferiores a 30° .
Quantização	12 bits
Taxa de Dados	6.2 Mbps (média), 10.8 Mbps (dia), 2.5 Mbps (noite).
Força	162.5 W (média para uma órbita), 168.5 W (pico).

Fonte: Adaptada de Barker et al. (1992) e Justice et al. (2002).

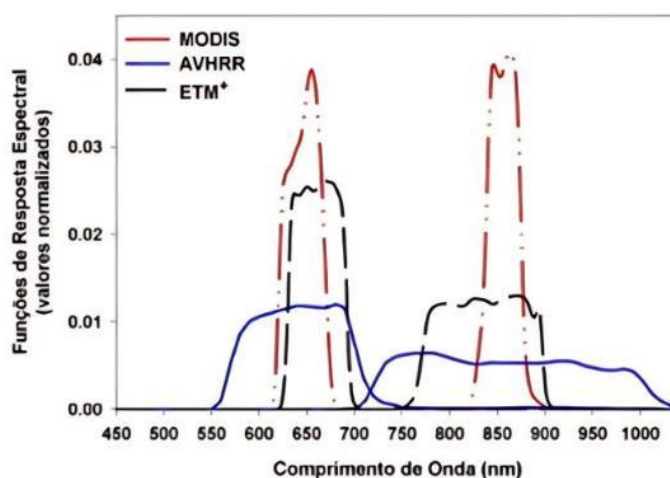
Fazendo capturas em cada banda, o MODIS coleta imagens, simultaneamente, 10 fileiras de pixels para os detectores com resolução espacial de 1 km; 20 fileiras para os detectores de 500 m e 40 m para os de 250 m. Cada fileira corresponde a uma linha imageada, a qual é nominalmente composta de 1354, 2708 e 5416 observações dos dados de 1 km, 500 m e 250 m, respectivamente (Wolfe et al., 2002).

Strahler et al. (1999) destacaram que os diversos produtos gerados pelo sistema MODIS auxiliam na quantificação e detecção das mudanças da cobertura terrestre, nos processos naturais e antrópicos. Sendo assim, o produto MOD 09 fornece dados de reflectância de superfície, calculado a partir dos dados de nível 1A, contidos em bandas de 1 a 7 (Justice et al., 1998).

As sete bandas desenvolvidas para o monitoramento da superfície terrestre têm uma herança do sensor LANDSAT *ETM: Enhanced Thematic Mapper* com capacidades

melhoradas tanto nos menores comprimentos de onda quanto no infravermelho (Justice et al., 1998; Anderson et al., 2003). A Figura 6 compara as bandas do sensor TERRA/MODIS em relação aos sensores Landsat/ETM+ e sensores de Radiômetro Avançado de Muito Alta Resolução (AVHRR) da série de satélites NOAA (*National Oceanic Atmospheric Administration*), onde é possível verificar que o sensor MODIS possui melhor resposta espectral nas bandas do visível (400 nm – 700 nm) e infravermelho (700 nm – 900 nm).

Figura 6. Relação do comprimento de onda entre diferentes sensores radiométricos.



Fonte: Adaptado de Justice et al. (1998).

O Quadro 3 apresenta algumas características das bandas do produto MOD 09 e sua aplicabilidade em sistemas aquosos. As bandas 2, 5, 6 e 7 são utilizadas para mapear a superfície da água, assim como as bandas 1 e 2 são designadas para estimar a concentração de sedimentos suspensos.

Quadro 3. Especificações Técnicas do produto MOD09/MODIS.

Banda	Resolução espacial (m)	Resolução espectral (nm)	Região do espectro	Aplicações em sistemas hídricos
1	250	620-670	Vermelho	Concentração de sedimentos suspensos.
2	250	841-876	Infravermelho próximo	Mapeamento da superfície da água e concentração de sedimentos suspensos.
3	500	459-479	Azul	Presença de material orgânico dissolvido na água.
4	500	545-565	Verde	Concentração do fitoplâncton e presença de cianobactérias.

Banda	Resolução espacial (m)	Resolução espectral (nm)	Região do espectro	Aplicações em sistemas hídricos
5	500	1230-1250	Infravermelho próximo	Mapeamento da superfície da água.
6	500	1628-1652	Infravermelho médio	
7	500	2105-2155	Infravermelho médio	

Fonte: Adaptado de Novo, Barbosa e Freitas (2007); Lopes et al. (2007).

Copernicus

O Programa da União Europeia de Observação da Terra, Copernicus, disponibiliza dados quase em tempo real em escala global, que também podem ser aplicados a necessidades locais e regionais. O Copernicus é composto por um conjunto de satélites da família Sentinel, além de missões de contribuição que incluem satélites públicos e comerciais já existentes. Os satélites Sentinel foram projetados especificamente para atender às exigências dos serviços oferecidos pelo programa e às necessidades de seus utilizadores. Desde o lançamento do Sentinel-1A, em 2014, a União Europeia tem avançado com a implementação de uma constelação que deve totalizar quase 20 novos satélites em órbita até 2030 (Copernicus, 2025). A figura 7 sintetiza as informações sobre a série de satélites Sentinel, incluindo tipos de sensores e tempo de revisita.

Figura 7. Características gerais dos satélites da missão Sentinel.

Missão Sentinel							
Instituições Responsáveis	ESA (European Space Program)						
País/Região	Europa						
Satélite	SENTINEL-1A	SENTINEL-1B	SENTINEL-2A	SENTINEL-2B	SENTINEL-3A	SENTINEL-3B	SENTINEL-5P
Lançamento	03/04/2014	22/04/2016	23/06/2015	07/03/2017	16/02/2016	25/04/2018	13/10/2017
Local de Lançamento	Kourou (Guiana Francesa)	Kourou (Guiana Francesa)	Kourou (Guiana Francesa)	Kourou (Guiana Francesa)	Khrunichev Space Center	Khrunichev Space Center	Plesetsk Cosmodrome
Veículo Lançador	Soyuz	Soyuz	Vega	Vega	Rocket/Briz-KM	Plesetsk Cosmodrome	Rocket
Situação Atual	ativo	ativo	ativo	ativo	ativo	ativo	ativo
Órbita	polar, heliossíncrona	polar, heliossíncrona	polar, heliossíncrona	polar, heliossíncrona	polar, heliossíncrona	polar, heliossíncrona	polar, heliossíncrona
Altitude	693 km	693 km	786 km	705 km	815 km	815 km	824 km
Inclinação	98,18°	99,2°	98,5°	98,20°	98,6°	98,6°	98,74°
Tempo de Duração da Órbita	97,7 min	97,2 min	97,2 min	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
Horário de Passagem	6:00 P.M.	6:00 P.M.	10:30 A.M.	09:45 A.M.	10:00 A.M.	10:00 A.M.	13:30 P.M.
Período de Revisita	12 dias	12 dias	5 dias	5 dias	27 dias	27 dias	16 dias
Tempo de Vida Projetado	12 anos	12 anos	12 anos	12 anos	7 anos	7 anos	7 anos
Instrumentos Sensores	SAR	SAR	SAR e MSI	SAR e MSI	OLCI e SLSTR	OLCI e SLSTR	TROPOMI

Fonte: Embrapa (2018)

O Copernicus DEM é um Modelo Digital de Superfície (MDS) que representa a superfície da Terra, incluindo edifícios, infraestrutura e vegetação. O Copernicus DEM é

fornecido em 3 instâncias diferentes: EEA-10, GLO-30 e GLO-90, com resolução espacial de 30 m e 90 m (ESA, 2022).

PlanetScope

As imagens Planet, produzidas pela constelação de pequenos satélites da Planet Labs PBC, destacam-se pela alta resolução espacial (de 3 m a 3,9 m) e revisita diária, permitindo o monitoramento contínuo de processos ambientais e antrópicos. A constelação PlanetScope fornece produtos em oito bandas espectrais (azul, verde, vermelho e infravermelho e infravermelho próximo), adequados para aplicações em análises multitemporais, monitoramento de uso e cobertura da terra, dinâmica hidrossedimentar e estudos de mudanças sazonais em regiões tropicais (EngeSat, 2025).

A constelação PlanetScope, que é composta por mais de 430 satélites do tipo Dove-C, Dove-R e SuperDove, é capaz de gerar imagens de praticamente toda a superfície terrestre todos os dias. A figura 8 apresenta as características gerais desses satélites, como tipo de sensor acoplado, bandas espectrais e tempo de revisita.

Figura 8. Características gerais dos satélites da constelação PlanetScope.

Tipo de sensor	Imager de quadro de três bandas ou imager de quadro de quatro bandas com filtro NIR de quadro dividido (Dove-C) Imager de quadro de quatro bandas com filtro tipo "butcher block" fornecendo faixas azuis, verdes, vermelhas e NIR (Dove-R) Imager de quadro de oito bandas com filtro tipo "butcher block" fornecendo faixas azuis, verdes, vermelhas, de borda vermelha e NIR (SuperDove)
Bandas Espectrais	Azul Costeiro: 431 - 452 nm Azul: 465 – 515 nm Verde I: 513 - 549 nm Verde: 547 – 583 nm Amarelo: 600 - 620 nm Vermelho: 650 – 680 nm Borda Vermelha: 697 – 713 nm Infravermelho Próximo: 845 – 885 nm
Distância de amostragem do solo (nadir)	Dove-C: 3,0 m-4,1 m; Dove-R: 3,0 m-4,1 m; SuperDove: 3,7 m-
Tamanho da moldura	24 km x 8 km (aproximadamente) para Dove-C; 24 km x 16 km (aproximadamente) para Dove-R; 32,5 km x 19,6 km (aproximadamente) para SuperDove.
Faixa de imagem máxima por órbita	20.000 km²
Hora de revisitar	Diariamente no ponto mais baixo
Capacidade de captura de imagens	200 milhões de km² / dia

Fonte: ESA (2022)

O produto PlanetScope Ortho Cena passa por correções radiométricas, de sensor e geométricas, sendo projetado em uma projeção cartográfica UTM/WGS84. A correção

geométrica utiliza Modelos Digitais de Elevação (MDEs) de alta resolução com espaçamento entre postes de 30 a 90 metros. Possui três níveis de processamento: Nível 1B (Cena Básica), Nível 3A, Nível 3B (Cena Ortoscópica) (ESA, 2022).

2.2 Confluência de canais: morfologia e padrões de fluxo da água

As confluências de canais são ambientes na drenagem com complexas interações entre matéria (água e sedimento) e energia (potência do canal), resultantes da combinação de dois fluxos distintos. Esses ambientes apresentam alterações contínuas da estrutura de fluxo (velocidade, direção, descarga) do transporte de sedimentos (carga de fundo e suspensão) e na morfologia do canal (Best, 1987 e 1988; Best e Roy, 1991). Além disso, as confluências possuem elevado valor ecológico intrínseco, onde concentram determinados processos biofísicos particulares e serviços ecossistêmicos (Rice et al., 2008b).

Diversos fatores influenciam no ambiente de confluência, abrangendo diversas naturezas, como magnitude dos canais, carga transportada, tipo de funcionamento, geometria da confluência, área da erosão e história. A tabela 1 resume essas naturezas e seus fatores dominantes que controlam o ambiente.

Tabela 1. Natureza e seus fatores que determinam o ambiente de confluência.

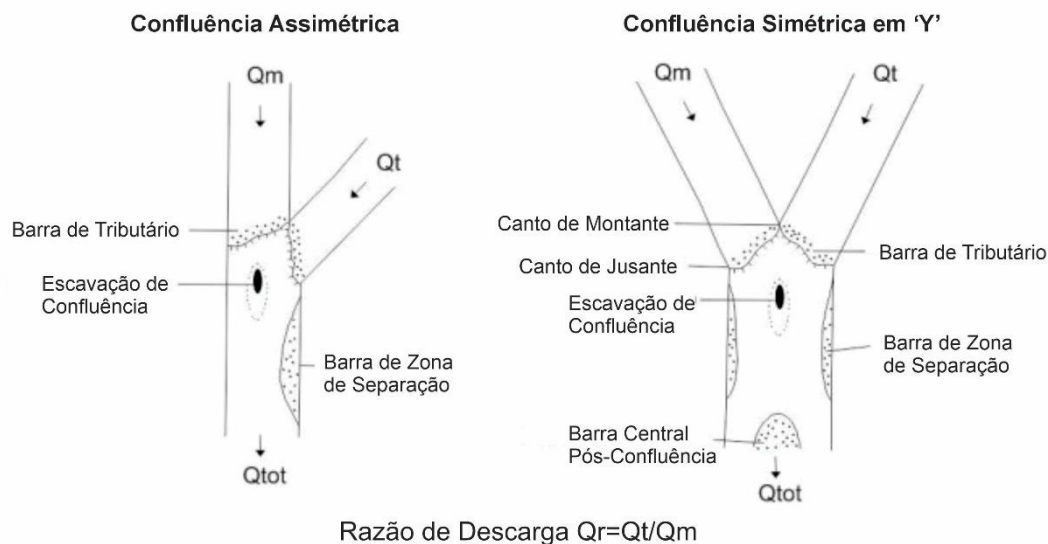
Natureza	Fatores
Magnitude dos canais	Área da bacia, vazão
Carga transportada	Carga suspensa (Qs), carga de fundo (Qf e textura), granulometria
Funcionamento	Regime de descarga (líquida e sólida)
Geometria	Vale, padrão de canal, ângulo de confluência
Erosão	Margens, calha
História	Eventos estocásticos (mega inundações, incêndios na bacia, terremotos), idade dos depósitos

Fonte: Stevaux e Latrubesse (2017), adaptado de Santos (2015).

A morfologia das confluências surge como resposta aos comportamentos de fluxo entre a água e os sedimentos. A figura 9 mostra dois tipos de morfologia de confluências: assimétrica e simétrica, onde cada uma apresenta determinadas características morfológicas, a depender do controle de parâmetros de controle, como o ângulo de

confluência e a razão da descarga (Mosley, 1976; Best, 1987, 1988; Ashmore, 1993; Biron et al., 1993; Rhoads e Kenworthy, 1995).

Figura 9. Modelos esquemáticos de características morfológicas em confluências assimétricas e simétricas.



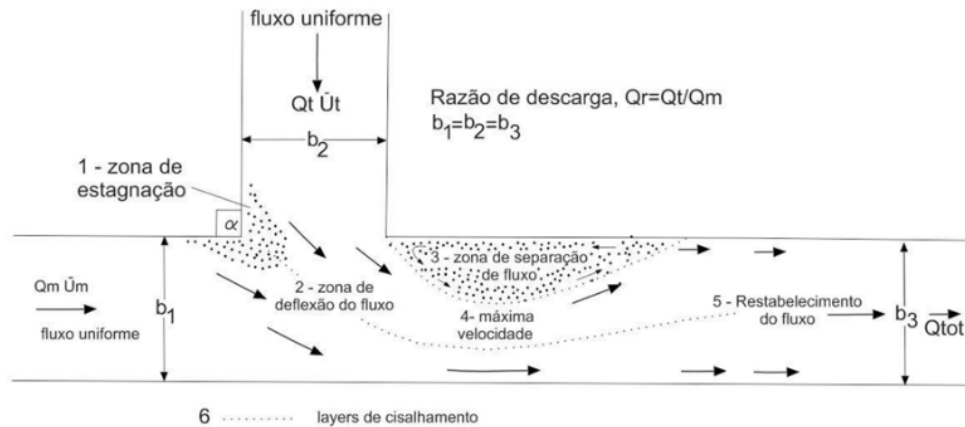
Fonte: Adaptado de Bristow et al. (1993).

Santos (2015) descreveu algumas morfologias determinadas para os tipos de confluências:

- Barra de tributário: área onde há acúmulo de sedimentos na foz da confluência, provenientes de dois fluxos. Essa área possui uma superfície com mergulho íngreme em direção à zona de escavação. Sua posição e tamanho dependem também do ângulo de confluência e da razão de descarga.
- Zona de escavação: situa-se na bissetriz do ângulo de confluência e associada a zona de velocidade de fluxo.
- Barra de separação: está associada à zona de separação de fluxo e áreas de desaceleração do fluxo, formando-se durante eventos de cheia. Área apresenta sedimentos grossos na superfície, indicando migração de leito, e uma crista de sedimentos finos, que indica o limite da zona de separação de fluxo.
- Barra central: se forma após a zona de escavação e é típica de confluências simétricas em rios entrelaçados. Está associada à zona de deflexão do fluxo, onde ocorre uma redução na velocidade, favorecendo o acúmulo de sedimentos que se depositam após a zona de escavação.
- Região de acumulação de sedimento: zona de fluxo lento e de direções inversas, onde os sedimentos são mais finos do que em outros locais na confluência.

O comportamento do fluxo foi inicialmente definido por Mosley (1976) e posteriormente aprimorado por Best (1987), que propôs um modelo composto por seis zonas de fluxo: zona de estagnação, zona de deflexão, zona de separação, zona de máxima velocidade, zona de restabelecimento e camadas de cisalhamento (Figura 10).

Figura 10. Modelo esquemático de dinâmica de fluxo em confluência de canais.



Fonte: Adaptado de Best (1987).

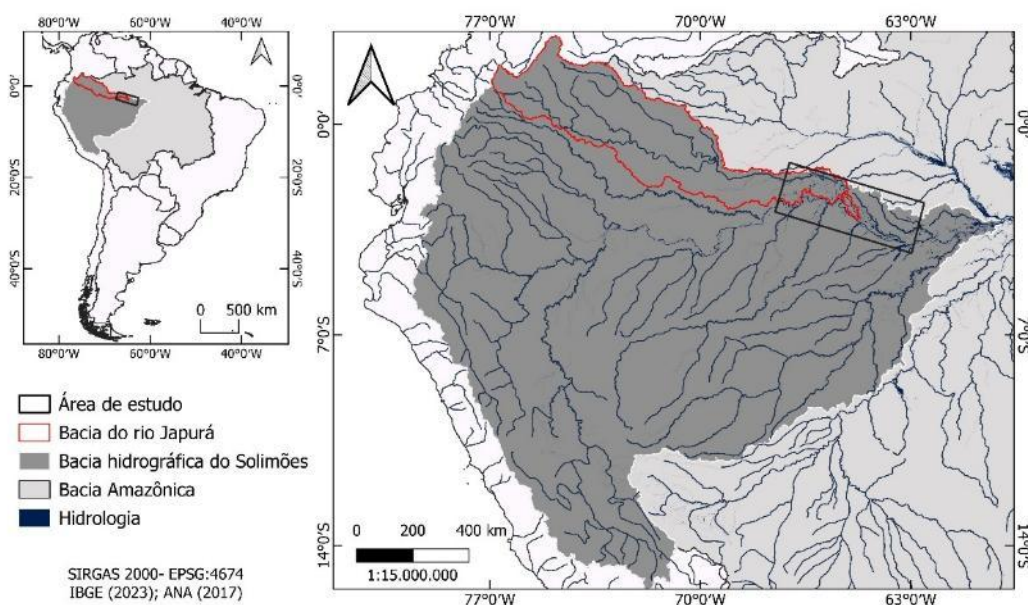
- Zona de estagnação de fluxo: ocorre pela deflexão de ambos os fluxos na junção e está associada com um aumento de pressão e da profundidade e com uma diminuição da velocidade de fluxo e da tensão de atrito nesta zona (Best, 1987; Biron et al., 1996).
- Zona de máxima velocidade: relacionada à junção dos fluxos, após a zona de separação, sendo associada com o aumento da tensão de atrito (Best, 1987; Biron e Best, 1993; Biron et al., 1996; Boyer et al., 2006).
- Zona de restabelecimento do fluxo: é onde ocorre a recuperação gradual do fluxo (Best, 1987).
- Camadas de cisalhamento: se formam no contato entre áreas estagnadas e o fluxo ativo, caracterizando-se por intensa turbulência, elevada tensão de atrito e uma estrutura de fluxo organizada (Best, 1987; Biron et al., 1996; Rhoads e Sukhodolov, 2001, 2004; Sukhodolov e Rhoads, 2001; Boyer et al., 2006).
- Zona de separação: formada pela mudança na direção do fluxo e apresenta uma geometria que impacta a largura do canal após a confluência, reduzindo a área efetiva de fluxo. É uma área de baixa pressão e recirculação, frequentemente associada ao acúmulo de sedimentos finos (Best, 1987; Biron et al., 1996; Weber et al., 2001).

Assim, as confluências representam ambientes altamente dinâmicos, onde a morfologia e o padrão de fluxo evoluem de forma integrada, refletindo a contínua adaptação do sistema fluvial às condições hidráulicas e sedimentares locais.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O rio Solimões é um dos principais afluentes da bacia Amazônica, formando a maior sub-bacia coletora na região ocidental da Amazônia (Figura 11) com uma área de 2.214.327 km², da nascente na Cordilheira dos Andes, no Peru, onde recebe o nome de *Marañon*, incluindo partes da Colômbia e Equador, até as planícies amazônicas no Brasil, recebendo o nome de Solimões. Ao encontrar-se com o rio Negro em Manaus, o rio Solimões passa a ser chamado de rio Amazonas. Seus principais tributários incluem, na margem direita, os rios Javari, Jutai, Juruá e Purus, e, na margem esquerda, os rios Içá e Japurá (ANTAQ, 2013).

Figura 11. Bacia do rio Japurá dentro da bacia hidrográfica do Solimões.



Elaboração: Autora, 2025. Fonte: ANA (2017); IGBE (2023)

Com base em estudos da UNEP (2004), o rio Japurá se origina na Colômbia, onde é chamado de Caquetá, e deságua na margem esquerda do rio Solimões, próximo ao município de Tefé, estado do Amazonas, no Brasil. Estima-se que o seu comprimento é de aproximadamente 2100 km (Silva et al., 2015). A bacia do rio Japurá possui área de drenagem de 248.000 km² (Latrubesse, 2005), que corresponde a aproximadamente 4% da bacia amazônica e apresenta vazão de 18.620 m³/s, com pico de vazão de água em

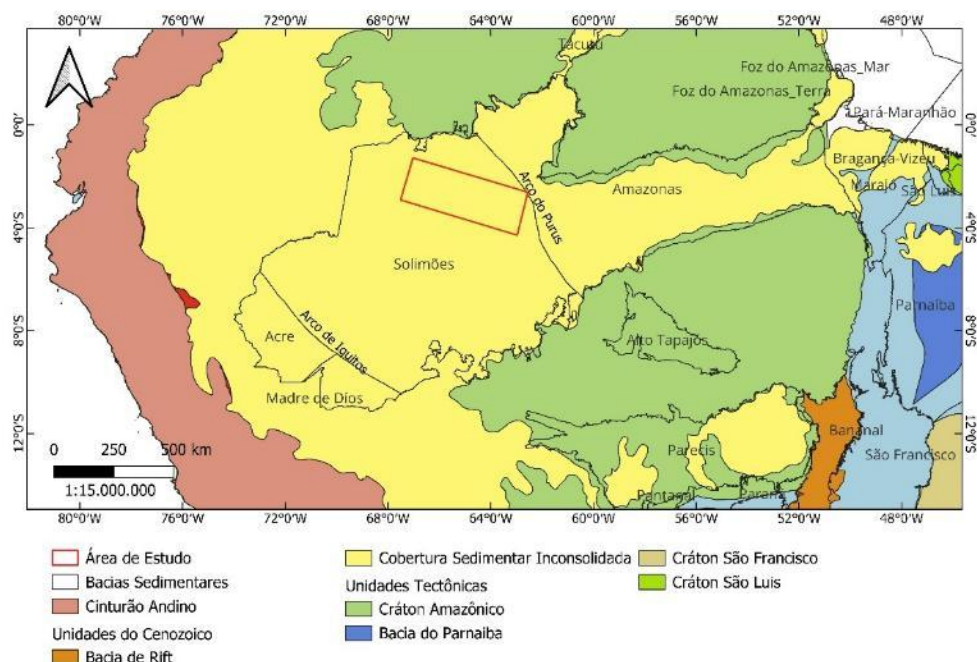
julho (Espinoza et al., 2009) e uma descarga sedimentar de 33 Mt/ano na estação de Vila Bittencourt (Filizola, 1999). Latrubesse (2008) classificam o rio Japurá como um grande rio multicanal devido as suas características e dimensões, aporte sedimentar e vazão média anual.

Sioli e Klinge (1962) designaram os rios Solimões e Japurá como rios de águas brancas por possuírem elevada quantidade de material em suspensão e sais dissolvidos provenientes dos Andes e da erosão dos sedimentos encontrados ao longo das bacias de drenagens.

3.1 Aspectos Geológicos

A bacia sedimentar do Solimões situa-se na Região Norte do Brasil (estado do Amazonas), entre os paralelos de 2° e 8° S e meridianos 62° e 72°W. Ela abrange uma área total de cerca de 1.180.000 km² e constitui uma bacia sedimentar intracratônica (Caputo, 1984, 1988). A bacia é orientada na direção aproximada E-W e limitada geologicamente pelos escudos das Guianas e Brasileiro ao norte e ao sul, respectivamente. Está separada da Bacia do Acre pelo Arco de Iquitos e da Bacia do Amazonas pelo Arco do Purus (Figura 12) (Eiras et al., 1994).

Figura 12. Bacia sedimentar do Solimões, com destaque na área de estudo.



Elaboração: Autora, 2025. Fonte: ANP (2025); GeoSGB (2025)

Inicialmente conhecida como bacia do Alto Amazonas, a bacia foi renomeada por Caputo et al. (1984), que argumentaram que sua evolução geológica é distinta das bacias

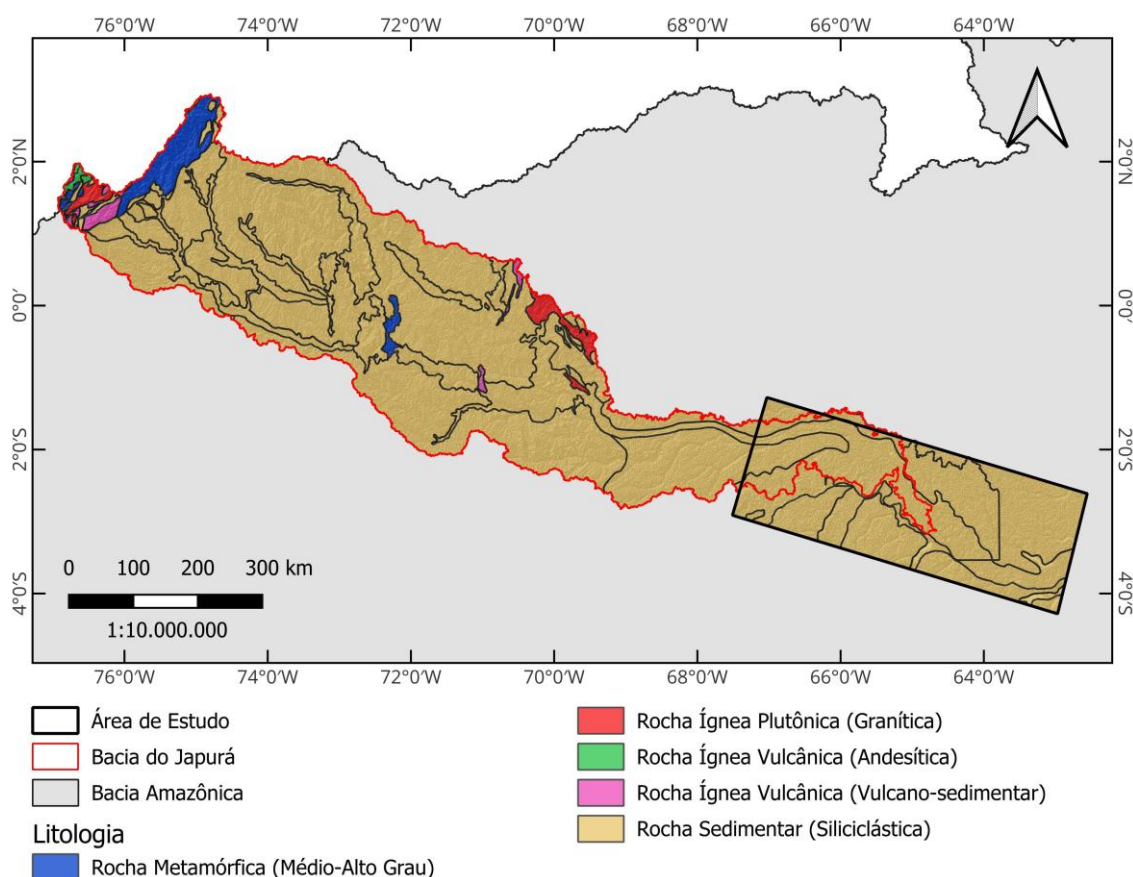
do Médio e Baixo Amazonas, posteriormente unificadas sob a denominação de Bacia do Amazonas. Segundo Eiras et al. (1994), o arcabouço estratigráfico da bacia do Solimões é composto por duas sequências sedimentares de primeira ordem, a Paleozoica e a Mesozoico-Cenozoica, subdivididas em cinco sequências de segunda ordem, separadas por discordâncias regionais: Ordoviciano, Siluriano Superior-Devoniano Inferior, Devoniano Médio-Carbonífero Inferior, Carbonífero Superior-Permiano e Cretáceo Superior-Quaternário (Wanderley Filho et al., 2007).

As unidades litológicas que compreendem a região da confluência dos rios Solimões e Japurá (Figura 13) estão relacionadas ao Mesozoico-Cenozoico, constituídas predominantemente pela Formação Içá e Depósitos Aluvionares do Holoceno.

A Formação Içá, descrita por Maia et al. (1977), estende-se ao longo do rio Içá, desde Boa União até sua foz no rio Solimões. É composta predominantemente por arenitos amarelo-avermelhados, finos a conglomeráticos, friáveis, com siltitos subordinados e argilitos, apresentando características essencialmente continentais. Esses sedimentos foram depositados em condições fluviais de alta energia, associadas a um clima árido. Latrubesse et al. (1994) e Rossetti et al. (2005) atribuem à formação uma idade Plio-Pleistocênica. Estudos palinológicos realizados na região de Coari, baseados no pólen *Alnus* (biozona *Alnipollenites verus*), sugerem uma idade pleistocênica para o topo da formação (Silveira, 2005).

Os Depósitos Aluvionares Holocênicos, predominantes nas áreas mais baixas da planície do rio Solimões, especialmente em regiões de várzea, são compostos por argilas acinzentadas, ocasionalmente amareladas devido à oxidação. Esses depósitos apresentam contato irregular com as demais unidades geológicas (Carmo, 2010). Já os terraços holocênicos, caracterizados por antigos meandros e escavações de canais, sobrepõem-se à Formação Içá e possuem uma forma alongada, com superfície topográfica em torno de 40 metros. São formados por sedimentos inconsolidados, incluindo areias, siltes, argilas e cascalhos, com espessuras que podem atingir até 30 metros (Bezerra, 2003).

Figura 13. Tipos de rochas da bacia do rio Japurá.

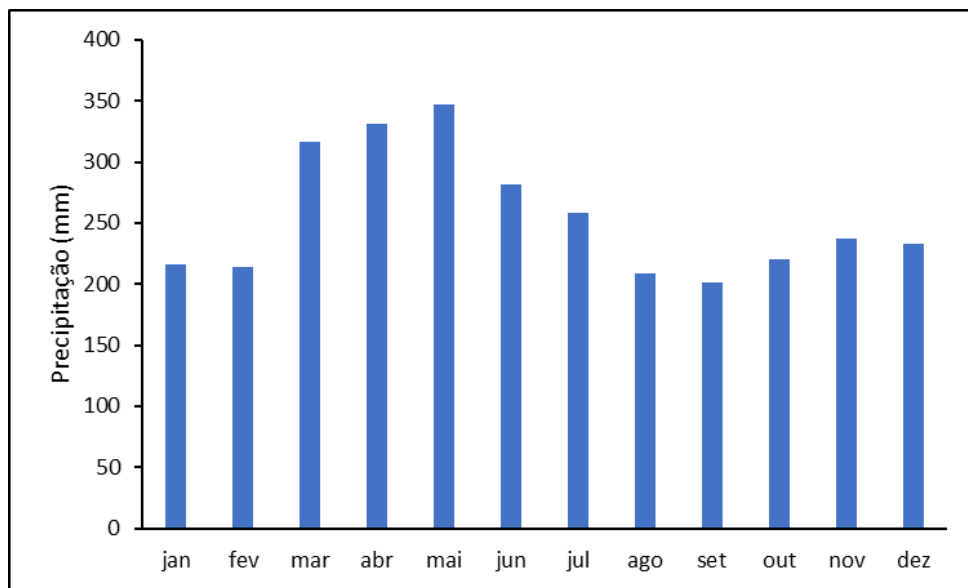


Elaboração: Autora, 2025. Fonte: ANA (2017); Geological map of South America (2019).

3.2 Regime Climático

Segundo a classificação de Köppen, o clima da região é do tipo Af (Tropical Chuvoso com Floresta), caracterizado por uma precipitação média anual de aproximadamente 3.000 mm, temperatura média anual em torno de 25°C e umidade relativa do ar média anual próxima de 90% (Costa; Natali Filho; Oliveira, 1978). Os meses mais chuvosos são março, abril e maio, com precipitação de até 350 mm, enquanto os meses de menor precipitação são agosto e setembro, registrando valores abaixo de até 201 mm, conforme os dados do produto *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station* (CHIRPS), expostos na Figura 14.

Figura 14. Precipitação média na bacia do rio Japurá para 2001 a 2021

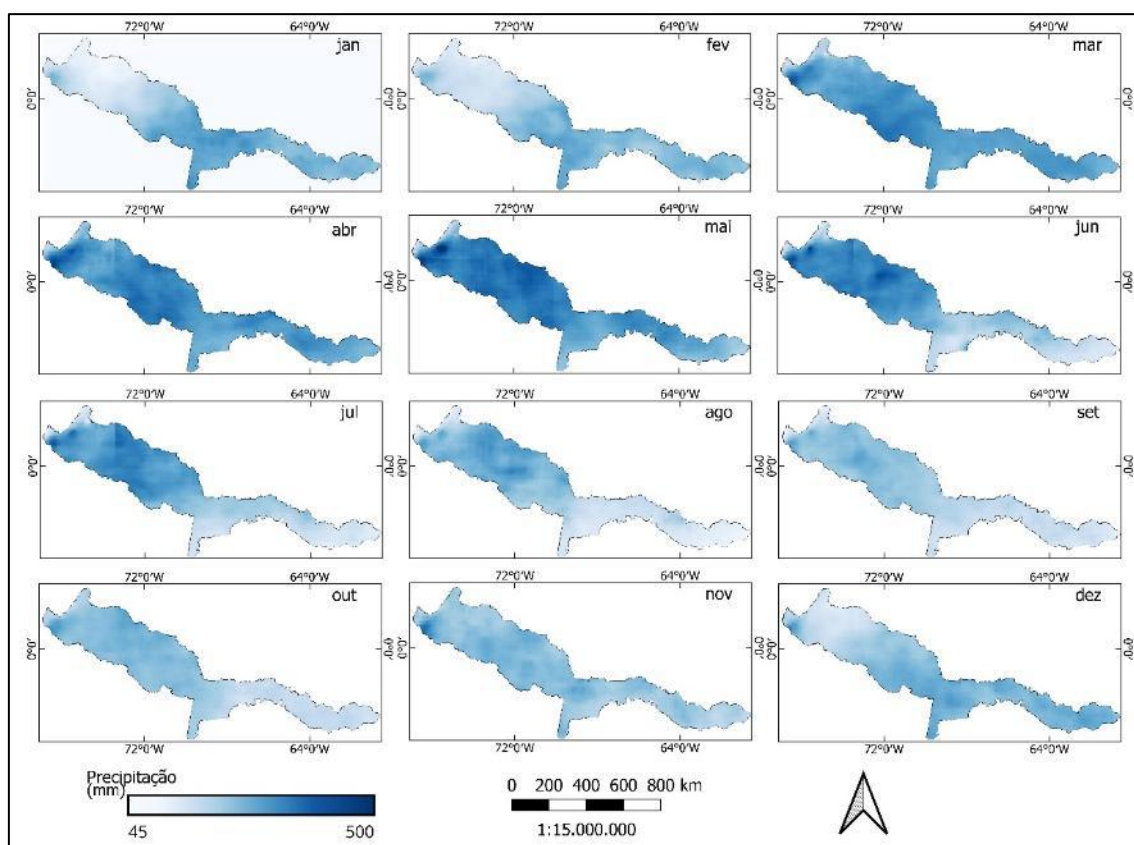


Elaboração: Autora, 2025. Fonte: Adaptado de CHIRPS, 2024.

A série espaço-temporal de dados de precipitação disponibilizada pelo CHIRPS (<https://data.chc.ucsb.edu/products/CHIRPS-2.0/>) se mostra uma ferramenta eficiente de sensoriamento remoto para bacias grandes com baixa densidade de estações pluviométricas (Paca et al., 2020) e contribuiu substancialmente para estudos climáticos e hidrológicos em escalas regionais (Correa et al., 2017; Wongchuig et al., 2019) e globais (Balsamo et al., 2015; Rodell et al., 2004; Van Huijgevoort et al., 2013).

A Figura 15 ilustra a análise espacial da precipitação na bacia do rio Japurá no período de 2001 a 2021. Observou-se um aumento de aproximadamente 6% na precipitação, com os maiores índices registrados na porção montante da bacia, localizada na Colômbia, alcançando cerca de 500 mm. Já os menores índices foram identificados na porção brasileira da bacia, com valores de até 45 mm.

Figura 15. Distribuição média mensal da precipitação na bacia do rio Japurá para 2001 a 2021.



Elaboração: Autora, 2025. Fonte: Adaptado de CHIRPS, 2024.

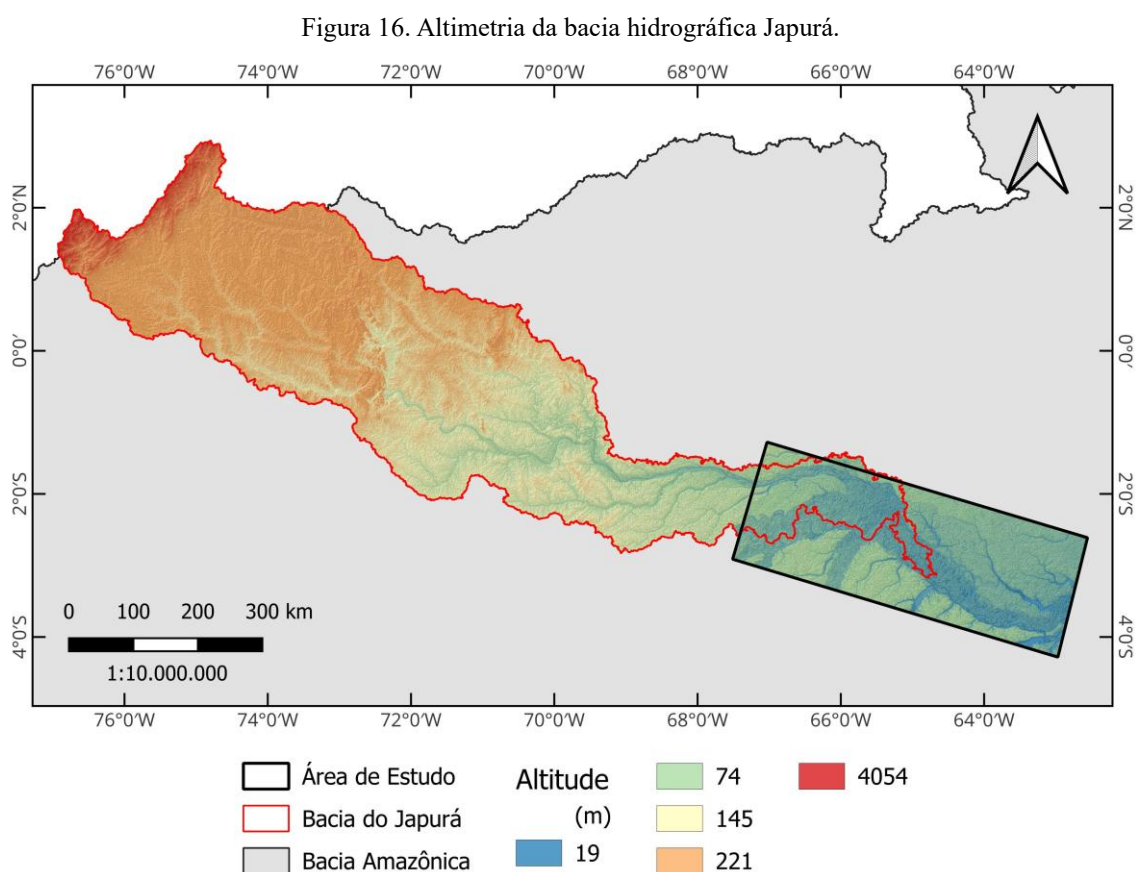
Na bacia amazônica, a precipitação resulta de interações complexas entre processos físicos e dinâmicos de escala global, além de características locais, que determinam sua distribuição temporal e espacial, como áreas florestadas (Figuerola e Nobre, 1990). Essa variável desempenha um papel crucial na dinâmica dos sedimentos suspensos na região.

Armijos et al. (2020) observaram que, no início da estação chuvosa, ocorre a erosão de sedimentos finos na região andina, com o pico de concentração de sedimentos suspensos coincidindo com o período de maior precipitação. Já na planície amazônica, o transporte de sedimentos grossos suspensos está diretamente relacionado à descarga hídrica local, que, por sua vez, depende das taxas de precipitação nas áreas a montante.

Ramalho et al. (2009) estudaram o ciclo hidrológico no entorno da reserva Mamirauá para os anos de 1990 a 2008 e determinaram os períodos de águas altas para os meses de maio a julho, e a seca entre os meses de setembro a novembro. Além disso, destacaram pulsos de inundações anuais mais marcantes em 1992, 1995, 1997, 1999 e 2004.

3.3 Aspectos Geomorfológicos

A geomorfologia da bacia do rio Japurá é composta por Depressões, Planícies, Patamares e Serras. Segundo o projeto RADAMBRASIL (1981), a Planície Amazônica é descrita como uma área de acumulação de sedimentos quaternários, localizada ao longo das margens dos rios, com largura mínima de 5 km. Esta bacia abrange uma região com altitudes variando de 19 m, na área da planície, até pouco mais de 4.000 m, nas porções de serras, e sua altitude está expressa na Figura 16.

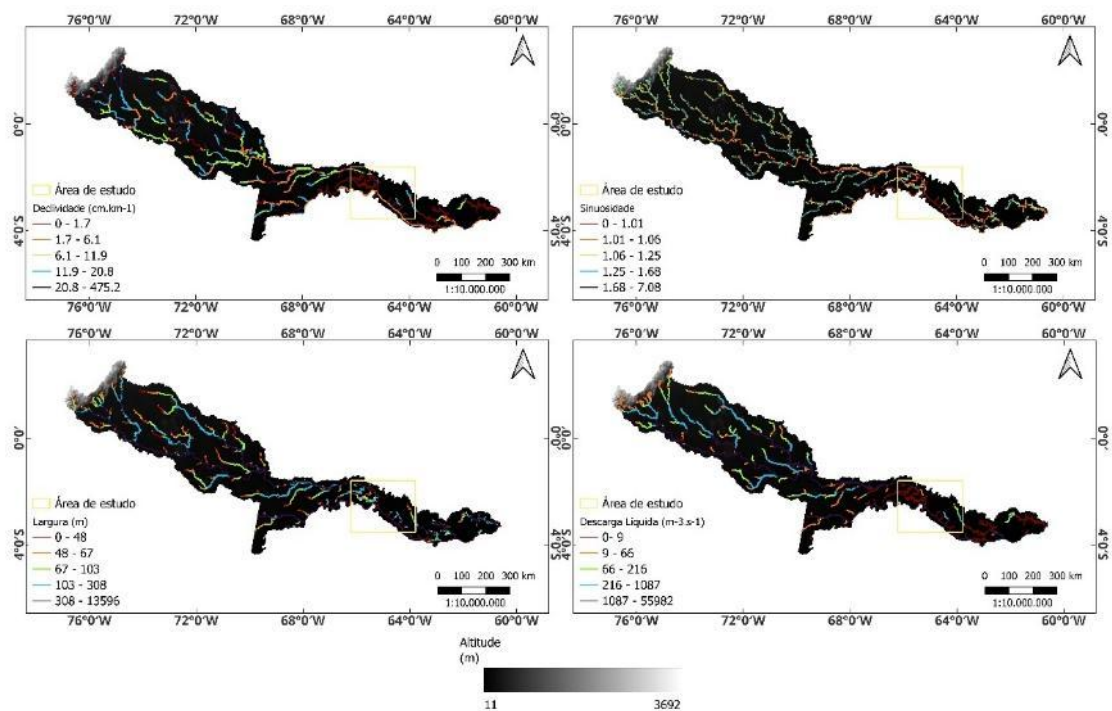


Elaboração: Autora, 2025. Fonte: EMBRAPA (1999); *Copernicus* (2025).

Quanto às classes de declividade, utilizando a classificação da EMBRAPA (1999), a bacia compreende majoritariamente de relevo suave ondulado (3-8%) a plano (0-3%), principalmente na área de planície. Em direção à montante da bacia, o relevo se torna mais ondulado (8-20%) com uma pequena porção variando de forte-ondulado (20-45%) a montanhoso (45-75%). A confluência está inserida em área de planície de inundação, preenchida também por lagos do tipo residual, que favorece uma forte dinâmica fluvial, em uma declividade variando de suave ondulado a plano.

Segundo dados de Frasson et al. (2019), os canais que drenam a bacia do rio Japurá apresentam declividades que variam de 66 cm/km a 475 cm/km nas áreas de maior altitude, onde se encontram os canais mais sinuosos e com maior descarga líquida, chegando a até 55.982 m³/s. A largura dos principais canais da bacia pode atingir cerca de 13.600 m. Na região de confluência, a declividade dos canais torna-se significativamente menor, variando entre 0 e 6,1 cm/km, e mais retilíneos, com sinuosidade entre 0 e 1,7 (Figura 17).

Figura 17. Características dos canais da bacia do rio Japurá: drenagem, sinuosidade, largura e descarga líquida.



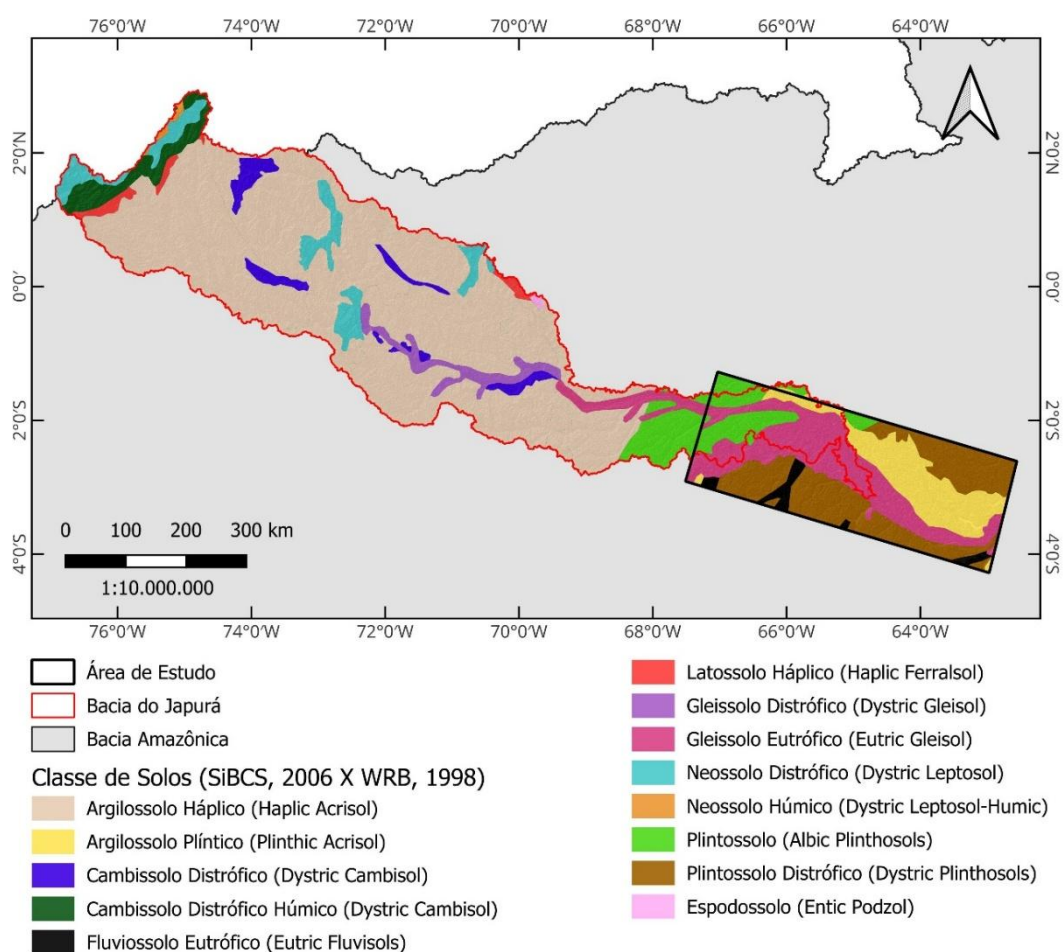
Elaboração: Autora, 2025. Fonte: Adaptado de Frasson et al. (2019).

3.4 Aspectos Pedológicos

O mapa de solos da Bacia do Japurá, disponibilizado pela base *Soil and Terrain Database for Latin America and the Caribbean* (SOTERLAC), versão 2.0, foi utilizado na caracterização dos solos da região. O SOTERLAC é um banco de dados digital de solos e terrenos na escala de 1:5.000.000, que abrange toda a América Latina e o Caribe (Dijkshoorn et al., 2005). Na classificação dos solos, adotaram-se as nomenclaturas do *World Reference Base for Soil Resources – WRB* (1998) e do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (EMBRAPA, 2006) para uma melhor associação.

Com base nesses dados, verifica-se que na área de estudo predominam os solos classificados como Argissolo Plíntico, que distribuem-se principalmente na porção leste da área de estudo, Gleissolo Eutrófico, que acompanham os canais de drenagem e áreas de várzea, e Plintossolos, que ocorrem principalmente na porção centro-norte e oeste da área de estudo (Figura 18).

Figura 18. Distribuição dos tipos de solo na região da bacia do rio Japurá.



Elaboração: Autora, 2025. Fonte: Adaptado de SOTERLAC (2005).

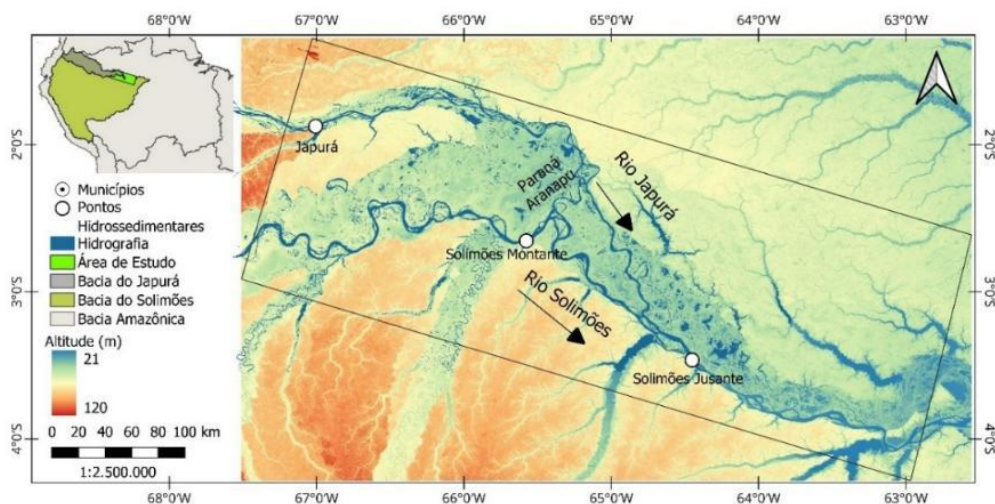
Os Gleissolos são definidos pela presença de gleização e apresentam argila de alta atividade. Possuem material predominantemente argiloso a muito argiloso, submetido a processos de oxirredução em ambiente permanentemente saturado, sendo solos mal ou muito mal drenados (hidromórficos). Costumam ocorrer em áreas de sedimentos recentes, próximos a cursos d'água em ambientes de várzea ou depressão. Os Argissolos são solos caracterizados por maior teor de argila nos horizontes subsuperficiais em relação aos superficiais, que caracteriza um gradiente textural ao longo do perfil. Os minerais predominantes são argilas de atividade baixa (caulinita) e/ou óxidos. Plintossolos apresentam acúmulo expressivo e segregação de ferro, resultantes de ciclos frequentes de redução e oxidação. São solos pobres em carbono orgânico, porém ricos em ferro (ou ferro e alumínio), com presença de quartzo e outros minerais. Comumente, exibem reação ácida e baixa reserva de nutrientes (EMBRAPA, 2021).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Localização da área de estudo

A área de estudo (Figura 19) está localizada no estado do Amazonas, na região da confluência entre os rios Solimões e Japurá, que são conectados pelo Paraná Aranapu. O acesso  região de estudo de Manaus até o município de Tefé, cuja distância  de 523 quilmetros, se d por meio fluvial, com dois tipos de embarcaes (lanchas rápidas-14 horas, e barcos de passeio-36 horas de duração) ou aéreo, com cerca de 1h10 de duração.

Figura 19. Mapa de localização da área de estudo.

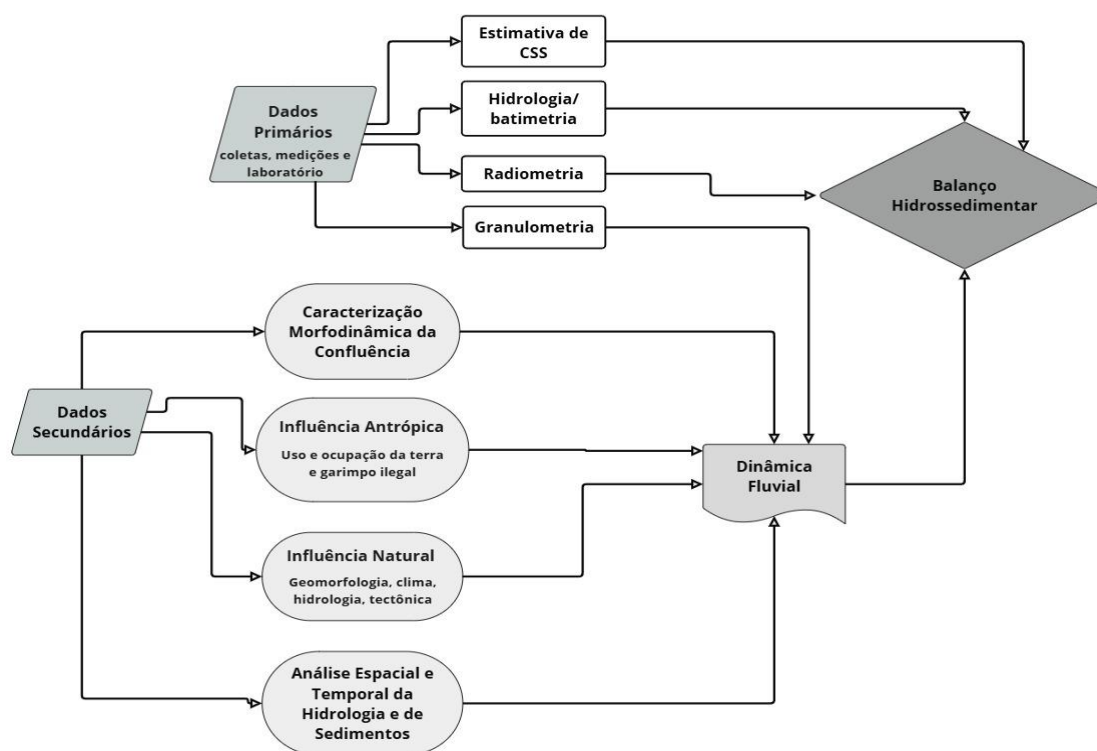


Elaboração: Autora, 2025. Fonte: ANA (2017); Copernicus DEM 30 metros (2025).

4.2 Etapas do desenvolvimento do trabalho

Esta pesquisa é estruturada em duas etapas principais: coleta, medições, análise laboratorial e interpretação de dados primários e secundários (Figura 20). Na etapa de dados primários, foram obtidas amostras para estimar a concentração de sedimentos em suspensão, medições batimétricas, hidrológicas e radiométricas. A etapa de dados secundários focou na aquisição de informações relacionadas à influência de fatores antrópicos e naturais na dinâmica fluvial.

Figura 20. Fluxograma metodológico das etapas realizadas na pesquisa.



Elaboração: Autora, 2025.

Dados Primários

Sedimentos Suspensos por Sensoriamento Remoto

As imagens do sensor MODIS, disponibilizadas por Fassoni-Andrade e Paiva (2019), foram empregadas para a análise espacial e temporal da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) nos rios da confluência, abrangendo o período de janeiro de 2003 a dezembro de 2017.

Para estimar a CSS, aplicaram-se as Equações 4 e 5 (Tabela 2) propostas por Park e Latrubesse (2014) nas imagens MODIS. Essas equações consistem em dois modelos de

regressão não-linear, desenvolvidos para o trecho entre Tabatinga e Coari, com base na banda 1 do MODIS (250 m de resolução espacial em uma faixa de 620 nm – 670 nm de comprimento de onda). Os modelos apresentaram erro médio quadrático (RMQ) de 35,5 mg/L no período de março a maio, e de 29,3 mg/L nos demais meses.

Tabela 2. Equações para estimativa de concentração de sedimentos suspensos (CSS) para o trecho de Tabatinga à Coari.

Meses	Equação	Relação Estatística
Março, abril e maio	$CSS = 36.73(\pm 2.7)e^{6.17(\pm 0.02)x}$ (4)	$R^2 = 0.91$; n=72
Demais meses	$CSS = 45.84(\pm 2.9)e^{4.74(\pm 0.02)x}$ (5)	$R^2 = 0.85$; n=135

onde x representa a reflectância da banda do vermelho do sensor MODIS. r^2 é o coeficiente de determinação; n é número de amostras.

Fonte: Adaptado de Park e Latrubesse (2014).

Os dados de nível do rio e descarga de sedimentos suspensos na superfície (CSS) provenientes da estação fluviométrica de Tefé, do conjunto de dados da plataforma HYBAM (<https://hybam.obs-mip.fr/pt/dados/>), foram utilizados para analisar o regime fluvial do rio Solimões e comparar com a CSS obtida por MODIS.

Hidrometria e batimetria com ADCP

Dados hidrométricos, como descarga líquida, profundidade do canal e velocidade de fluxo, foram obtidos em dezembro de 2023 com apoio do Centro de Hidrografia e Navegação do Noroeste (CHN9) da Marinha do Brasil. As medições de vazão foram realizadas com um medidor de Corrente Doppler ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) modelo Rio Grande marca RDI *Instruments*, com frequência de 600 kHz, colocado em uma embarcação.

O ADCP calcula a velocidade e direção do leito através da variação de frequência entre o sinal transmitido e o sinal refletido por sedimentos em suspensão (RDI, 1989). Acoplado a este equipamento é utilizado um DGPS Trimble R4 e o gerenciamento e registro da coleta dos dados foi realizado através do programa WinRiver II, sendo possível extrair informações para determinação da profundidade do rio, velocidade da água, retroespalhamento e vazão. A visualização da intensidade do sinal retroespalhado pelo ADCP em seções transversais foram realizadas no programa VMT v. 4.09.

Levantamentos batimétricos permitem modelar o relevo submerso, que favorecem a acessibilidade e trafegabilidade nos rios, auxiliando no gerenciamento de recursos hídricos (Álvares et al., 2001; Ferreira et al., 2012). O conjunto de dados batimétricos foram coletados em perfis transversais ao canal do rio Japurá com espaçamento médio de

200 metros entre os perfis, sobrepostos por quatro perfis longitudinais localizados próximos das margens e no meio do canal.

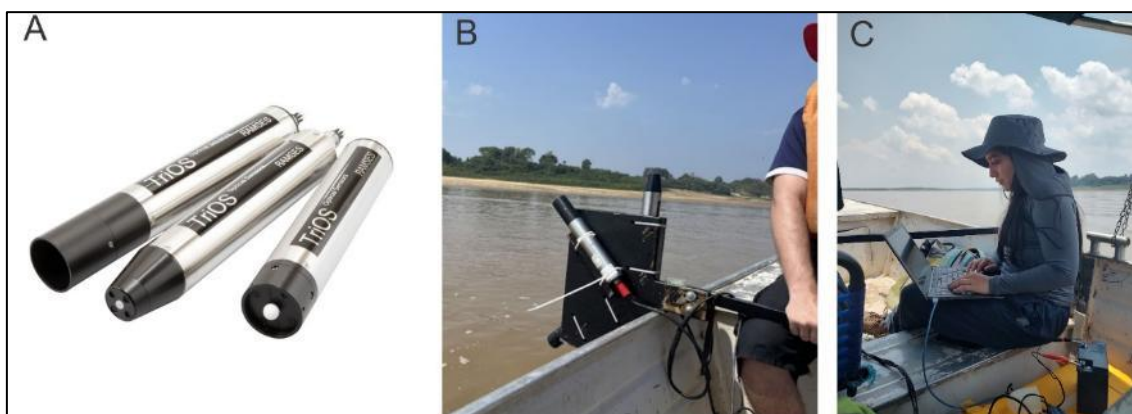
Radiometria da superfície da água

Os dados radiométricos foram obtidos em períodos hidrológicos distintos e em diversos pontos das seções amostrais para aquisição da reflectância de sensoriamento remoto (Rrs). Um total de 66 medições foram adquiridas no período de novembro de 2023 a dezembro de 2024, com coletas de dados no Paraná Aranapú, Paraná do Apara, Paraná Porto Vale, Paraná da Colômbia, Jarauá, Samaumeirinha, Cano Mamirauá, Japurá, Solimões, canal Tefé, lago Tefé, lago Rato, lago Mamirauá, lago Sumaúma, lago Cedrinho, e Lago Juruá Grande.

Os sensores de radiância e irradiância RAMSES, da marca TriOS (Figura 21A), foram empregados para medições hiperespectrais nas faixas do Ultravioleta (UV), Visível (VIS) e Infravermelho Próximo (320 nm – 950 nm).

Conforme ilustrado na Figura 21B, os sensores são posicionados da seguinte forma: Ld (radiância) é orientado verticalmente em direção ao céu (90°) e mede a intensidade da luz descendente; Lu (radiância) é apontado para a água com um ângulo de 40°, em relação à superfície da água, e mede a intensidade da luz refletida pela superfície aquática; Ed (irradiância) é direcionado para o céu, com um ângulo de 40°, em relação à atmosfera, e mede a intensidade da luz incidente, seguindo as recomendações de Mobley (1999). As curvas espectrais da água foram coletadas e armazenados automaticamente em uma base de dados gerenciada pelo programa MSDA_XE (Figura 21C).

Figura 21. Medição radiometria: A) Espectrorradiômetros RAMSENS/TriOS; B) Disposição dos sensores; C) Aquisição das curvas espectrais.



A reflectância de sensoriamento remoto (Rrs), para cada comprimento de onda do espectro eletromagnético (λ), é calculada através da Equação 6:

$$Rrs(\lambda) = \frac{Lu(\lambda) - \rho \cdot Ld(\lambda)}{Ed(\lambda)} \quad (6)$$

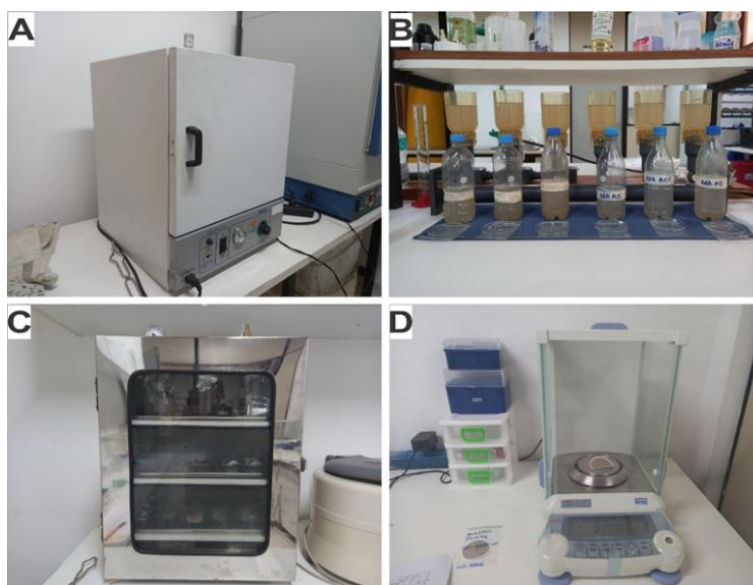
Onde Ed representa a irradiância que incide perpendicularmente (90°) à superfície da água; Lu refere-se à radiância emergente da superfície da água; e Ld indica a radiância proveniente do céu, utilizada para corrigir os efeitos da reflexão da luz na interface ar-água. O parâmetro ρ é um fator de correção que depende de variáveis como a velocidade do vento, o ângulo de elevação solar e a geometria de visada dos sensores. Conforme Mobley (1999), para medições realizadas em condições de vento com velocidade inferior a 5 m/s, direção de visada de 40° do *nadir* e 135° em relação ao sol, recomenda-se um valor de $\rho = 0,028$.

Estimativa da concentração de Sedimentos Suspensos

Foram coletadas 71 amostras de água superficial a aproximadamente 20 cm abaixo da linha d'água, utilizando garrafas de 500 ml, ocorrendo em três posições ao longo da largura do canal fluvial: 25% (margem direita), 50% (centro) e 75% (margem esquerda). A coleta e o processamento da CSS foram desempenhados de acordo com o protocolo estabelecido pelo observatório SO-HYBAM, que se baseia em recomendações do Programa GEMS/water do PNUMA (Chapman, 1992).

A preparação das amostras para a determinação da Concentração de Sedimentos Suspensos (CSS) em mg. L⁻¹ está ilustrada na Figura 22. As amostras de água coletadas na superfície foram filtradas utilizando membranas de acetato de celulose com porosidade de 0,45 µm. Esses filtros foram previamente secos em estufa a 100 °C por 2 horas e pesados em uma balança analítica para obtenção do peso inicial. Após a filtração do volume, as amostras foram novamente secas em estufa e armazenadas em dessecador antes da pesagem final. Nos cálculos, foram utilizadas as médias dos pesos iniciais e finais dos filtros.

Figura 22. Preparo das amostras de sedimentos suspensos para determinação da concentração. A) Estufa usada para secagem inicial dos filtros e das amostras; B) Filtragem; C) Dessecador; D) Balança analítica.



A CSS é calculada subtraindo-se o peso final (Pf) do peso inicial (Pi) dos filtros, multiplicando o resultado por 1.000.000 (fator de conversão) e dividindo pelo volume de amostra filtrado (V), como descrito na Equação 7:

$$CSS = \frac{(Pf - Pi) * 1.000.000}{V} \quad (7)$$

Um banco de dados foi organizado contendo as informações de concentração de sedimentos suspensos (CSS) e vazão (Q), sendo possível calcular a descarga sólida (QS), que representa o fluxo sólido instantâneo expresso em toneladas por dia, para determinar o balanço hidrossedimentar da região do estudo.

Balanço Hidrossedimentar

Para o cálculo de fluxo (Q_s), a descarga média anual de sedimentos (Q_{sa}) e a produção específica de sedimentos (Q_{sp}) dos rios foram calculadas por meio das Equações 8, 9 e 10:

$$Q_s = Q \times SSC \times 0.0864 \quad (8)$$

$$Q_{sa} = Q_s \times 365 \quad (9)$$

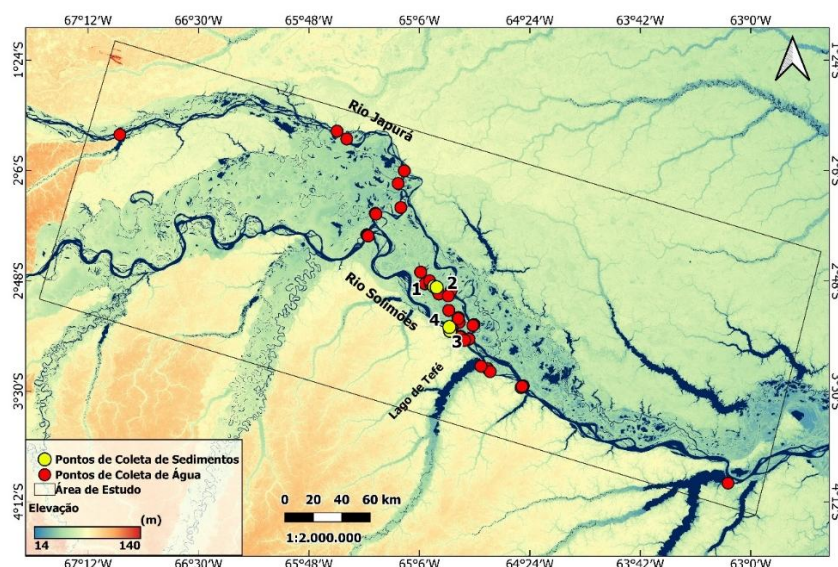
$$Q_{sp} = Q_{sa} / A \quad (10)$$

onde, Q é a vazão de água do trecho ($m^3 \cdot s^{-1}$); SSC é a concentração de sedimentos em suspensão ($mg \cdot L^{-1}$); 0,0864 é um fator de conversão para transformar as unidades em $ton \cdot dia^{-1}$; A é a área da bacia (km^2).

Análise granulométrica dos sedimentos

A interpretação dos ambientes deposicionais e as características texturais dos grãos dos sedimentos foi realizada através da análise granulométrica dos sedimentos. Para identificar variações verticais no perfil do solo e sedimento, foram coletadas oito amostras em ambientes distintos na região da confluência (planície de inundação, ilhas e barras de areia), demonstradas na Figura 23 e descritas no Quadro 4. As amostras foram preparadas no Laboratório de Geoquímica e de Sedimentologia, do Departamento de Geociências (DEGEO/UFAM), para análises no Laboratório de Análises Minerais (LAMIN), do Serviço Geológico do Brasil (SGB), Superintendência Regional de Manaus.

Figura 23. Mapa da confluência dos rios Solimões e Japurá com a localização dos pontos de coleta de sedimentos e água para análise granulométrica e estimar a SSC .



Elaboração: Autora, 2025. Fonte: Copernicus DEM 30 metros (2025).

Quadro 4. Descrição dos códigos das amostras, pontos de coleta, localidade, descrição e profundidade dos sedimentos/solos onde foram coletados.

Código da Amostra	Ponto	Localidade	Altura/profundidade do perfil	Ambiente fluvial
P01A	1	Torre de Fluxo Mamirauá	Horizonte O	Ilha Fluvial
P01B			-20 cm	Ilha Fluvial
P01C			-80cm	Ilha Fluvial
P02A	2	Paraná do Jarauá/Entrada para o lago Buá-buá	4,80m	Planície de inundação/
P02B			-	Planície de inundação/Superficial, próximo à margem
P02C			-	Barra de areia
P03	3	Rio Solimões	3.6m	Barra de areia
P04	4	Margem do rio Solimões - Comunidade Assunção	-	Barra de areia

Elaboração: Autora, 2025.

O preparo das amostras e determinação da granulometria consistiram no procedimento de Melo et al. (2004). Para o preparo, as amostras foram secadas em uma estufa na temperatura de 60 °C, desagregadas utilizando um martelo de borracha e um gral de porcelana e por fim pesada em uma balança analítica (Figura 24). A técnica da análise granulométrica a laser foi empregada nas amostras utilizando o Granulômetro a laser Malvern Mastersizer 2000, com o intuito de caracterizar e correlacionar os sedimentos de áreas diferentes.

Figura 24. Preparo das amostras de solo e sedimento coletadas em campo: a) Desagregação da amostra utilizando gral de porcelana. B) Amostras já preparadas para serem levadas ao granulômetro à laser.



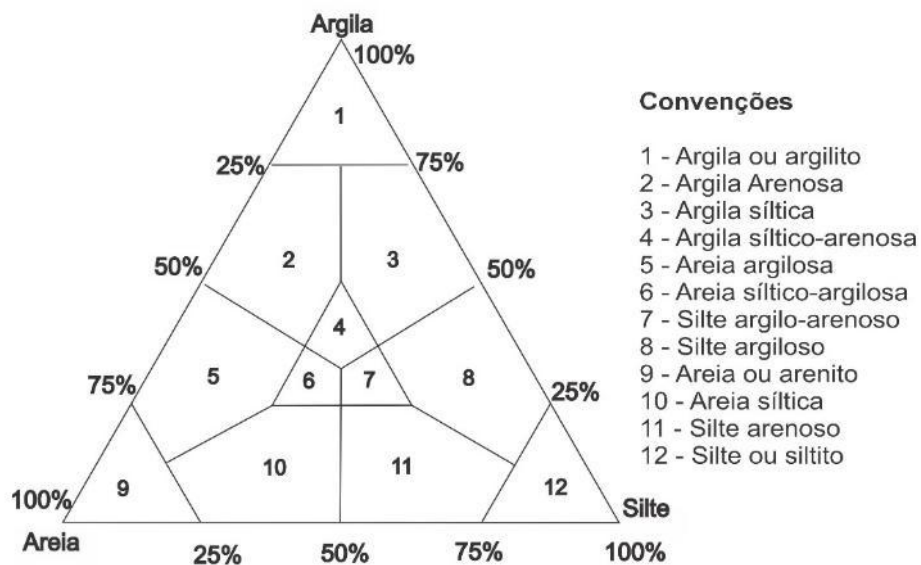
Os resultados granulométricos dos sedimentos permitiram a obtenção de parâmetros estatísticos, como o grau de seleção (ou desvio padrão), mediana, média, assimetria e curtose foram determinados por meio do programa Sysgran, além dos teores de grânulos, areia, silte e argila (Camargo, 2006). A partir desses dados, foram estabelecidas as classes granulométricas, com base na escala de Wentworth (1922) (Tabela 3), bem como a classificação textural seguindo o diagrama ternário de Shepard (1954) (Figura 25).

Tabela 3. Escala Granulométrica.

Fração	Diâmetro (μm)
Argila	0.06-3.9
Silte Muito Fino	3.9-7.8
Silte Fino	7.8-15.6
Silte Médio	15.6-31
Silte Grosso	31-63
Areia Muito Fina	63-125
Areia Fina	125-250
Areia Média	250-500
Areia Grossa	500-1000
Areia Muito Grossa	1000-2000
Granulo	2000-4000

Fonte: Wentworth (1922).

Figura 25. Diagrama triangular de Shepard de classes texturais.



Fonte: Camargo (2006).

A interpretação dos ambientes deposicionais dos sedimentos ocorre a partir da descrição da granulometria dos sedimentos com base em suas características texturais, atribuídas por um conjunto de valores estatísticos, associando-as a tendências centrais (mediana, média e desvio-padrão) ou caudais (assimetria e curtose) (Ponçano, 1986). Esses parâmetros foram considerados para caracterizar diâmetro médio, desvio-padrão/grau de seleção, assimetria e curtose.

Conforme Sahu (1964), o desvio padrão avalia o nível ou grau de seleção dos sedimentos, relacionando-os às oscilações de energia do agente transportador responsável pela deposição e à sua capacidade de separação dos sedimentos. Dessa forma, os sedimentos com baixa dispersão granulométrica, que apresentam pouca variação de tamanho, são interpretados como bem selecionados, enquanto os de alta dispersão, com ampla variação de tamanho dos grãos, são classificados como bem selecionados.

Com relação a assimetria, de acordo com Friedman (1967) e Martins (2003), ela indica o grau de deslocamento da distribuição granulométrica em relação à média, mostrando se há predominância de partículas finas, grossas ou simétrica. Pode ser classificada em positiva, negativa ou simétrica. A assimetria positiva está associada a ambientes fluviais e eólicos, onde o agente de transporte carrega os sedimentos em fluxo unidirecional e corresponde a partículas mais finas. A assimetria negativa indica predominância de partículas mais grossas e está relacionada a ambientes praias, onde não há interferência de outros agentes costeiros, como ondas e correntes costeiras. A simétrica

ocorre com equilíbrio entre finos e grossos e pode indicar ambiente mais estável ou regime de transporte relativamente constante (Duane, 1964).

A curtose, de acordo com Suguio (1973), representa o grau de agudez dos picos de frequência granulométrica. Tavares et al. (2010) também definiram curtose como o grau de achatamento de uma curva em relação a uma curva representativa de uma distribuição normal e associaram a três classificações: leptocúrtica (curva com um pico elevado, indicando maior uniformidade granulométrica), platicúrtica (curva achatada, pode indicar variações energéticas frequentes; mistura de diferentes fontes sedimentares; retrabalhamento) e mesocúrtica (curva intermediária, indica regime relativamente equilibrado). Os valores de curtose muito altos ou muito baixos podem sugerir que um tipo de material foi transportado de uma determinada área-fonte e depositado sem perder suas características originais (Folk e Ward, 1957).

Dados Secundários

O Modelo Digital de Elevação (MDE) proveniente do Projeto Copernicus foi utilizado para distinção da elevação da área de estudo. A integração com dados de batimetria possibilitou caracterizar esquematicamente a morfologia da confluência, contribuindo para analisar a dinâmica fluvial da confluência.

Dados de uso e cobertura do solo e dados estatísticos de áreas afetadas pelo garimpo e impactos ambientais na bacia do rio Japurá foram obtidas através do Projeto MapBiomas, por meio da plataforma *Google Earth Engine* (<https://brasil.mapbiomas.org/colecoes-mapbiomas/>), utilizando dados da coleção 9.0 de cobertura e uso da terra, em imagens dos anos 2000, 2005, 2010, 2015 e 2021.

Imagens ópticas da constelação PlanetScope, do período de julho a setembro dos anos de 2018, 2019, 2020 e 2021 (www.planet.com) foram analisadas para verificar mudanças na color da água e na cobertura da terra, além da identificação de plumas de sedimentos suspensos na região montante da confluência de tributários do rio Japurá afetados por garimpo. Disponível desde 2015, o sensor oferece diariamente 04 bandas espectrais no visível e infravermelho, com resolução radiométrica de 12 bits, resolução espacial de 3 metros (ESA).

5. RESULTADOS

5.1 Dinâmica Hidrossedimentar dos rios

A variação espacial e temporal da concentração de sedimentos suspensos (CSS) nos rios Solimões e Japurá, estimados com imagens do sensor MODIS, no período de janeiro de 2003 a dezembro de 2017 está ilustrada na Figura 26.

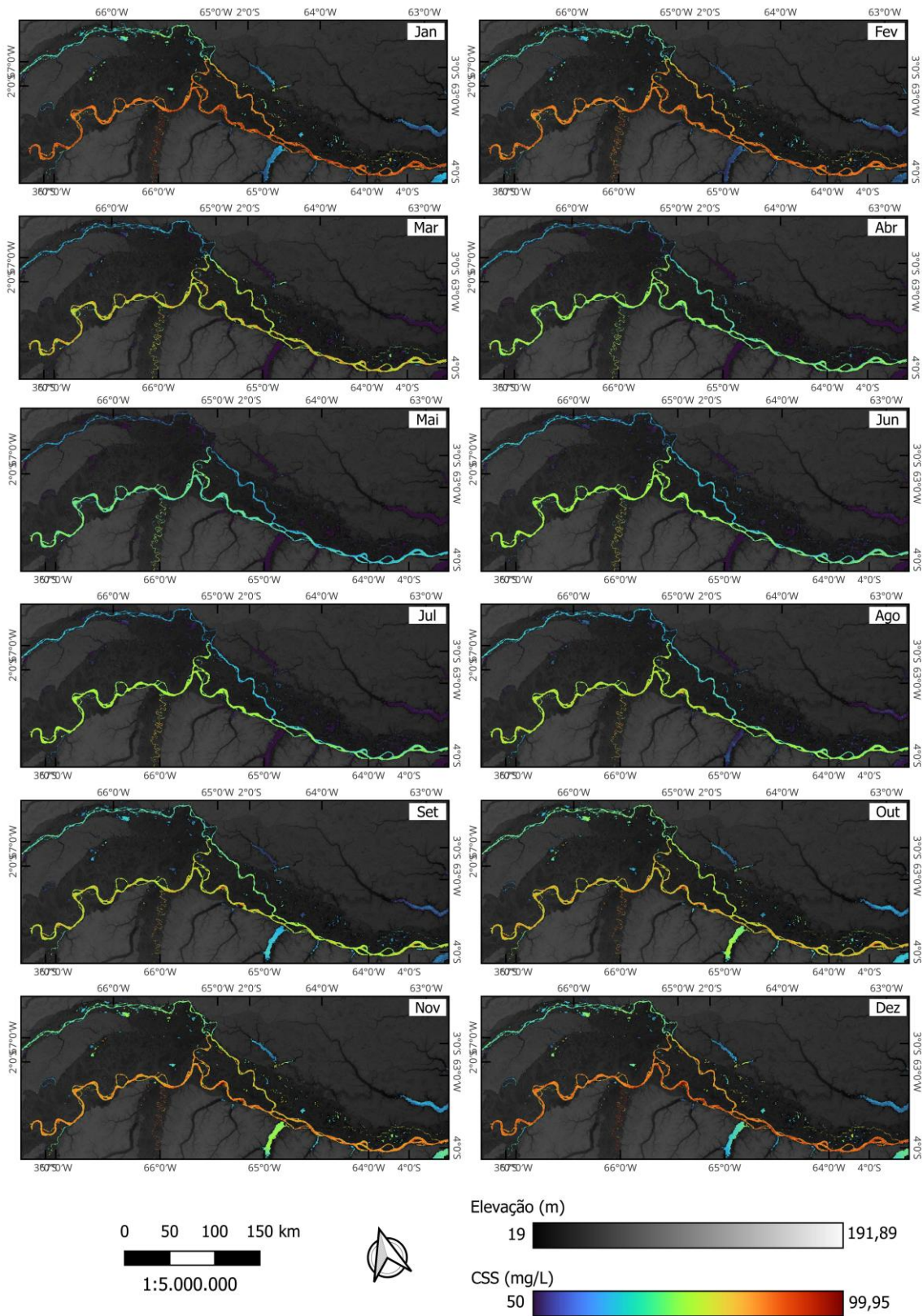
Os valores médios mensais da CSS, no rio Japurá variaram entre 58,89 mg L⁻¹ e 68,06 mg L⁻¹ ao longo do período analisado. Observa-se uma redução progressiva entre janeiro (66,19 mg L⁻¹) e maio (58,89 mg L⁻¹), sucessivos em fevereiro (65,22 mg L⁻¹), março (59,22 mg L⁻¹) e abril (59,85 mg L⁻¹). A partir de junho (64,36 mg L⁻¹), nota-se um aumento dos valores, apesar de pequenas oscilações em julho (61,67 mg L⁻¹) e agosto (63,61 mg L⁻¹), seguido de novo aumento contínuo entre setembro (66,38 mg L⁻¹) e dezembro (68,06 mg L⁻¹).

No rio Solimões a montante da confluência, a CSS apresentou valores elevados, variando de 70,23 a 90,02 mg L⁻¹. Entre janeiro (90,02 mg L⁻¹) e abril (74,91 mg L⁻¹) observa-se uma diminuição acentuada e contínua, com reduções em fevereiro (89,09 mg L⁻¹) e março (81,98 mg L⁻¹). A partir de maio (70,23 mg L⁻¹), inicia-se um aumento gradual, que se intensifica em junho (75,22 mg L⁻¹) e julho (76,33 mg L⁻¹), mantendo tendência de crescimento até dezembro (88,38 mg L⁻¹), próximo aos valores máximos observados no início do ano.

A jusante da confluência, o rio Solimões apresentou os maiores valores de CSS entre os trechos analisados, com variação entre 67,65 e 92,78 mg L⁻¹. Após uma redução de janeiro (92,78 mg L⁻¹) até abril (75,12 mg L⁻¹), semelhante ao comportamento observado a montante, com uma queda em maio (67,65 mg L⁻¹) seguido de crescimento progressivo de junho (72,41 mg L⁻¹), julho (73,87 mg L⁻¹) e agosto (76,13 mg L⁻¹). Os valores continuam aumentando entre setembro (78,96 mg L⁻¹) e dezembro (90,94 mg L⁻¹), indicando intensificação da carga de sedimentos em suspensão ao longo do segundo semestre.

O Paraná de Aranapu apresenta concentrações semelhantes às do rio Solimões nos meses de março e dezembro, enquanto nos meses de junho e setembro é influenciado pelos valores do rio Japurá. Após a confluência, observa-se pequeno aumento nos valores médios de CSS. O rio Solimões apresenta as maiores concentrações de sedimentos em suspensão, além de expor que o Paraná Aranapu funciona como uma via de transporte de sedimentos do Solimões para o baixo curso do rio Japurá e os canais e lagos da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá.

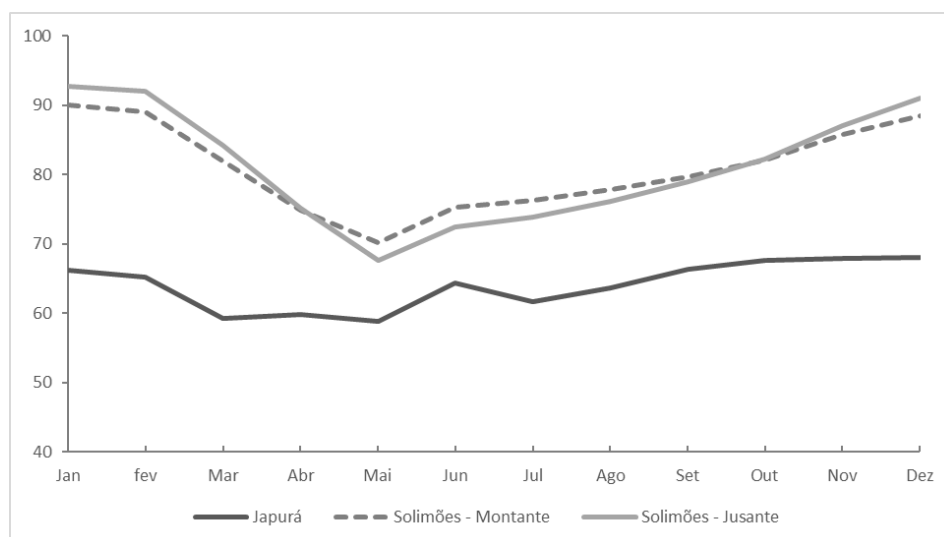
Figura 26. Distribuição espacial e temporal da CSS média mensal entre janeiro de 2003 a dezembro de 2017.



Elaboração: Autora, 2025

O comportamento temporal da CSS nos rios Japurá, Solimões a montante e Solimões pós-confluência, destacado no gráfico da Figura 27, revela um padrão sazonal bem definido, marcado por valores mais elevados no início e no final do ano e por uma redução acentuada entre fevereiro e maio, quando todos os rios atingem seus menor carga suspensa, refletindo o efeito diluidor do período de águas altas. O Rio Japurá apresenta as menores concentrações ao longo de todo o período (~60–70 mg/L) e variação mais suave, indicando um sistema mais estável e com menor aporte de sedimentos finos, possivelmente controlado por zonas de deposição e menor erosividade das margens. Em contraste, o Solimões a montante exibe valores consistentemente mais altos e maior amplitude sazonal, com queda pronunciada no início do ano e recuperação progressiva a partir de junho, refletindo sua forte conectividade com áreas fontes de sedimentos.

Figura 27. Série temporal mensal da CSS derivada do sensor MODIS avaliada na confluência dos rios Japurá e Solimões em três pontos distintos (rio Japurá, Solimões e Solimões pós-confluência) para o período de 2003 a 2017.



Elaboração: Autora, 2025.

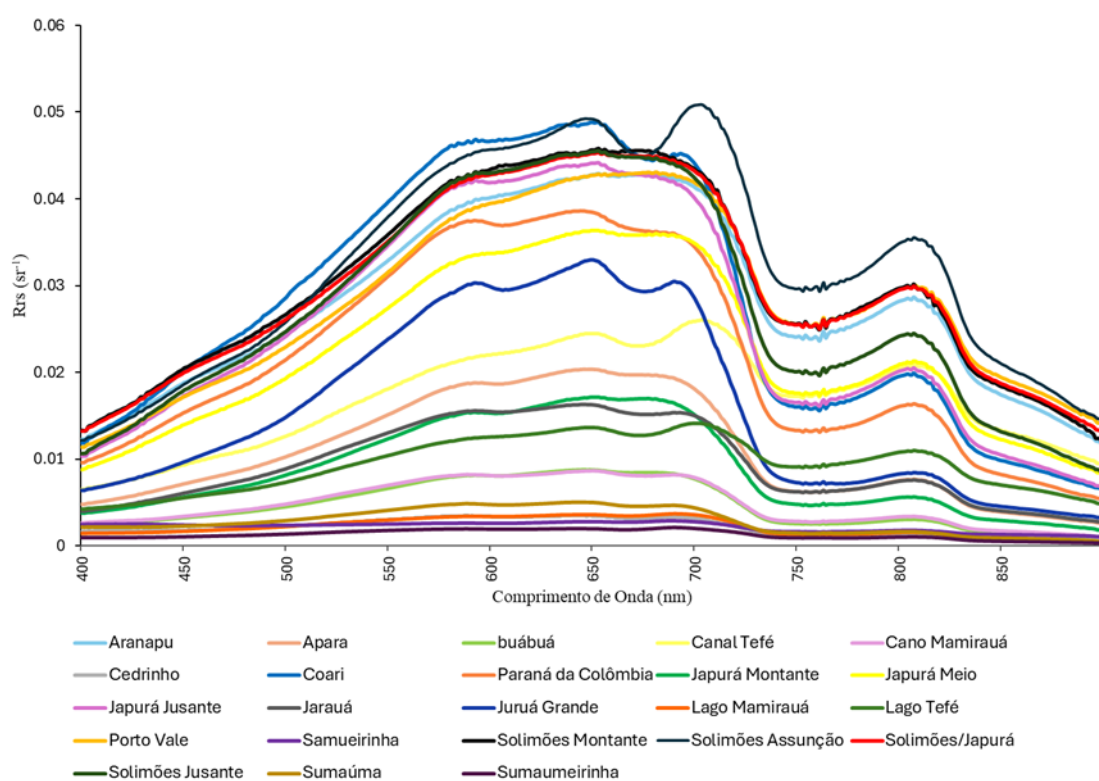
Em relação a valores anuais, o Japurá apresentou CSS média de 64,08 mg/l, variando de 59,22 mg/l no mês de março e 68,06 mg/l no mês de dezembro. O Solimões a montante com valor de 80,95 mg/l, variando de 90,02 no mês de janeiro e 74,90 mg/l no mês de abril. Na jusante, a média anual foi de 81,11 mg/l, com máxima de 92,77 mg/l em janeiro e mínima de 67,65 em maio.

Reflectância de superfície da água

Assinaturas espectrais da superfície da água obtidas por medições radiométricas dos rios Solimões, Japurá e lagos de Mamirauá são apresentados na Figura 28. Estes espectros resultaram em valores elevados de reflectância de sensoriamento remoto (R_{rs}), acima de $0,04 \text{ sr}^{-1}$, nas bandas verde e vermelho a montante e jusante do Solimões, no ponto do rio Solimões próximo à comunidade de Assunção, no encontro das águas dos rios Solimões e Japurá, jusante do rio Japurá, Paraná do Aranapú e Porto Vale.

As águas do Paraná da Colômbia, um canal secundário do rio Japurá, do Juruá Grande e do canal de Tefé, apresentou valores de R_{rs} entre $0,02 \text{ sr}^{-1}$ e $0,04 \text{ sr}^{-1}$. Já os pontos a montante do rio Japurá e nos lagos e canais medidos apresentaram resposta menor que $0,02 \text{ sr}^{-1}$.

Figura 28. Reflectância da água dos rios Japurá e Solimões, lagos e canais da Várzea de Mamirauá.



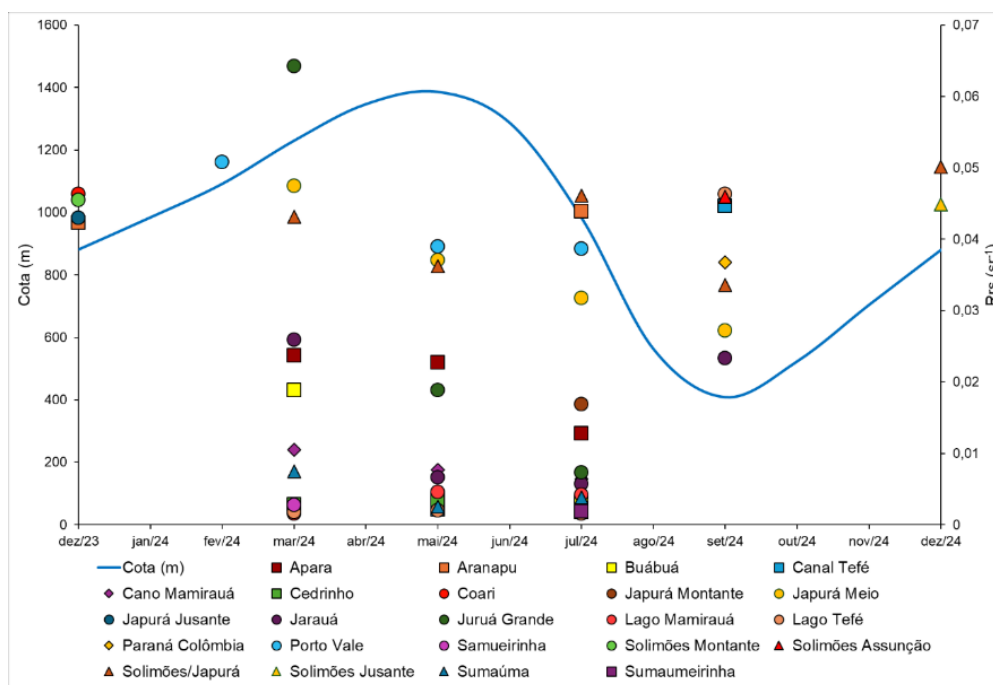
A reflectância das águas na área de estudo no comprimento de onda 665 nm (banda do vermelho) em relação ao regime fluvial do Rio Solimões é apresentada na Figura 29. Ao longo de 2024, a R_{rs} do rio Solimões registrou valores elevados nos diferentes períodos hidrológicos, apresentando pouca variação ($0,045 \text{ sr}^{-1}$). No entanto, sua resposta

foi ligeiramente maior próximo da foz do Japurá, especialmente nos períodos de cheia (0,046 sr⁻¹) e vazante (0,05 sr⁻¹).

No trecho montante do rio Japurá, a Rrs foi baixa no período de vazante (0,017 sr⁻¹). Já no médio curso do rio, houve uma variação espectral significativa na enchente (0,047 sr⁻¹ em março) e moderada na cheia (0,036 sr⁻¹ em maio), vazante (0,038 sr⁻¹ em julho) e seca (0,028 sr⁻¹ em setembro), seguindo o comportamento hidrológico. Nos lagos e canais de Mamirauá, registraram-se valores muito baixos nas seções localizadas no Lago Cedrinho (0,003 sr⁻¹ em março e 0,002 sr⁻¹ em maio), Sumaúma (0,007 sr⁻¹ em março e 0,004 sr⁻¹ em julho) e Sumaumeirinha (0,002 sr⁻¹ em julho). No Lago Buá-buá, a Rrs variou de moderada (0,018 sr⁻¹ em março) a baixa (0,004 sr⁻¹ em julho), mas com um comportamento inverso ao regime hidrológico.

No Paraná Colômbia, registrou-se um valor médio (0,037 sr⁻¹ em setembro), influenciado pela seca histórica de 2024. No Lago Juruá Grande, os valores foram elevados durante a enchente (0,064 sr⁻¹ em março), mas apresentaram uma queda brusca na vazante (0,007 sr⁻¹ em julho).

Figura 29. Relação da reflectância em 665 nm dos rios e lagos da confluência Japurá e Solimões com a cota média mensal do rio Solimões.



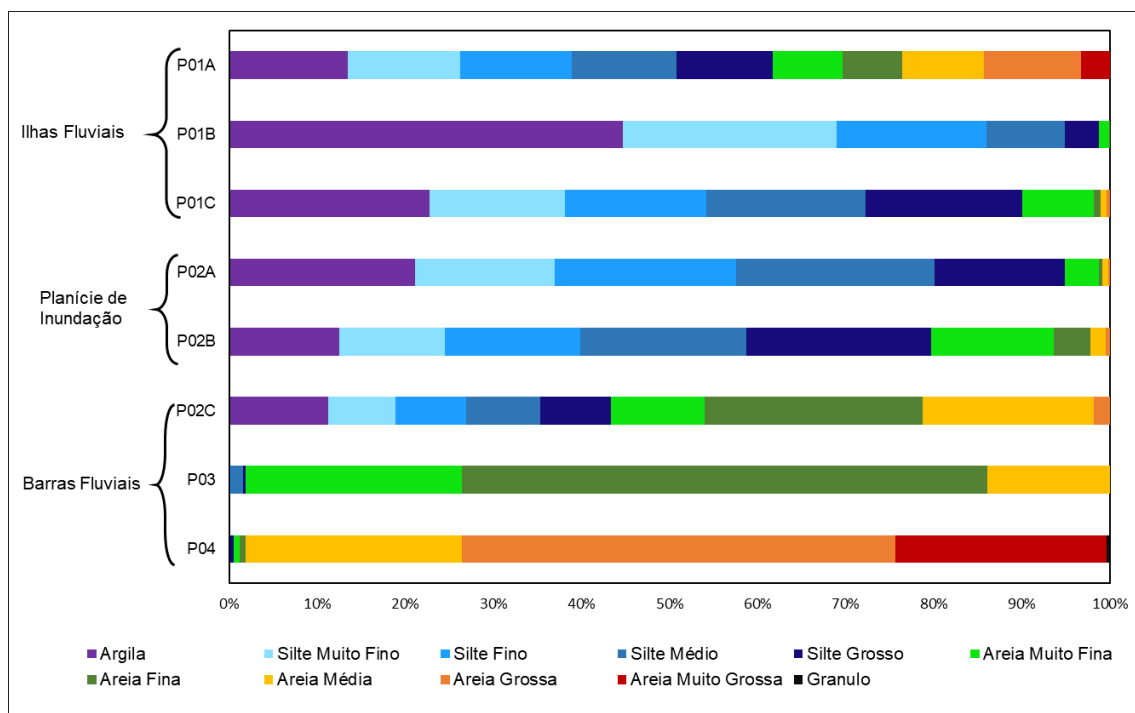
Elaboração: Autora, 2025.

Características Granulométricas dos sedimentos

As ilhas e planície de inundação analisadas da área da confluência têm predominância de material lamoso, com maiores concentrações de argila e silte, e pouco material arenoso (Figura 30). Em todas as amostras do ponto 1 (P01A, P01B e P01C) ocorre uma predominância de material argiloso, que representam 13,43%, 44,66% e 22,75%, respectivamente. No ponto 2, as amostras são determinadas majoritariamente como silte, sendo silte médio para P02A (22,51%), silte grosso para P02B (20,99%).

As barras são constituídas principalmente por areia fina, como pode ser observada no ponto P02C (24,80%) e P03 (59,66%). No ponto 4 (amostra P04) predomina areia média (24,63%), grossa (49,17%) e muito grossa (23,97%).

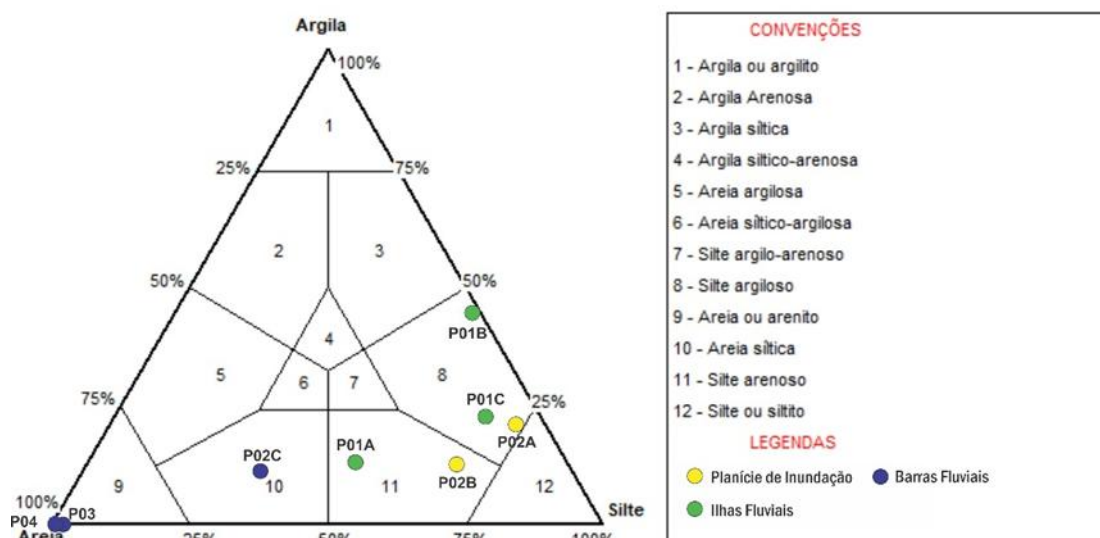
Figura 30. Granulometria das ilhas fluviais, barras e planície de inundação da região da confluência dos rios Japurá e Solimões.



Elaboração: Autora, 2025.

Os sedimentos das ilhas e planície de inundação estão mais próximos da extremidade siltosa do diagrama de Shepard (Figura 31). As ilhas são classificadas como silte argiloso e silte arenoso. A planície de inundação é classificada como silte arenoso e silte argiloso. Para as barras, as amostras P02C, P03 e P04 são classificados como areia, sendo a primeira como areia siltica e as outras como totalmente areia (por estarem no campo extremo de 100% areia).

Figura 31. Diagrama de Shepard (1954) para os sedimentos das ilhas, barras e planície de inundação da região da confluência dos rios Japurá e Solimões.



Elaboração: Autora, 2025.

Análise Estatística dos Sedimentos

Ambientes fluviais podem ser analisados por parâmetros estatisticamente por amostras granulométricas dos sedimentos, relativas à classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose (Tabela 4).

Nas ilhas fluviais, os valores de seleção variam de muito pobremente selecionada a pobremente selecionada, com desvio padrão entre 1,223 e 2,772. A assimetria apresenta valores negativos a aproximadamente simétricos ($-0,3755$ a $0,01054$), sendo classificadas como negativa, muito negativa e aproximadamente simétrica. A curtose varia entre 0,6923 e 0,8925, com todas as amostras classificadas como platicúrticas.

Na planície de inundação, as amostras são classificadas como pobremente selecionadas, com valores de desvio padrão entre 1,6 e 1,839. A assimetria varia de aproximadamente simétrica a positiva ($0,0369$ a $0,1255$). A curtose apresenta valores entre 0,7733 e 0,8633, sendo classificada como platicúrtica em todos os pontos analisados.

Nas barras fluviais, observa-se maior variabilidade nos parâmetros. A seleção varia de muito pobremente selecionada a moderadamente selecionada, com desvio padrão entre 0,6404 e 2,436. A assimetria apresenta ampla variação, entre $-0,1874$ e $0,3682$, sendo classificada como negativa, positiva e muito positiva. A curtose varia de 0,7796 a 1,137, com classificações que variam entre platicúrtica, mesocúrtica e leptocúrtica.

De modo geral, os resultados indicam diferenças granulométricas entre os ambientes analisados, com maior heterogeneidade observada nas barras fluviais em comparação às ilhas e à planície de inundação.

Tabela 4. Seleção, Assimetria e Curtose das amostras de sedimentos das ilhas fluviais, planície de inundação e barras fluviais.

Ambiente Fluvial	Pontos	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação
Ilhas Fluviais	P01A	2.772	Muito Pobremente Selecionado	-0.1171	Negativa	0.7348	Platicúrtica
	P01B	1.223	Pobremente Selecionado	-0.3755	Muito Negativa	0.8925	Platicúrtica
	P01C	1.759	Pobremente Selecionado	0.01054	Aproximadamente Simétrica	0.6923	Platicúrtica
Planície de Inundação	P02A	1.6	Pobremente Selecionado	0.0369	Aproximadamente Simétrica	0.7733	Platicúrtica
	P02B	1.839	Pobremente Selecionado	0.1255	Positiva	0.8633	Platicúrtica
Barras Fluviais	P02C	2.436	Muito Pobremente Selecionado	0.3682	Muito Positiva	0.7796	Platicúrtica
	P03	0.6404	Moderadamente Selecionado	0.2638	Positiva	0.9873	Mesocúrtica
	P04	1.027	Pobremente Selecionado	-0.1874	Negativa	1.137	Leptocúrtica

Elaboração: Autora, 2025.

Balanço hidrossedimentar da confluência

A Tabela 5 apresenta os resultados das concentrações de sedimento suspenso (CSS), da descarga líquida (Q) e da descarga sólida diária (Qs) observadas em diferentes trechos fluviais durante o mês de dezembro de 2023.

O trecho do Solimões apresentou a maior concentração de sedimentos suspensos (262,78 mg/L) e a maior descarga líquida (37.125 m³/s), resultando na maior descarga sólida diária, de 842.893 toneladas por dia. O trecho do Japurá registrou a menor concentração de CSS (83,45 mg/L) e uma descarga líquida intermediária (18.109 m³/s), resultando na menor descarga sólida diária entre os trechos analisados, com 130.567 toneladas por dia.

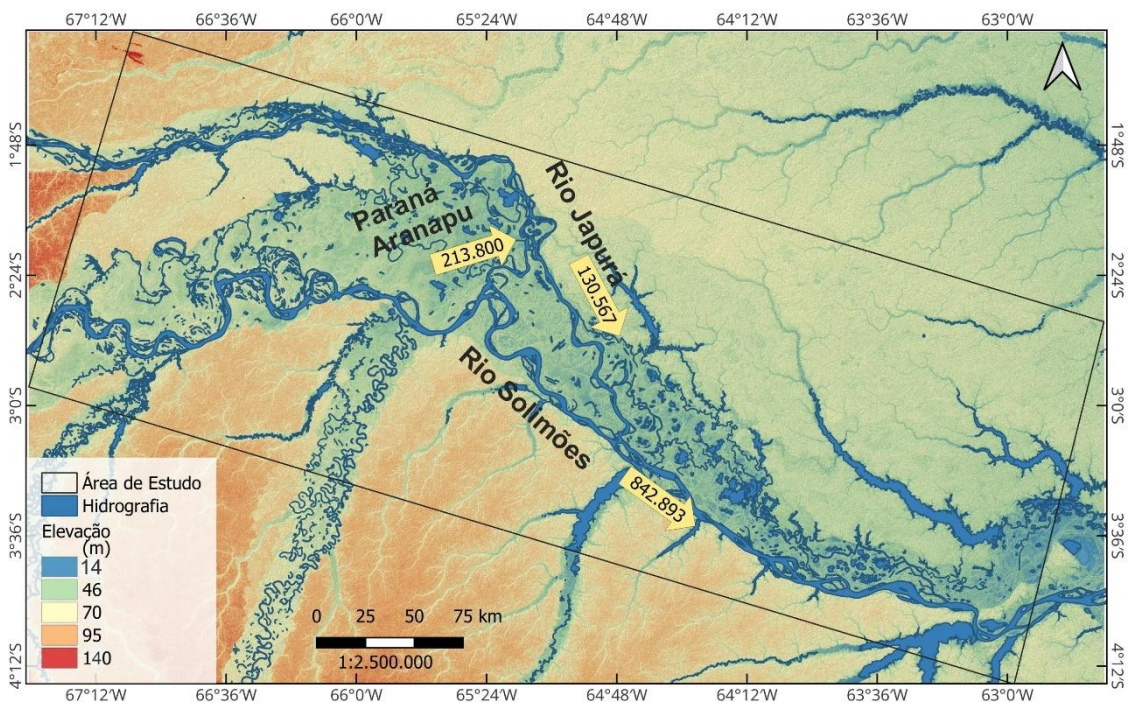
No trecho do Paraná Aranapú, a concentração de CSS foi de 222,49 mg/L, com uma descarga líquida de 11.122 m³/s, resultando em uma descarga sólida diária de 213.800 toneladas por dia. Apesar de apresentar uma concentração de sedimentos próxima à do Solimões, a menor vazão reduz a quantidade total de sedimentos transportados.

Tabela 5. Média das concentrações de sedimentos suspensos (css), descarga líquida (Q), descarga sólida diária (Qs), descarga sólida anual (Qsa) e Produção de sedimentos específicos (Qsp) observados em campo.

Trecho	CSS (mg/l)	Q(m³/s)	Qs (ton.dia ⁻¹)
Solimões	262,78	37.12	842.893
Japurá	83,45	18.11	130.567
Paraná do Aranapú	222,49	11.12	213.800

O mapa da Figura 32 esquematiza o fluxo médio de sedimentos na região da confluência, com base em dados adquiridos em campo durante o período de seca extrema de 2023.

Figura 32. Balanço hidrossedimentar do rio Solimões, Japurá e Paraná Aranapu, com dados obtidos em dezembro de 2023 (valores em ton.dia).



Elaboração: Autora, 2025.

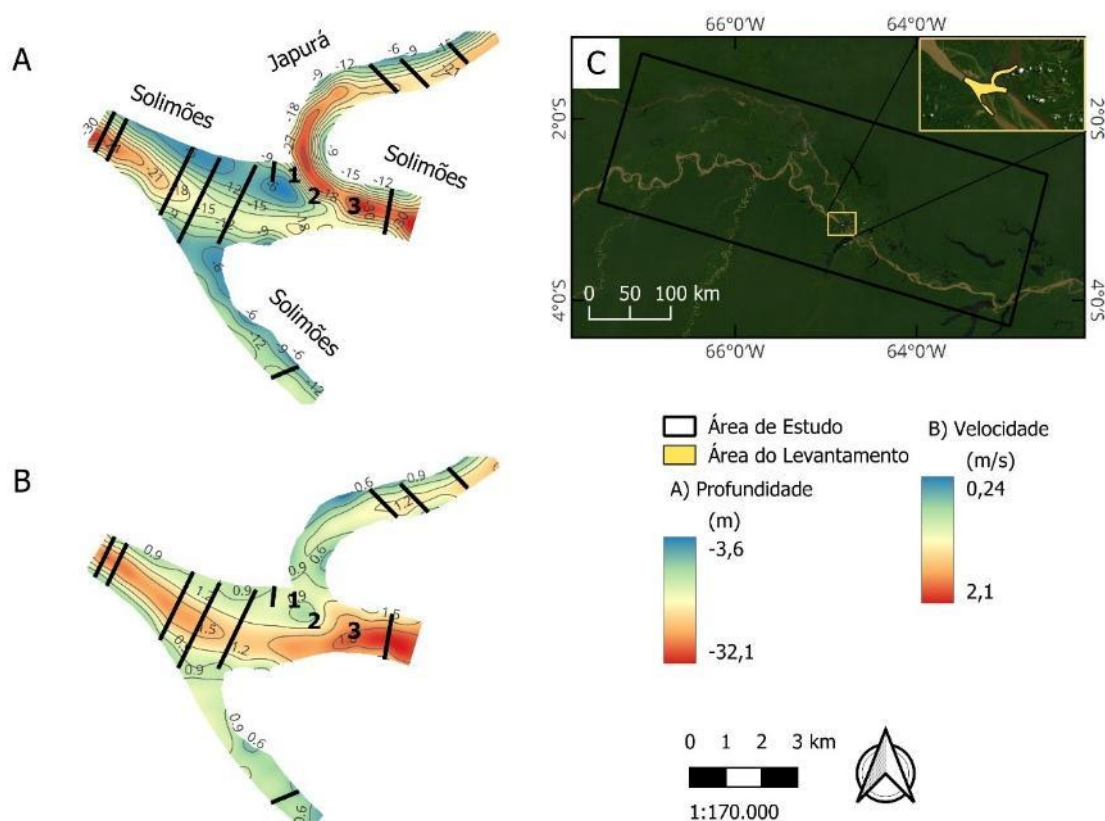
5.2 Morfologia da confluência

Medições batimétricas e hidrométricas permitiram identificar zonas hidrodinâmicas, a partir da profundidade dos canais e velocidade das águas, determinando as características hidrodinâmicas de regiões de confluência. A localização aproximada dessas zonas é apresentada na Figura 33, onde são numeradas como: (1) a zona de estagnação do fluxo; (2) a região de deflexão do fluxo; (3) a região de velocidade máxima do fluxo.

Os mapas de profundidade do rio e velocidade da água indicam que o rio

Solimões é mais profundo na margem direita e região central ($\sim 20\text{--}30\text{ m}$) e mais raso na margem esquerda ($\sim 6\text{ m}$). Apresenta uma zona de talvegue bem definida, com as maiores profundidades no eixo central e trechos profundos próximos à confluência, na margem direita, e com velocidades altas, variando de 1.2 a 1.5 m/s. As margens de menor profundidade têm energia reduzida e são prováveis locais de deposição de sedimento transportado em suspensão. O Rio Japurá é mais profundo e estreito que o Solimões no trecho avaliado, porém apresenta velocidades médias menores e variáveis: velocidades locais aumentam onde o rio é mais estreito e curvilíneo, e diminui na foz, devido ao barramento do Solimões.

Figura 33. Mapa de a) profundidade e b) velocidade da região da confluência dos rios Japurá e Solimões, com destaque na localização das seções transversais de intensidade de retroespalhamento e das características hidrodinâmicas: 1- Zona de estagnação; 2 – região de deflexão; 3 - região de máxima velocidade.



Elaboração: Autora, 2025.

A Figura 34 apresenta uma imagem de satélite da constelação PlanetScope, de dezembro de 2021, caracterizando a morfologia e a zona de fluxo da confluência, evidenciando ser uma confluência em formato assimétrico, com presença de feições fluviais como barras de areia, ilhas fluviais e planície de inundação. Além disso, foi possível identificar uma heterogeneidade lateral de fluxos, marcado por uma leve diferenciação na coloração das águas.

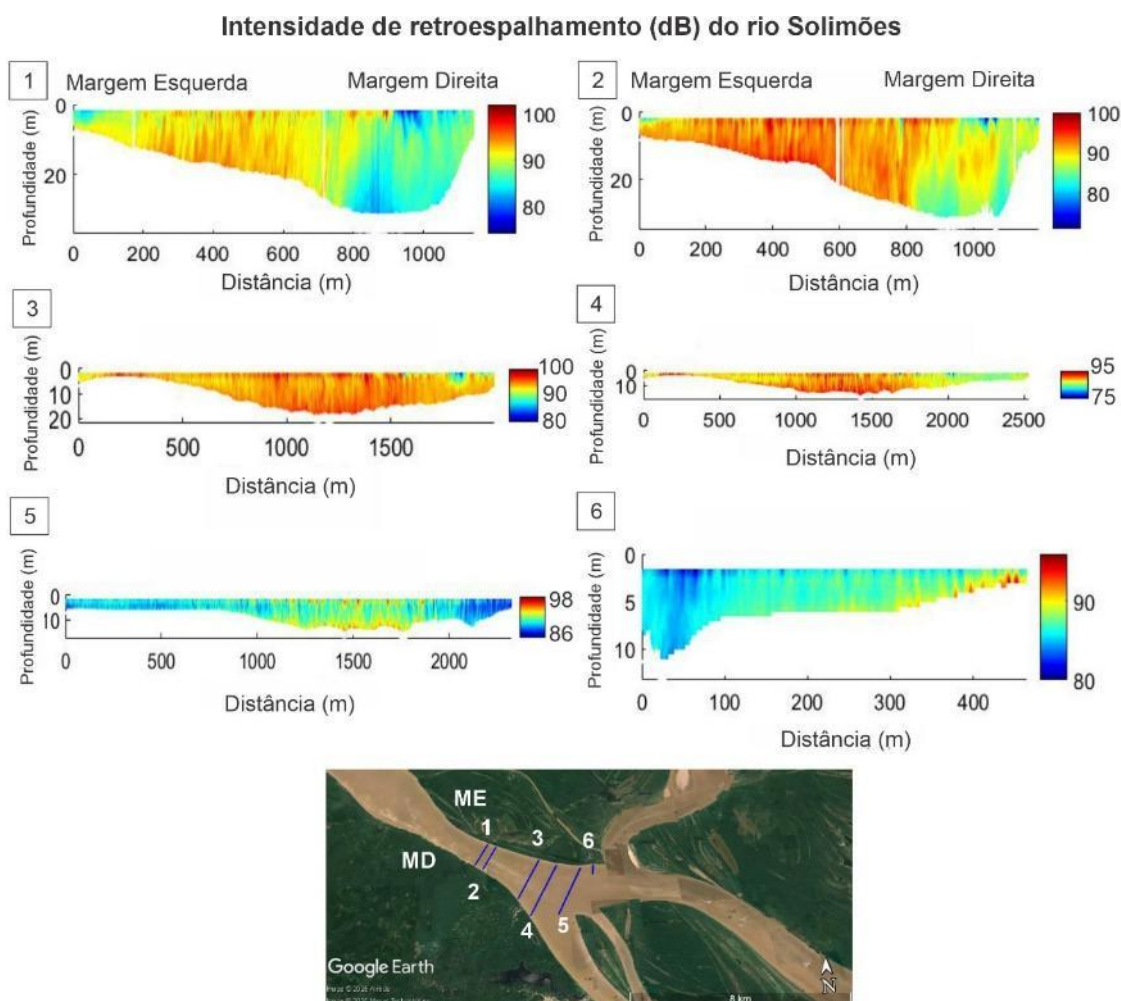
Figura 34. Confluência entre o Rio Japurá e o Rio Solimões, evidenciando barras arenosas ativas (a), ilhas fluviais (b) e planície de inundação com registros de migração lateral (c). Os pontos 1, 2 e 3 indicam zonas de fluxo: zona de estagnação (1), zona de deflexão (2), zona de máxima velocidade (3). Linha tracejada indicando heterogeneidade lateral dos fluxos.



Elaboração: Autora, 2025. Base de dado: PlanetScope, 2025.

Os perfis de retroespalhamento do sinal ADCP pode ser um indicador da distribuição espacial dos sedimentos em suspensão ao longo da coluna d'água. As seções analisadas para essa região foram dispostas de montante para a jusante, no qual os perfis do rio Solimões (Figura 35) mostram elevados valores de retroespalhamento (75-100 dB), característicos de uma alta concentração de sedimentos em suspensão ao longo de quase toda a coluna d'água.

Figura 35. Seções transversais com dados de intensidade de retroespalhamento no rio Solimões.



Elaboração: Autora, 2025.

O Perfil 1 apresenta uma coluna d'água de mais de 20 m de profundidade, com retroespalhamento intenso, especialmente na margem esquerda e centro, onde o rio é mais raso. A forte redução dos valores em direção à margem direita sugere uma zona marginal de menor CSS.

O Perfil 2 mantém os valores altos de retroespalhamento na margem esquerda e parte central, mas apresenta redução de intensidade em direção à margem direita. Esse padrão indica o contraste entre o fluxo principal altamente energético e a margem com menor velocidade, onde a carga em suspensão tende a diminuir. A variação vertical preserva uma mistura eficiente, reforçando que o Solimões mantém sua turbidez mesmo em zonas mais rasas.

O Perfil 3 é caracterizado por retroespalhamento extremamente alto em quase toda a extensão, especialmente no topo da coluna d'água. O padrão indica forte turbulência e elevada concentração de sedimentos finos, compatível com um núcleo de fluxo acelerado.

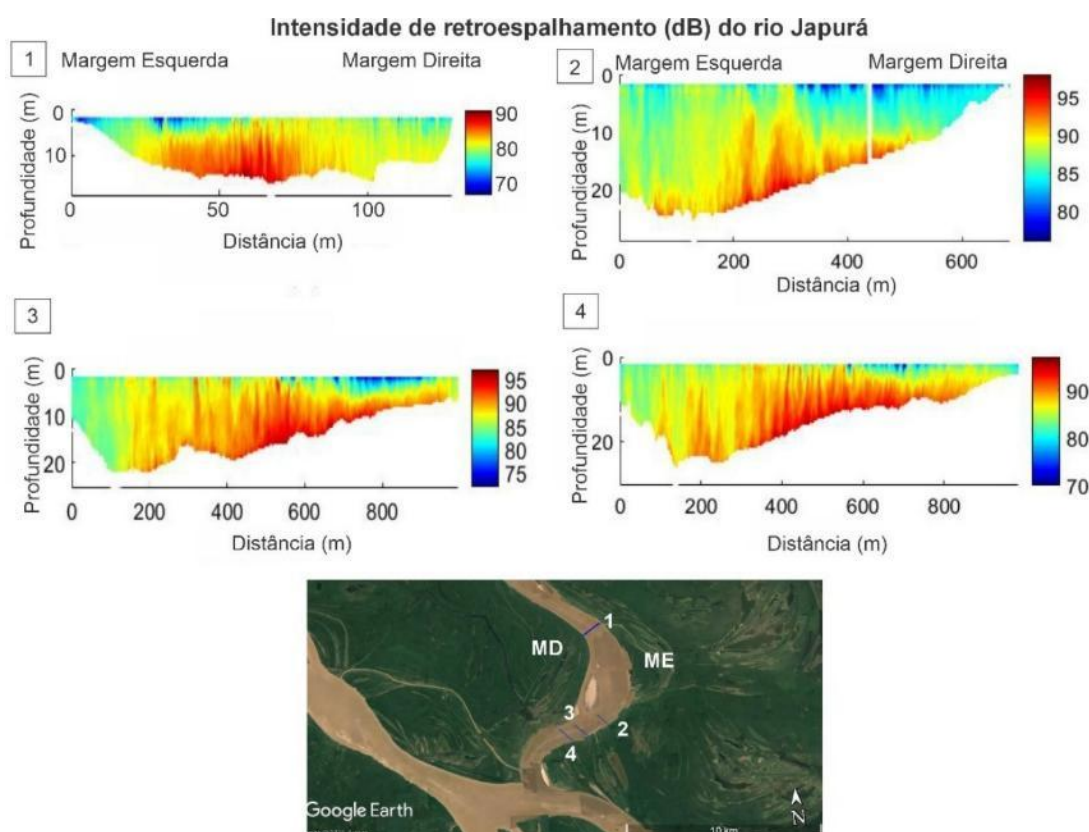
A forma do fundo sugere um trecho onde o talvegue se desloca lateralmente, aumentando a profundidade e intensificando a suspensão.

O Perfil 4 apresenta valores mais baixos de retroespalhamento na margem direita, sugerindo uma zona de menor turbidez ou menor concentração de sedimentos em suspensão. Em direção à margem esquerda, os valores aumentam gradualmente, refletindo a reentrada do fluxo principal do Solimões, onde a energia do escoamento e a carga sedimentar são maiores.

Os Perfis 5 e 6 estão localizados próximos à confluência e apresentam retroespalhamento moderado (~90 dB), menor que os perfis à montante, indicando uma zona de energia reduzida, com profundidade reduzida.

Os quatro perfis apresentados para o rio Japurá (Figura 36) mostram elevados valores de retroespalhamento (70 a ~100 dB), onde plumas de sedimentos se concentram majoritariamente no fundo do leito, além de serem controlados principalmente pela profundidade do canal e pela mistura com as águas do rio Solimões.

Figura 36. Seções transversais com dados de intensidade de retroespalhamento no rio Japurá.



Elaboração: Autora, 2025.

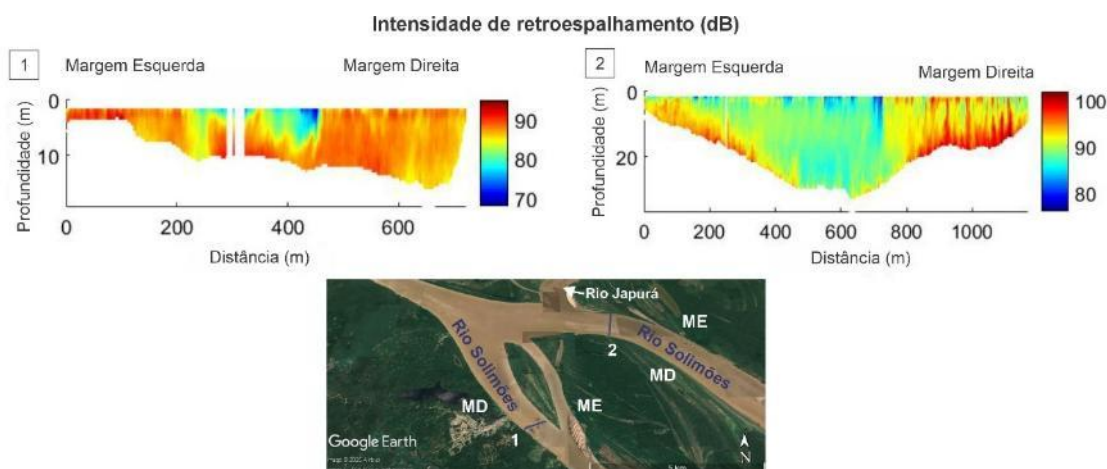
Perfil 1 apresenta valores de retroespalhamento mais baixos na margem direita (zona de menor concentração de sedimentos) com aumento na região central e próximo à margem esquerda, em área de profundidade, indicando uma pluma de sedimentos mais concentrada.

O Perfil 2 apresenta um gradiente bem definido da margem esquerda para a margem direita, em relação à intensidade de retroespalhamento e profundidade do canal. Na margem esquerda, observam-se valores mais elevados de retroespalhamento no fundo do rio, indicando maior concentração de sedimentos. Em contraste, a margem direita apresenta valores mais baixos, sugerindo uma zona de menor carga sedimentar.

Os Perfis 3 e 4 apresentam uma intensidade de retroespalhamento muito elevado em boa parte da coluna d'água. Há uma forte concentração de sedimentos da parte central para a margem direita do canal.

Após a confluência, foram gerados dois perfis de intensidade de retrabalhamento em trechos distintos, onde apenas o perfil da seção 2 tem influência do Japurá (Figura 37). O perfil 1 está localizado no trecho do Solimões abaixo da confluência, mas ainda não interceptando a pluma do Japurá. Nesse trecho, predominam valores altos de retroespalhamento em toda a distribuição lateral, com exceção da parte superficial no centro do canal. O perfil 2, como já interage com as águas do Japurá, apresenta concentração de sedimentos no fundo do rio em áreas marginais, enquanto a região central apresenta uma baixa intensidade de retroespalhamento ao longo da coluna d'água.

Figura 37. Seções transversais com dados de intensidade de retroespalhamento no rio Solimões após a confluência.



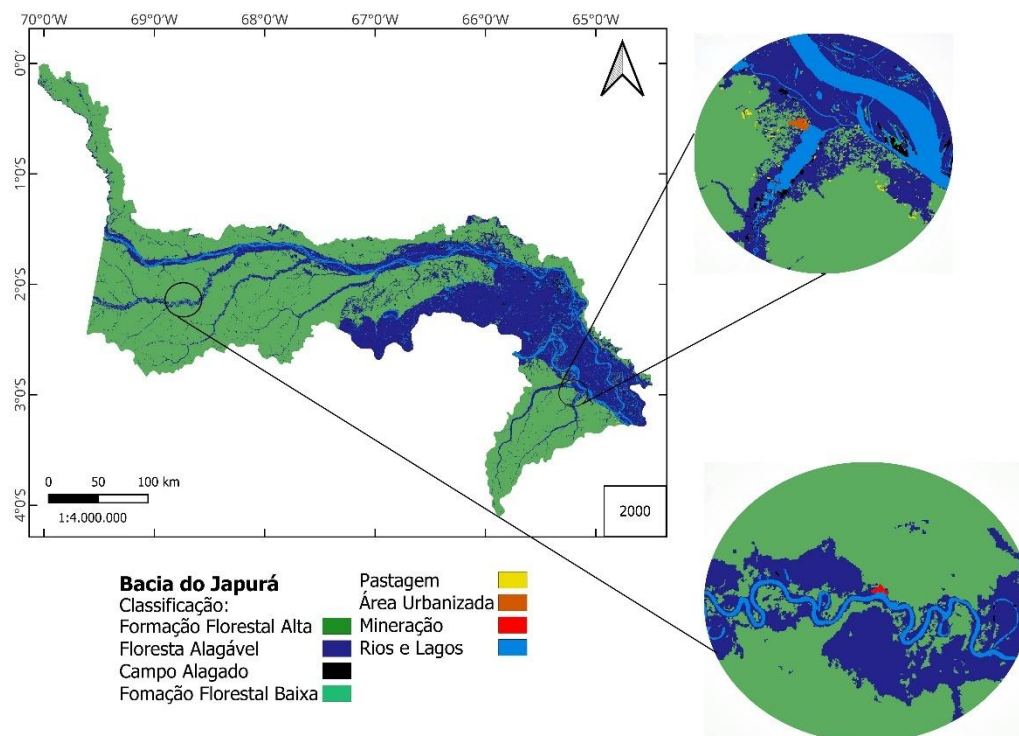
Elaboração: Autora, 2025.

5.3 Transformações da paisagem na bacia do rio Japurá

A análise de mudanças espaciais e temporais do uso e cobertura da terra foi realizada para demonstrar a dinâmica da paisagem da bacia do Japurá em razão do aumento das atividades antrópicas e consequente redução das áreas florestadas entre os anos de 2000 a 2021, com intervalos de cinco anos. Foram consideradas oito classes de uso e cobertura: formação florestal alta; floresta alagável; campo alagado; formação florestal baixa; pastagem; área urbanizada; áreas de mineração; rios e lagos (Figuras 38 e 39).

A bacia hidrográfica do Japurá, segundo dados do Projeto Mapbiomas, abrange aproximadamente 28.122.322 hectares. No ano de 2000 (Figura 38), a distribuição da paisagem era composta por 17% de floresta alta (4.656.076 ha), 8% de florestas alagáveis (2.111.076 ha), 1% de rios e lagos (354.408 ha), 0,0182% de áreas pantanosas (51.207 ha), 0,014% de formação florestal baixa (3.905 ha), 0,009% de áreas de pastagem (2.493 ha), 0,001% de áreas urbanizadas (418 ha) e 15 hectares destinados à mineração.

Figura 38. Distribuição do uso e cobertura da terra na bacia do Japurá para o ano de 2000.



Elaboração: Autora, 2025. Dado: Projeto MapBiomas (2023).

Entre os anos de 2000 e 2005, houve alterações significativas: as áreas alagáveis aumentaram em 14%, as áreas de florestas baixas cresceram 24%, as áreas de pastagem

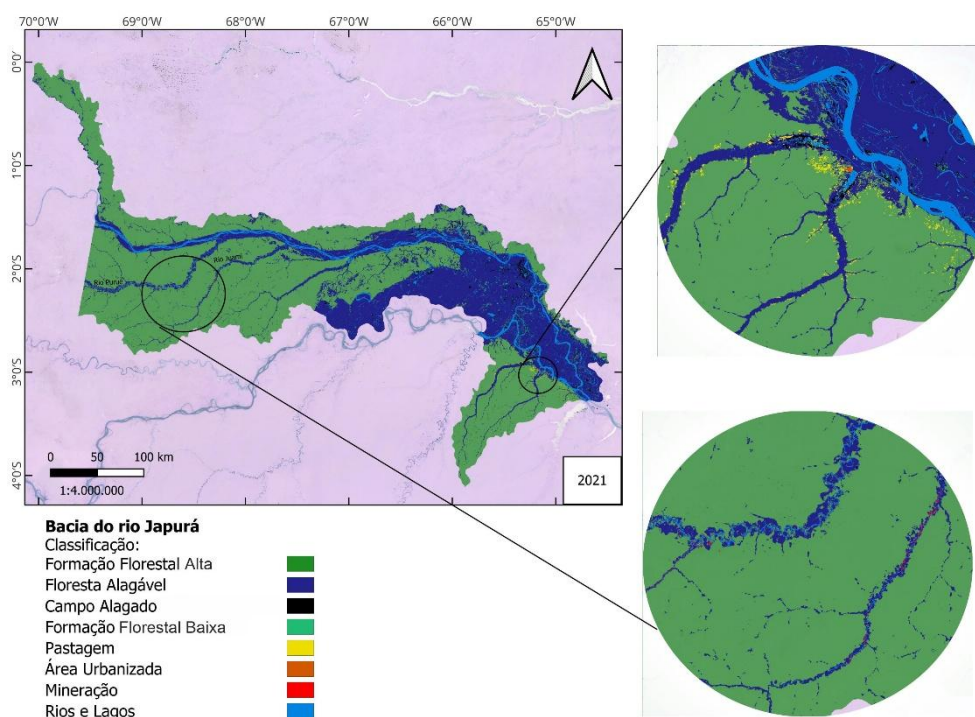
expandiram 115%, as áreas urbanas aumentaram 10% e as áreas de mineração apresentaram um crescimento de 67%.

No período de 2005 a 2010, observou-se um aumento de 6% nas florestas baixas e 9% nas áreas urbanas, enquanto as áreas de pastagem diminuíram em 42%, e as áreas de mineração reduziram-se em 44%.

Entre 2010 e 2015, houve uma redução nas áreas de mineração e campos alagados, com quedas de 14% e 15%, respectivamente. No entanto, as áreas de pastagem tiveram um aumento expressivo de 57%.

Já no intervalo de 2015 a 2021, destacaram-se aumentos marcantes: as áreas de florestas baixas cresceram 234%, as áreas de pastagem expandiram 121%, as áreas urbanas aumentaram 169% e as áreas de mineração apresentaram um crescimento impressionante de 4.525%. Esses aumentos estão evidenciados na Figura 39, que ilustra a paisagem da bacia no ano de 2021.

Figura 39. Distribuição do uso e cobertura da terra na bacia do Japurá para o ano de 2021, com ênfase em áreas com aumento de mudanças antrópicas – áreas de mineração, pastagem e urbanização.

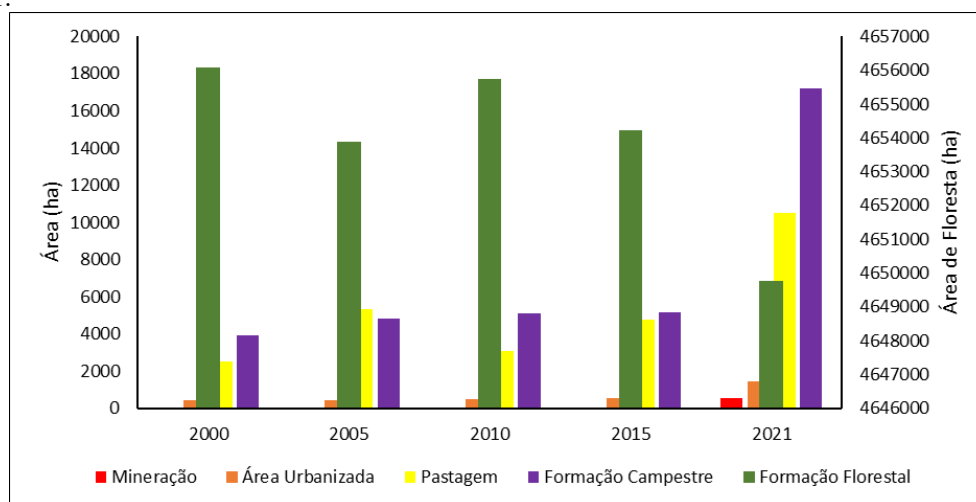


Elaboração: Autora, 2025. Dado: Projeto MapBiomias (2023).

O gráfico na Figura 40 ilustra as alterações registradas para os anos de 2000, 2005, 2010 e 2021. A análise comparativa desses períodos revela uma redução 0,14% de

cobertura florestal, enquanto as formações campestres aumentaram em 341%, as áreas urbanizadas cresceram 243%, as pastagens expandiram 322% e as atividades de mineração tiveram um aumento expressivo de 3.600%. Esses resultados, especialmente os registrados no último intervalo de tempo, evidenciam o impacto significativo das mudanças antrópicas na região ao longo de 21 anos.

Figura 40. Variação temporal do uso e cobertura da terra na bacia da bacia do Japurá entre os anos de 2000 e 2021.

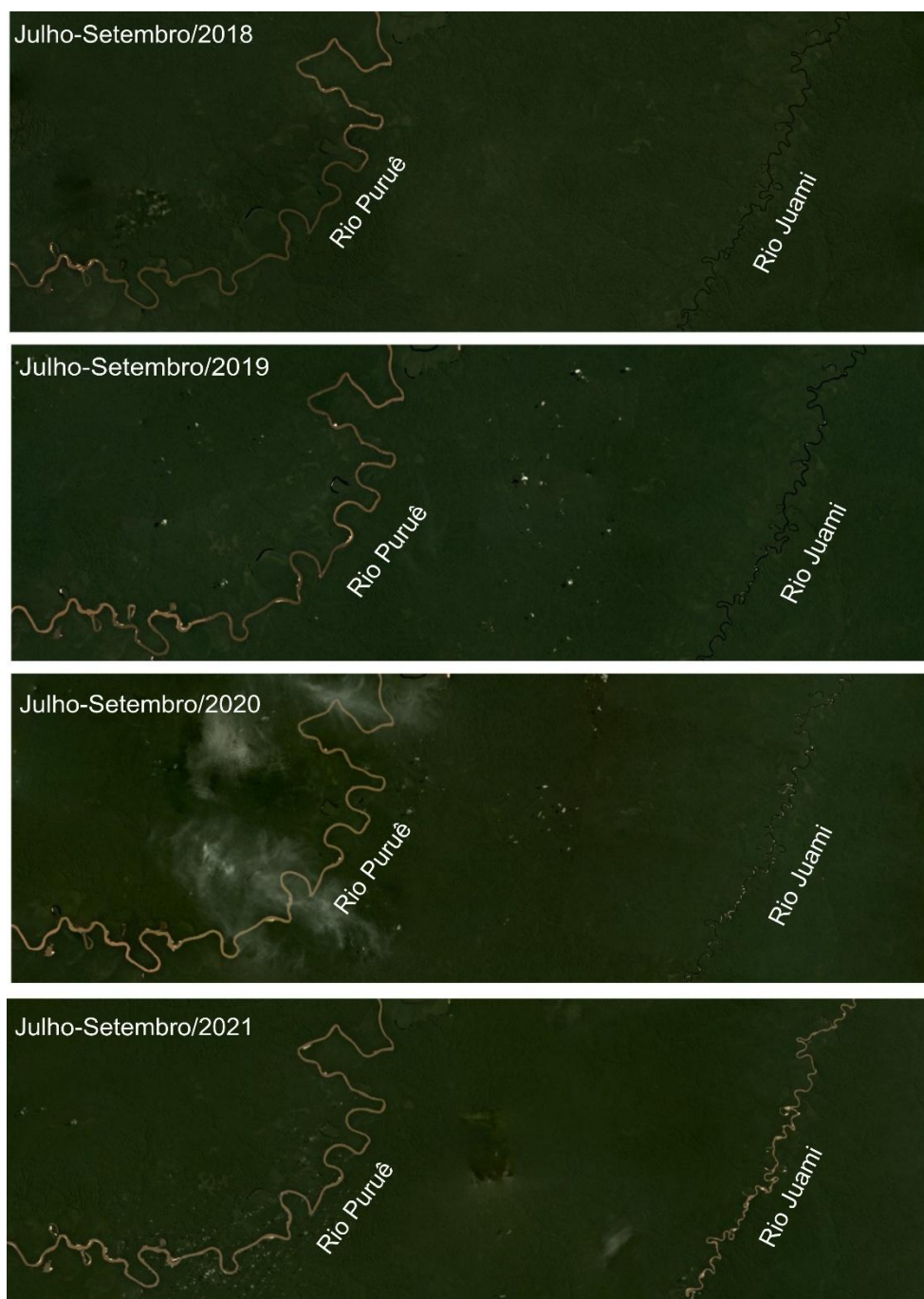


Elaboração: Autora, 2025. Dado: Projeto MapBiomias (2023).

A análise multitemporal das imagens PlanetScope para o mês de julho a setembro nos anos de 2018, 2019, 2020 e 2021, evidencia contrastes marcantes no comportamento hidrossedimentológico dos rios Juami e Puruê (Figura 41), afluentes do rio Japurá, principalmente pela variação na color de suas águas, indicador indireto da carga de sedimentos em suspensão. Essas áreas foram mapeadas pelo MapBiomias e RAISG como zonas de atividade de garimpo aluvial, nos anos de 2020 a 2025 (MapBiomias, 2023 e 2025; RAISG, 2025). A presença do garimpo é relevante para a interpretação dos padrões de cor da água e da concentração de sedimentos em suspensão, uma vez essa atividade intensifica o revolvimento de sedimentos finos e a mobilização de material inconsolidado.

Na Figura 41, o rio Puruê apresenta águas com tonalidade amarelada, típico de água com turbidez mais elevada, para todos os anos analisados. O rio Juami exibe comportamento com mais alteração. Suas águas mantêm tonalidade consistentemente escura nos anos de 2018 e 2019, característica de rios de água preta. Porém, nos anos de 2020 e 2021, esse rio já apresenta uma coloração mais amarelada, indicando um processo de mobilização de carga sedimentar, além de haver maiores processos erosivos das margens no leito.

Figura 41. Análise multitemporal de imagens Planet em relação à coloração das águas dos rios Puruê e Juami, afluentes do rio Japurá, entre julho e setembro para os anos de: A) 2017; B) 2019; C) 2020 e D) 2021.



Elaboração: Autora, 2025. Fonte: PlanetScope, 2025.

6. DISCUSSÃO

6.1 Dinâmica Hidrossedimentar

Este estudo contribui para ampliar o conhecimento sobre a dinâmica hidrossedimentar da região de confluência dos rios Japurá e Solimões, ao integrar análises das propriedades ópticas da água, granulometria de sedimentos obtidas em campo com dados de sensoriamento remoto adquiridos pelo sensor MODIS. Essa abordagem permitiu avaliar a variabilidade espacial e temporal da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) em uma região hidrossedimentológica ainda pouco monitorada.

As assinaturas espectrais derivadas das medições radiométricas realizadas nas águas dos rios Solimões, Japurá e nos lagos da região de Mamirauá apresentaram padrões consistentes com aqueles descritos para grandes rios de águas brancas da Amazônia por Espinoza-Villar et al. (2013) e Marinho (2021). O rio Solimões exibiu os maiores valores de reflectância, enquanto o rio Japurá apresentou valores elevados após a entrada do Paraná Aranapu, refletindo a influência hidrodinâmica e sedimentar desse afluente no sistema principal.

Apesar da ausência de monitoramento contínuo da descarga sólida na bacia do rio Japurá e da escassez de estudos hidrossedimentológicos nessa região, os resultados obtidos corroboram aqueles apresentados por Martinez et al. (2009), Espinoza-Villar et al. (2012) e Fassoni-Andrade e Paiva (2019), demonstrando que a série temporal do sensor MODIS constitui uma ferramenta robusta para o monitoramento da CSS em grandes rios amazônicos.

A comparação dos valores médios de CSS estimados por MODIS para diferentes rios amazônicos (Tabela 6) evidencia que o rio Japurá apresenta concentrações inferiores ($64,08 \text{ mg L}^{-1}$) às reportadas para o rio Madeira (Espinoza-Villar et al., 2012b). Essa diferença pode estar associada à maior contribuição de áreas andinas e à intensa erosão mecânica na bacia do Madeira, enquanto o Japurá drena predominantemente regiões de baixa declividade, com maior cobertura florestal e menor aporte de sedimentos. Na área da confluência, o rio Solimões apresentou valores médios de CSS entre 80 e 81 mg L^{-1} , enquanto em Manacapuru esses valores aumentam para 133 mg L^{-1} , indicando aportes adicionais de sedimentos provenientes de afluentes como o rio Purus (43 mg L^{-1}).

Tabela 6. Informações sobre as concentrações de sedimentos em suspensão (css) em rios de águas brancas e negra na bacia Amazônica.

Rio	Local	CSS (mg L ⁻¹)	Referência
Japurá	Vila Bittencourt	64,08	Este estudo
Solimões	Montante/Confluência Japurá	80,95	Este estudo
Solimões	Jusante/Confluência Japurá	81,11	Este estudo
Solimões	Manacapuru	133	Espinoza-Villar et al. (2018)
Purus	Beruri	43	Santos et al. (2018)
Madeira	Foz	300	Espinoza-Villar et al. (2012b)
Negro	-	5,90	Fassoni-Andrade e Paiva (2019)

Elaboração: Autora, 2025.

O aumento da carga sedimentar a jusante da confluência sugere a ocorrência de processos de erosão marginal e remobilização de sedimentos da planície de inundação. De acordo com Seeger et al. (2004), incrementos de CSS durante o período de seca (quando os solos se encontram mais expostos à ação de agentes intempéricos e apresentam menor estabilidade) podem indicar a contribuição de sedimentos oriundos de áreas-fonte próximas aos cursos d'água, resultando em respostas rápidas na concentração de sedimentos em suspensão. De modo geral, rios de águas brancas, como o Madeira e Solimões, originam-se nos Andes e transportam elevadas cargas sedimentares, enquanto rios de águas negras, como o rio Negro, são caracterizados por baixas concentrações de sedimentos e maior conteúdo de matéria orgânica dissolvida na água.

Os diferentes ambientes deposicionais observados na zona de confluência refletem regimes distintos de energia hidrodinâmica e tempos variados de residência dos sedimentos no sistema fluvial. Conforme descrito por Stevaux e Latrubesse (2017), a carga sedimentar transportada em suspensão pelos rios é composta por uma ampla faixa granulométrica, que varia desde areia fina (transportada como carga de fundo) até partículas mais finas, como silte e argila, transportadas em suspensão e depositadas sob condições de baixa energia.

O tipo e a configuração dos depósitos fluviais dependem diretamente do tempo de permanência do sedimento no sistema antes de sua deposição final, resultando na formação de barras arenosas, ilhas fluviais, planícies de inundação, formas de leito e terraços fluviais. Na área de estudo, destacam-se barras arenosas constituídas majoritariamente por areia fina, bem como ilhas fluviais e planícies de inundação compostas por silte, com frações de argila e areia.

Dessa forma, as barras arenosas indicam ambientes de maior energia e deposição relativamente rápida, ou seja, alta dinâmica e retrabalhamento, enquanto as ilhas fluviais e as planícies de inundação refletem condições de menor energia, maior tempo de residência do sedimento e deposição gradual. Nesse contexto, a incorporação de análises granulométricas detalhadas de dentro do leito, aliadas a dados hidrodinâmicos e de sensoriamento remoto, permitiria identificar padrões espaciais de distribuição dos sedimentos, diferenciar fontes sedimentares e avaliar a contribuição relativa da carga de fundo e da carga em suspensão, especialmente em ambientes com hidrodinâmica complexa, como em confluências de canais.

6.2 Padrões sedimentares

A relação com a concentração de sedimentos suspensos (CSS), turbidez, profundidade e coloração da água demonstraram que parte da carga sedimentar detectada *in situ* pode estar associada não apenas a fatores naturais relacionados à regimes hidrológicos e erosão das margens, mas também ao incremento antrópico promovido pelas frentes de garimpo aluvial e mudanças na cobertura da terra. O acoplamento dos dados analisados sugere que essas atividades contribuem para aumentar a disponibilidade de sedimentos finos na bacia, modulando tanto a distribuição vertical quanto lateral da suspensão ao longo do canal do Japurá.

Os resultados dos dados do MapBiomas para o período de 2000 a 2021 apontaram alteração da paisagem em decorrência do uso e ocupação antrópica, reduzindo a cobertura florestal e aumentando áreas urbanizadas, de pastagens e atividades de mineração.

A análise multitemporal da cor das águas dos rios Juami e Puruê entre 2018 e 2021 indica mudanças significativas nos padrões de turbidez e na distribuição de sedimentos em suspensão em diferentes anos. As imagens de satélite analisadas demonstram que a tonalidade das águas do Juami apresenta variação espacial e temporal marcante, onde os dois últimos anos apresentaram coloração mais clara, indicando momentos de turbidez acentuada. Essa variabilidade pode estar relacionada tanto ao regime natural de cheias quanto a condições locais de erosão de margens e remobilização de sedimentos de fundo causados pela atividade garimpeira no local.

O processamento de dados provenientes de imagens MODIS, complementados com informações de CSS e de reflectância *in situ*, apoia na construção de cenários explicativos sobre a dinâmica dos fluxos de água e sedimentos em suspensão na região, bem como, os impactos causados por garimpos ilegais sobre o transporte de sedimentos nos rios e na compreensão hidrológica deste grande hidrossistema da bacia amazônica.

7. CONCLUSÕES

A análise integrada da dinâmica hidrossedimentar na confluência dos rios Japurá e Solimões, ao longo de 21 anos, permitiu compreender de forma abrangente os processos que controlam o transporte de sedimentos suspensos em um trecho central da Bacia Amazônica. A combinação de dados de campo, análises granulométricas, hidrológica e batimétrica, além do uso de sensores remotos, demonstrou-se ser capaz de captar a variabilidade espacial e temporal do sistema, especialmente em uma região que carece de monitoramento.

Os resultados revelaram que o rio Solimões apresenta maiores concentrações de sedimentos suspensos, especialmente durante os períodos de enchente, refletindo seu caráter de rio de águas brancas com forte influência andina. O rio Japurá, embora contribua de forma significativa para o balanço sedimentar após a confluência, apresenta comportamento distinto, marcado por sedimentos transportados principalmente no fundo do canal e controladas pela profundidade e pela entrada de águas do Solimões. Além disso, evidenciou-se o papel do Paraná Aranapú como importante canal de transferência de água e sedimentos, reforçando sua relevância na conectividade hidrossedimentar na Reserva Mamirauá.

A confluência apresenta padrão assimétrico, com heterogeneidade lateral de fluxos e leve diferenciação na coloração das águas, além de feições fluviais bem desenvolvidas, como barras de areia, ilhas fluviais e planície de inundação.

As análises granulométricas mostraram predomínio de sedimentos lamosos (silte e argila) nas ilhas fluviais e planícies de inundação, enquanto as barras apresentam maiores frações arenosas, refletindo a dinâmica diferenciada de deposição. A análise dos parâmetros granulométricos evidenciou diferenças significativas entre os ambientes fluviais estudados.

As ilhas e a planície de inundação apresentam sedimentos predominantemente pobremente a muito pobremente selecionados, com curtose platicúrtica e assimetria variando de negativa a positiva, indicando deposição sob baixa energia e elevada heterogeneidade granulométrica. As barras fluviais demonstram maior variabilidade na

seleção, assimetria e curtose, incluindo ocorrências mesocúrticas e leptocúrticas, o que reflete maior dinamismo hidráulico e alternância na competência do fluxo.

A análise do retroespalhamento do sinal ADCP indicou que o rio Solimões concentra as maiores profundidades e velocidades no eixo central e na margem direita, mantendo elevada competência de transporte, enquanto suas margens mais rasas configuram ambientes de menor energia e deposição. O rio Japurá, embora mais estreito e relativamente profundo, apresenta velocidades médias inferiores e sofre redução significativa de energia na foz, em função do barramento hidráulico imposto pelo Solimões.

A avaliação multitemporal da paisagem evidenciou mudanças expressivas nas duas últimas décadas, com redução da cobertura florestal e expansão de áreas de pastagem e garimpo. As alterações na coloração da água nas áreas de atividade garimpeira e o aumento da turbidez em determinados trechos confirmam a intensificação de impactos antrópicos na bacia, em consonância com estudos recentes que apontam a crescente pressão humana sobre os rios amazônicos.

De modo geral, o estudo demonstrou que a integração entre dados de campo e por sensoriamento remoto são eficientes para compreender sistemas fluviais complexos, como a confluência dos rios Japurá e Solimões. Os resultados obtidos contribuem para o avanço do conhecimento hidrossedimentar do Rio Japurá, auxiliando na identificação de fatores naturais e antrópicos que influenciam o regime de sedimentos suspensos e fornecendo elementos para futuras ações de monitoramento, gestão e conservação desses ambientes.

Ressalta-se a necessidade de realiza monitoramentos hidrológicos e do transporte de sedimento suspenso de forma contínua, tanto em estações in situ e remotamente para melhor avaliação do balanço de fluxo sedimentar e analisar os impactos de eventos climáticos extremos e das atividades antrópicas.

Embora os resultados obtidos apresentem consistência, a ausência de medições contínuas de descarga sólida limita a quantificação precisa dos fluxos sedimentares, reforçando a necessidade de futuras campanhas de campo que integrem dados hidrossedimentológicos diretos e produtos de sensoriamento remoto.

REFERÊNCIAS

- ANA - A.N. de Á. 2018. HidroSat - Monitoramento Hidrológico por Satélite. Acessado em: 23set2023, através do link < <http://hidrosat.ana.gov.br/>>.
- ANDERSON, L.O.; LATORRE, M.L.; SHIMABUKURO, Y.E.; ARAI E.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. de. Sensor Modis: Uma Abordagem Geral. INPE, São José dos Campos-SP. 10131-RPQ/752. 2003.
- ANTAQ - AGÊNCIA NACIONAL DE TRANSPORTE AQUAVIÁRIOS (ANTAQ). Caracterização da oferta e demanda do transporte fluvial de passageiros na região amazônica. Brasília. 2013.
- ARMIJOS, E.; CRAVE, A.; VAUCHEL, P.; FRAIZY, P.; SANTINI, W.; MOQUET, J. S.; AREVALO, N.; CARRANZA, J.; GUYOT, J. L. Suspended sediment dynamics in the Amazon River of Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 44, p. 75–84, 2013.
- ARMIJOS, M. F.T., HOMEIER, J.; MUNT, D.D. Spatio-temporal analysis of the human footprint in South Ecuador: Influence of human pressure on ecosystems and effectiveness of protected áreas. *Applied Geography*, Vol. 78. 2017. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2016.10.007>.
- ARMIJOS, E., CRAVE, A., ESPINOZA, J. C., FILIZOLA, N., ESPINOZA-VILLAR, R., AYES, et al. Rainfall control on Amazon sediment flux: Synthesis from 20 years of monitoring. *Environmental Research Communications*, 2(5), 051008. 2020. <https://doi.org/10.1088/2515-7620/ab9003>
- ASHMORE, P. E. Anabranch confluence kinetics and sedimentation processes in gravel-braided streams. In: BEST, J. L.; BRISTOW, C. S. *Braided Rivers*. v. 75, p. 129-146. 1993.
- BALSAMO, G., ALBERGEL, C., BELJAARS, A., BOUSSETTA, S., BRUN, E., CLOKE, H., et al. ERA-Interim/Land: A global land surface reanalysis data set. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1), 389–407. 2015. <https://doi.org/10.5194/hess-19-389-2015>
- BARBOSA, C.C.F; NOVO, E.M.L.M.; MARTINS, V.S. Introdução ao Sensoriamento Remoto de Sistemas Aquáticos. In: *Princípios Físicos do Sensoriamento Remoto Aquático*. 1ª edição. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos. 161p. 2019.
- BARKER, J.L.; HARDEN, M.K.; ANUTA, E.A.; SMID, J. E HOUGHT, D. MODIS spectral sensitivity study: requirements and characterization. Washington: Nasa, Oct, 84p. 1992.
- BEST, J.L. Flow dynamics at river channel confluences: Implications for sediment transport and bed morphology. In: ETHERIDGE, F. G.; FLORES, R. M.; HARVEY, M. D. *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. v. 39, p. 27-35 (17). 1987.
- BEST, J. L. Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. *Sedimentology*, v. 35, p. 481-498. 1988.
- BEST, J.L.; ROY, A.G. Mixing-layer distortion at the confluence of channels of different depth. *Nature*, v. 350, p. 411-413, 1991.
- BEST, J. Anthropogenic stresses on the world's big rivers. *Nature Geoscience*, v. 12, n. 1, p. 7–21, jan. 2019.

BEZERRA, P. E. Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica), Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2003.

BIRON, P.; DE SERRES B.; ROY, A. G.; BEST, J. L. Shear layer turbulence at an unequal depth channel confluence. In: CLIFFORD, N. J.; FRENCH, J. R.; HARDISTY, J. Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport. p. 197-213. 1993.

BIRON P.; BEST, J. L.; ROY, A. G. Effects of bed discordance on flow dynamics at open channel confluences. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 122, p. 676-682, 1996.

BOUCHEZ, J.; LAJEUNESSE, E.; GAILLARDET, J.; FRANCE-LANORD, C.; DUTRA-MAIA, P.; MAURICE, L. Turbulent Mixing in the Amazon River: The Isotopic Memory of Confluences. *Earth and Planetary Science Letters* 290 37-43. 2010.

BOYER, C.; ROY, A. G.; BEST, J. L. Dynamics of a river channel confluence with discordant beds: Flow turbulence bed load sediment transport and bed morphology. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, v. 111, F04007, DOI:10.1029/2005JF000458, 2006.

BRASIL. 2013. Lei nº 12.815, de 5 de junho de 2013. Institui o Programa Nacional de Dragagem Portuária e Hidroviária. Acessado em: 25set2023, através do link: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_Ato2011-2014/2013/Lei/L12815.htm#art76>.

BRICAUD, A; SATHYENDRANATH, S. Spectral signatures of substances responsible for the change in ocean colour. In *Signatures Spectrals d'objects en Tkldkction*. (Versailles: INRA Publications), pp. 41-56. 1981.

BRISTOW, C. S.; BEST, J. L.; ROY, A. G. Morphology and facies models of channel confluences. In: MARZO. M.; PUIGDEFABREGAS. C. *Alluvial Sedimentation*. v. 17, p. 91-100. 1993.

CAMARGO, M.G. SysGran: Um Sistema de Código Aberto para Análises Granulométricas do Sedimento. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 2, pp. 371-378, 2006.

CAPUTO, M.V; RODRIGUES, R; VASCONCELOS, D.N.H. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, SBG, v. 3, p. 35-46. 1972.

CAPUTO, M.V. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. University of California Santa Barbara. Tese de Doutorado. 586 p. 1984.

CAPUTO, M.V. Arco Purus e Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 2(1), p. 114. 1988.

CARMO, M. R. do. Análise morfotectônica da região entre Tefé e Coari, Amazonas. Dissertação (Mestre em Geociências) Manaus, AM: UFAM. 2010.

CHAPMAN, D. *Water Quality Assessments-A Guide to Use of Biota, Sediments and Water in Environmental Monitoring*. Second Edition. London, 651p. 1992.

CHARLTON, R. *Fundamentos da geomorfologia fluvial*. New York: Routledge, 2007.

CONSTANTINE, J. A.; DUNNE, T.; AHMED, J.; LEGLEITER, C.; LAZARUS, E.D. Sediment supply as a driver of river meandering and floodplain evolution in the Amazon Basin. *Nature Geoscience*, vol 7. 2014. DOI: 10.1038/NGEO2282

COPERNICUS. Acerca do Copernicus. 2025. Disponível em: <https://www.copernicus.eu/pt-pt/acerca-do-copernicus> Acesso em: 12out2025.

CORREA, S. W., PAIVA, R. C. D. DE, ESPINOZA, J. C., & COLLISCHONN, W. Multi-decadal hydrological retrospective: Case study of Amazon floods and droughts. *Journal of Hydrology*, 549, 667–684. 2017. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.019>

CORRÊA, I.C.S. O sensoriamento remoto e os riscos naturais e ambientais. Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS/Porto Alegre: CECO/DPGEO/IGEO/UFRGS, 179 f. 2025. ISBN: 978-65-01-28979-3

COSTA, R.C.R.; NATALI-FILHO, T.; OLIVEIRA, A.A.B. Geomorfologia. Folha SA.20 Manaus. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20 Manaus: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p.165-244. (Levantamento de Recursos Naturais, 18). 1978.

CUNHA, P.R.C.; MELO J.H.G.; SILVA O.B. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 15(2): 227-251. 2007.

DE-PAULA, V. G.; LAMAS-CORRÊA, R.; TUTUNJI, V. L. Garimpo e mercúrio: impactos ambientais e saúde humana - doi: 10.5102/ucs.v4i1.25. *Universitas: Ciências da Saúde*, v. 4, n. 1, p. 101–110, 2006.

DIJKSHOORN, J.A; HUTING, J.R.M.; TEMPEL, P. Update of the 1:5 million Soil and Terrain Database for Latin America and the Caribbean (SOTERLAC, ver. 2.0). Report 2005/01, ISRIC - World Soil Information, Wageningen. 2005. https://isric.org/sites/default/files/isric_report_2005_01.pdf

DOXARAN, D., FROIDEFOND, JM, CASTAING, P. Razão de bandas de reflectância usada para estimar concentrações de matéria suspensa em águas costeiras dominadas por sedimentos. *Internacional J. Sensor Remoto* 23 (23), 5079–5085. 2002.

DUANE, D.B. Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 864-874. 1964.

DUNNE, T.; MERTES, L.A.K.; MEADE, R.H.; RICHEY, J.E.; FORSBERG, B.R. Exchanges of sediment transport between the floodplain and channel of the Amazon River in Brazil. *geological society of America bulletin* 110(4):450-467. 1998.

EIRAS, J.F.; BECKER C.R.; SOUZA E.M.; GONZAGA F.G.; SILVA J.G.F.; DANIEL L.M.F.; MATSUDA N.S.; FEIJÓ F.J. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1): 17-45. 1994.

EMBRAPA. SANTOS, H.G. DOS; ZARONI, M.J.; CLEMENTE, E. de P. Embrapa Solos. 2021. Disponível em: < <https://www.embrapa.br/agencia-de-informacao-tecnologica/tematicas/solos-tropicais/sibcs/chave-do-sibcs/neossolos/neossolos-fluvicos> >. Acesso em: 16 Ago. 2025.

EMBRAPA TERRITORIAL. Satélites de Monitoramento. Campinas, 2018. Disponível em: < <https://www.embrapa.br/satelites-de-monitoramento> >. Acesso em: 12 Fev. 2026.

ENGESAT. Planet. 2025. Disponível em: <https://www.engesat.com.br/imagem-de-satelite/planetscope/>. Acesso em: 13out2025.

- ESA - European Space Agency. 2022. Disponível em: https://dataspace.copernicus.eu/sites/default/files/media/files/2024-06/geo1988-copernicusdem-spe-002_producthandbook_i5.0.pdf. Acesso em: 12out2025.
- ESA - European Space Agency. 2022. Disponível em: <https://earth.esa.int/eogateway/catalog/planetscope-full-archive> . Acesso em: 12 Dez 2025.
- ESPINOZA, J.C.; RONCHAIL, J. GUYOUT, J.L.; COCHONNEAU, G.; FILIZOLA, N.; LAVADO, W.; OLIVEIRA, E. de.; POMBOSA, R.; VAUCHEL, P. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, v. 29, n. 11, p. 1574–1594, set. 2009.
- ESPINOZA-VILLAR, R.; MARTINEZ, J.M.; GUYOT, J.L.; FRAIZY, P.; ARMIJOS, E.; CRAVE, A.; LAVADO, W. The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. *J. Hydrol.* 444, 221–228. 2012.
- ESPINOZA-VILLAR, R.E., MARTINEZ, J.-M., LE TEXIER, M., GUYOT, J.-L., FRAIZY, P., MENESES, P.R., OLIVEIRA, E. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *J South Am. Earth Sci.*, v. 44, pp. 45–54, 2013.
- ESPINOZA-VILLAR, R.; MARTINEZ, J.M.; ARMIJOS, E.; ESPINOZA, J.C.; FILIZOLA, N.; DOS SANTOS, A. Bram Willems; Pascal Fraizy; William Santini; Philippe Vauchel. Spatio-temporal monitoring of suspended sediments in the Solimões River (2000–2014). *Comptes Rendus. Géoscience, Rivers of the Andes and the Amazon Basin: Deciphering global change from the hydroclimatic variability in the critical zone*, Volume 350 no. 1-2, pp. 4-12. 2017.
- FASSONI-ANDRADE, A.C.; PAIVA, R.C.D. de. Mapping spatial-temporal sediment dynamics of river-floodplains in the Amazon, *Remote Sensing of Environment*, v. 221, p. 94-107. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.10.038>
- FIGUEROA, S. N., & NOBRE, C. A. Precipitation distribution over Central and Western Tropical South America. *Climanálise*, 6, 36–40. 1990.
- FILIZOLA, N. P. et al. The Rio Negro and Rio Solimões confluence point – hydrometric observations during the 2006/2007 cycle. Em: *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*. Santa Fe: Taylor & Francis Group. p. 1003–1006. 2009.
- FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, n. 4, p. 566–576, 1 dez. 2011.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27(1): 2-26. 1957.
- FRIEDMAN, G. M. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 327-354. 1967.
- GIBBS, R. J. Amazon rivers: environmental factors that control its dissolved and suspended load. *Science*, vol. 156, p. 1734 –1737, 1967.
- GORDON, H. R. Mie theory of light scattering by ocean particulates. In *Suspended Solids in Water*, edited R. J. Gibbs (New York: Plenum Press), pp. 73-86. 1974.
- GUALTIERI, C. et al. Bedform Morphology in the Area of the Confluence of the Negro and Solimões-Amazon Rivers, Brazil. *Water*, v. 12, n. 6, p. 1630, 6 jun. 2020.

HOLYER, R. J. Towards universal multispectral suspended sediment algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 7,323-338. 1978.

IANNIRUBERTO, M. et al. A field study of the confluence between Negro and Solimões Rivers. Part 2: Bed morphology and stratigraphy. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 350, n. 1–2, p. 43–54, jan. 2018.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. IBGE atualiza Mapa da Amazônia Legal. Acessado em 23set2023, através do link: <<https://agenciadenoticias.ibge.gov.br/agencia-sala-de-imprensa/2013-agencia-de-noticias/releases/28089-ibge-atualiza-mapa-da-amazonia-legal>>.

JUNK, W.J. The Central Amazon river floodplain: concepts for the sustainable use of its resources. In: JUNK, Wolfgang J.; OHLY J. J.; PIEDADE, M. T. F; SOARES, M. G. M. (Ed.). *The Central Amazon Floodplain: actual use and options for a sustainable management*. Leiden: Bachhuys Publishers, 2000.

JUSTICE, C.O.; VERMOTE, E.; TOWNSHEND, J. R.G.; DEFRIES, R.; ROY, P.D; HALL, D.K, SALOMONSON, V.; PRIVETTE, J.L.; RIGGS, G.; STRAHLER, A.; LUCHT, W.; MYNENI, B; KNYAZIKHIN, Y.; RUNNING, W.S.; NEMANI, R.R.; WAN, Z.; HUETE, A.R.; LEEUWEN, W.V.; WOLFE, R.E.; GIGLIO, L.; MULLER, J.P; LEWIS, P.; BARNSLEY, M. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.36, n.4, p.1228-1247. 1998.

JUSTICE, C. O.; TOWNSHEND, J.R.G.; VERMOTE, E.F., MASUOKA, E., WOLFE, R.E., SALEOUS, N., ROY, D.P., MORISETTE, J.T. An overview of MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*, v. 83, n.1-2, Nov. p 3 –15, 2002. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00084-6](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00084-6)

LATRUBESSE, E.; RANCY, A.; RAMONELL, C. G.; SOUZA FILHO, J. P. A Formação Solimões: uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia sul-ocidental. In: 152 SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Boletim de Resumos Expandidos..., 1994. Belém:SBG-Núcleo Norte,1994. p. 204-205. 1994.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Ano 6, n.1, p. 01-18, 2005.

LATRUBESSE, E.M. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology*, v. 101, pp. 130–145, 2008.

LILLESAND, T.M. AND KIEFER, R.W. *Remote Sensing and Image Interpretation*. 3rd Edition, John Wiley and Sons, Inc., Hoboken, 750. 1994.

LOBO, F., COSTA, M. P., & NOVO, E. M. Time-series analysis of Landsat-MSS/TM/OLI images over Amazonian waters impacted by gold mining activities. *Remote Sensing of Environment*, 157, 170–184. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.04.030>

LOPES, P.M.O.; SILVA, B.S.G.; BOTTINO, M.J.; VALERIANO, D.M. Modelagem da irradiância solar incidente. In: RUDORFF, BFT.; SHIMABUKO, YE.; CEBALLOS, JC. (Org.). *O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil*. São José dos Campos, SP:A. Silva Vieira Ed., 2007.

MAIA, R.G.N.; GODOY, H.K.; YAMAGUTI, H.S.; MOURA, P.A. DE; COSTA, F.S.F. DA; HOLANDA, M.A. DE; COSTA, J. de A. Projeto Carvão no Alto Solimões. Relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 11 v. 1977.

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. C. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts: EXTREMES IN AMAZONIA. *International Journal of Climatology*, v. 36, n. 3, p. 1033–1050, mar. 2016.

MARINHO, R.R. Dinâmica hidrossedimentar de grandes rios amazônicos por meio de dados do sensor Modis. In book: *Geografia Física da Amazônia*. Vol. 2 Publisher: EDUA. 2021.

MARINHO, R. R., HARMEL, T., MARTINEZ, J. M., & JUNIOR, N. P. F. Spatiotemporal dynamics of suspended sediments in the ne-gro river, amazon basin, from in situ and sentinel-2 remote sensing data. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 10(2). 2021. <https://doi.org/10.3390/ijgi10020086>

MARINHO, R.R. et al. Riverbed morphology and hydrodynamics in the confluence of complex mega rivers - A study in the Branco and Negro rivers, Amazon basin. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 118, p. 103969, out. 2022.

MARTINEZ, J.M., GUYOT, J.L., FILIZOLA, N., SONDAG, F. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, v. 79, n. 3, p. 257-264, 2009.

MARTINS, L.R. Recent Sediments and Grain size analysis: *Revista Gravel*, Porto Alegre, (1): 90-105. 2003.

MAUL, G. A. *Introduction to Satellite Oceanography* (Boston: Martinus). 1985.

MCCLUNEY, W.R.; *Ocean Color Spectrum Calculations*. *Applied Optics*, v.13, n.10, p. 2422-2429, 1974.

MCKIM, H. L., MERRY, C. J., and LAYMAN, R.W. Water quality monitoring using an airborne spectroradiometer. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 50, 353-360. 1987.

MELO, M.S. DE; SINFRÔNIO, E. A. DA S.; GIANNINI, P.C.F.; FACHINI, M.; VICTORINO, M. C. *Manual De Procedimentos Analíticos*. Instituto de Geociências da USP. SP. 2004.

MENESES, P.R.; AMEIDA, T. *Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto*. Brasília. 2012.

MMA – Ministério do Meio Ambiente e Mudança do Clima. *Biomás Amazônia*. Acessado em: 23set2023, através do link: <<https://www.gov.br/mma/pt-br/assuntos/ecossistemas-1/biomass/amazonia>>.

MYERS, V.I.; ALLEN, W.A. *Electrooptical Remote Sensing Methods as Nondestructive Testing and Measuring Techniques in Agriculture*. Issue 9, v. 7, p. 1819-1838, 1968.

MOBLEY, C.D. Estimation of the remote-sensing reflectance from abovesurface measurements. *Appl. Opt.*, v. 38, n. 36, pp. 7442–7455, 1999.

MONTANHER O. C. SOUZA FILHO, E.E.; NOVO, E. M. L. de M. Padrões Espaciais do Transporte, Produção e Variabilidade de Sedimentos Suspensos dos Rios Amazônicos de Águas Brancas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 17, nº 2.2016. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i2.889>

MOORE, G. K. Satellite surveillance of physical water quality characteristics. *Proceedings of the 12th International Symposium on Remote Sensing of Environment held at the University of Michigan, Ann Arbor*, in 1977 (Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan), pp. 445-461. 1977.

MOSLEY, M. P. An experimental study of channel confluences. *Journal of Geology*. v. 84, p. 535-562, 1976.

MOURA, E.A.F. et al. Sociodemografia da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá: 2001- 2011 - Tefé, AM: Instituto de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá; Belém: IDSM; NAEA; 310 p. 2016.

NOVO, E.M.L DE M.; BARBOSA, C.; FREITAS, R.M. de. Sistemas aquáticos continentais. In: RUDORFF, F.T.B.; SHIMABUKURU, Y.E.; CEBALLOS, J.C. O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil. São José dos Campos, SP: A. Silva Vieira Ed., p.265-275, 2007. NOVO, E.M.L.M. Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações. 3. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 2008.

PACA, V.H.M.; ESPINOZA-DAVALOS, G.E.; MOREIRA, D.M.; COMAIR, G. Variability of Trends in Precipitation across the Amazon River Basin Determined from the CHIRPS Precipitation Product and from Station Records. *Water*, v. 12, n. 5, 2020.

PARK, E., LATRUBESSE, E.M., Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data. *Remote Sens. Environ.* 147, 232–242. 2014. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.03.013>.

PONÇANO, W. L. Sobre a Interpretação Ambiental de Parâmetros Estatísticos Granulométricos: Exemplos de Sedimentos Quaternários da Costa Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. 16(2): 157-170. 1986. Disponível em: <http://www.bjg.siteoficial.ws/1986/n2/poncano.pdf>

Projeto MapBiomas Brasil. 2022.– Mapeamento anual de cobertura e uso da terra no Brasil entre 1985 a 2022 – Coleção 8. Acessado em 25set2023, através do link: <https://brasil.mapbiomas.org/wp-content/uploads/sites/4/2023/09/mapbiomas-FACT_Mineracao_21.09.pdf>.

Projeto MapBiomas Brasil. Amazônia concentra mais de 90% do garimpo no Brasil. Acessado em 25set2023, através do link: < <https://brasil.mapbiomas.org/2023/09/22/amazonia-concentra-mais-de-90-do-garimpo-no-brasil/>>. 2023.

Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20 Manaus: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1978. 623p. (Levantamento de Recursos Naturais, 18).

Projeto RADAMBRASIL. Plano de Manejo da Estação Ecológica e Reserva Ecológica de Juami-Japurá-AM. Encarte 5 – Análise da Unidade de Conservação. 1981.

QUEIROZ, H. L. & PERALTA, N. Reserva de Desenvolvimento Sustentável: anexo integrado dos recursos naturais e gestão participativa. Em BECKER, B. e GARAY, I. (eds.). Dimensões humanas da biodiversidade. Rio de Janeiro, Vozes. 2005.

QUEIROZ, M.S. DE, MARINHO, R.R., & SEVERO, E.B. Fluxo de Sedimento em Suspensão do Rio Demini, Noroeste Amazônico. *Revista Contexto Geográfico*, 9(20), 82–97. 2024. <https://doi.org/10.28998/contgeo.9i.20.17662>

QUERRY, M. R., HOLLAND, W. E., WARMG, R. C., EARLS, I. M., QUERRY, H. D. Relative reflectance and complex refractive index in the infrared for a saline environment. *Journal of Geophysical Research*, 82, 1425-1433. 1977.

RAMALHO, E. E; MACEDO, J; VIEIRA, T.M; VALSECCHI, J; J. CALVIMONTES; M. MARMONTEL; H. L. QUEIROZ. Ciclo hidrológico nos ambientes de várzea da Reserva de

Desenvolvimento Sustentável Mamirauá Médio Rio Solimões, período de 1990 a 2008. Uakari, v. 5, n. 1, p. 61-87, jun. 2009.

RD Instruments. Acoustic Doppler Current Profilers. Principles of Operation: A Practical Primer. 36pp. 1989.

RHOADS, B. L.; KENWORTHY, S.T. Field measurements of flow structure at a high-angle asymmetrical stream confluence. *Geomorphology*, v. 11, p. 273-293, 1995.

RHOADS, B. L.; SUKHODOLOV, A. N. 2001. Field investigation of three-dimensional flow structure at stream confluences: 1 Thermal mixing and time-averaged velocities. *Water Resources Research*, v. 37, p. 2393-2410, 2001.

RHOADS, B. L.; SUKHODOLOV, A. N. Spatial and temporal structure of shear layer turbulence at a stream confluence. *Water Resources Research*, v. 40, W06304. DOI: 10.1029/2003WR002811, 2004.

RICE, S. P.; KIFFNEY, P.; GREENE, C.; PESS, G. R. The ecological importance of tributaries and confluences. In: RICE, S. P.; ROY, A. G.; RHOADS, B. L. *River confluences, tributaries and the fluvial network*. v. 1, cap. 11, p. 209-242. 2008b.

RODELL, M., HOUSER, P. R., JAMBOR, U., GOTTSCHALCK, J., MITCHELL, K., MENG, C. J., et al. The global land data assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381–394. 2004. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>

ROSSETTI, D.F. Application of SRTM images and sedimentology to characterize Neogene and Quaternary deposits of the Brazilian Amazon. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., Anais ... Goiânia, Brasil, INPE, p.1869-1874. 2005.

SAHU, B.K. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *J. Sed. Petrol.*, 34(1):73-84.1964.

SANTOS, A.L.M.R. MARTINEZ, J. M.; FILIZOLA, N. P.; ARMIJOS, E.; ALVES, L.G.S. Purus River suspended sediment variability and contributions to the Amazon River from satellite data (2000–2015). *C.R. Geoscience* 350, pg. 13–19. 2018. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2017.05.004>

SANTOS, V.C. dos. AMBIENTES DE CONFLUÊNCIA NO CONTEXTO DA REDE DE DRENAGEM: Exemplo da bacia hidrográfica do rio Ivaí – Estado do Paraná. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro/SP, 458 f. 2015.

SHEPARD, F.P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal Sedimentary Petrology*, v. 24, pp. 151-158, 1954.

SILVA, R. W. DA C.; PAULA, B. L. DE. Causa do aquecimento global: antropogênica versus natural. *Terra e Didática*, v. 5, n. 1, p. 42, 1 jul. 2015.

SILVEIRA, R.R. Cronoestratigrafia e Interpretação Paleoambiental dos Depósitos Mioceno da Formação Solimões, região de Coari. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 117p. 2005.

SIMONETTI, D. S.; ULABY, F. T. *Manual of Remote Sensing*. 2. ed. v. I. Falls Church VA: American Society of Photogrammetry, 1983.

- SIOLI, H. Das Wasser in Amazonasgebiet. *Fosch. Fortschr.* v. 26, p. 21-22, p. 274-280. 1950.
- SIOLI, H. Über Natur und Mensch im brasilianischen Amazonasgebiet. *Erdkunde* 10(2):89–109. 1956.
- SIOLI, H.; KLINGE, H. 1962. Solos, típicos de vegetação e águas na Amazônia. *Amazoniana*, 1:27-41.
- SLATER, P.N. Remote Sensing, optics and optical systems. New York, Addison-Wesley, 1980.
- SO-HYBAM Amazon basin water resources observation servisse. Acessado em 04nov2023, através do link < <https://hybam.obs-mip.fr/pt/website-under-development-4/>>.
- SONTER, L.J.; HERRERA, D.; BARRTTE, D.J.; GALDFORD, G.L.; MORAN, C.J.; SOARES-FILHO, B.S. Mining drives extensive deforestation in the Brazilian Amazon. *Nature Communications*, v. 8, n. 1, p. 1013. 2017.
- STRAHLER, A.; MUCHONEY, D.; BORAK, J.; FRIEDL, M.; GOPAL, S.; LAMBIN, E.; MOODY, A. MODIS Land Cover and Land-Cover Change products algorithmtheoretical basis document (ATBD). Version 5.0, Center for Remote Sensing, Depart-ment of Geography, Boston University, May, 72p. 1999.
- SUGUIO, K. Introdução à sedimentologia. São Paulo: E. Blucher. 317 p. 1973.
- SUGUIO, K.; BIGARELLA, J.J. Ambientes fluviais. 2.ed. Florianópolis: UFSC, 1990. 183p.
- TANDON, S.K.; SINHA, R. Geology of Large Rivers, in Gupta, A., Large Rivers: Geomorphology and Management: Chichester, John Wiley & Sons, p. 7-28. 2007.
- SUKHODOLOV, A. N.; RHOADS, B. L. Field investigation of three-dimensional flow structure at stream confluences: 2 Turbulence. *Water Resources Research*, v. 37, p. 2411-2424, 2001.
- TAVARES, A.C.A; BULHÕES, E; ESTRADA, A.F.D. Distribuição de fácies sedimentares e tendências de transporte de sedimentos na enseada de manguinhos, Armação dos Búzios, RJ. In: *Revista de Geografia*. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 2, Set. 2010.
- TUCCI, C.E.M. Hidrologia: Ciência e Aplicação. 4a ed. ed. UFRGS, ABRH, Porto Alegre, 944p. 2012.
- UNEP. BARTHEM, R.B. et al. Amazon Basin, GIWA Regional sssessment 40b. University ofKalmar, Kalmar, Sweden. 2004.
- VAN HUIJGEVOORT, M. H. J., HAZENBERG, P., VAN LANEN, H. A. J., TEULING, A. J., CLARK, D. B., FOLWELL, S., et al. Global multimodel analysis of drought in runoff for the second half of the twentieth century. *Journal of Hydrometeorology*, 14(5), 1535–1552. 2013. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0186.1>
- WANDELL, B. A. Foundations of vision. Vol. 8. Sunderland, MA: Sinauer Associates. 1995.
- WANDERLEY FILHO, J.R.; EIRAS, J.F.; VAZ, P.T. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 15(2): 217-225. 2007.
- WEBER, L. J.; SCHUMATE, E. D.; MAWER, N. Experiments on fl ow at a 90° open-channel junction. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 127, p. 340-350, 2001.

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, v. 30, pp. 377-392, 1922.

WHITLOCK, C. H., WIWE, W. G., USRY, J. W., and GURGANUS, E.A. Penetration depth at green wavelengths in turbid water. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 44, 1405-1410. 1978.

WITTE, W. G., WHITLOCK, C. H., HARRIS, R. C., USEY, J. W., POOLE, L. R., HOUGHTON, W. M., MORRIS, W. D., GURGANUS, E. A. Influence of dissolved organic materials on turbid water optical properties and remote sensing reflectance. *Journal of Geophysical Research*, 87,443-446. 1982.

WOLFE, R. E., NISHIHAMA, M., FLEIG, A. J., KUYPER, J.A., ROY, D. P., STOREY, J. C., PATT, F. S. Achieving sub-pixel geolocation accuracy in support of MODISland science. *Remote Sens. Environ.* 83: 31– 49. 2002.

WONGCHUIG, S. C., DE PAIVA, R. C. D., SIQUEIRA, V., & COLLISCHONN, W. Hydrological reanalysis across the 20th century: A case study of the Amazon Basin. *Journal of Hydrology*, 570, 755–773. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.01.025>