



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**TESE DE DOUTORADO Nº165**

**HIDRODINÂMICA, TRANSPORTE E PROVENIÊNCIA  
SEDIMENTAR NO BAIXO RIO XINGU E SUA IMPORTÂNCIA  
COMO “TIDAL RIVER” AMAZÔNICO**

**Tese apresentada por:**

**LUCIO CARDOSO DE MEDEIROS FILHO**

**Orientador: Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto (UFPA)**

**Coorientador: Prof. Dr. Jean-Michel Lafon (UFPA)**

---

**BELÉM-PA  
2022**

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

---

M488h Medeiros Filho, Lucio.  
HIDRODINÂMICA, TRANSPORTE E PROVENIÊNCIA  
SEDIMENTAR NO BAIXO RIO XINGU E SUA  
IMPORTÂNCIA COMO "TIDAL RIVER" AMAZÔNICO / Lucio  
Medeiros Filho. — 2022.  
153 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Nils Asp  
Coorientador(a): Prof. Dr. Jean-michel Lafon  
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de  
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e  
Geoquímica, Belém, 2022.

1. Hidrodinâmica. 2. Geoquímica. 3. Sedimentos. 4.  
Modelagem hidrodinâmica. 5. Maré. I. Título.

CDD 016.55

---



**Universidade Federal Do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica**

**HIDRODINÂMICA, TRANSPORTE E PROVENIÊNCIA  
SEDIMENTAR NO BAIXO RIO XINGU E SEU PAPEL COMO  
“TIDAL RIVER” AMAZÔNICO**

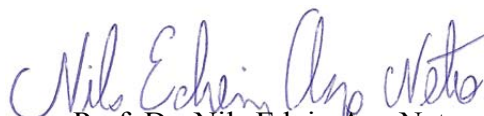
**Tese apresentada por**

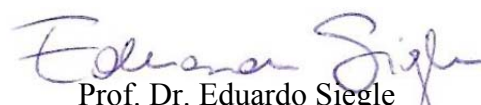
**LUCIO CARDOSO DE MEDEIROS FILHO**

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOLOGIA e  
Linha de Pesquisa GEOLOGIA MARINHA E COSTEIRA.**

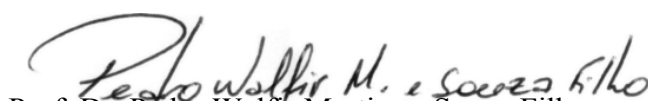
**Data da Aprovação: 14 / 07 / 2022**

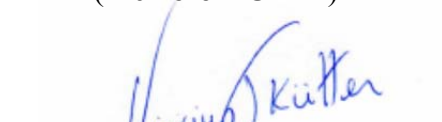
**Banca Examinadora:**

  
Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto  
(Orientador-UFGPA)

  
Prof. Dr. Eduardo Siegle  
(Membro – USP)

  
Dr. José Francisco Berrêdo Reis da Silva  
(Membro – MPEG)

  
Prof. Dr. Pedro Walfr Martins e Souza Filho  
(Membro – UFGPA)

  
Prof. Dr. Vinícius Tavares Kutter  
(Membro – UFGPA)

*Aos meus pais e minha família,  
em especial minhas duas flores,  
Maria e Ana  
Amor imensurável.*

## AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) através da bolsa UFPA-PROEX, Programa de Excelência Acadêmica e posteriormente do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, Processo n° 170652/2017-3, modalidade Doutorado-GD.

Agradecer a Deus, por sempre nortear meus caminhos.

Agradeço minha família, meu maior alicerce e motivação nessa trajetória acadêmica e profissional.

Minha esposa Ariel por acreditar junto comigo nessa empreitada.

Minhas filhas Maria Alice e Ana Liz, amor incondicional. Maria nascida no início do doutorado e Ana quase no término, sem dúvidas me impulsionaram para seguir cada vez mais convicto dos meus objetivos, reafirmando meu desejo em seguir na pesquisa mesmo diante dos percalços.

A minha mãe, minha maior incentivadora nos estudos, com orgulho gostaria de retribuir todo o esforço empenhado com a finalização deste doutorado.

A minha sogra Jandira, pelo apoio irrestrito, uma segunda mãe pra mim. Sempre presente e gentil. Obrigado por acreditar em mim.

Meu orientador, Prof<sup>a</sup> Nils Asp, por ter aceitado me orientar, muito solícito em subsidiar as campanhas de campo, análises de laboratório. Apesar do fator distância, cada troca ao longo desses anos foi muito valiosa para construção de ideias e novos caminhos para o desenvolvimento dessa pesquisa.

Ao meu coorientador, Prof<sup>o</sup> Jean Michel Lafon, parte dessa tese foi fruto da imersão no universo da geoquímica, o que me possibilitou agregar ainda mais conhecimento como pesquisador desde o mestrado.

Aos amigos e colegas do IG, UFRA, MPEG, ex-colegas de graduação, muitos que se tornaram grandes amigos, com quem tive o prazer da companhia e de trocar e partilhar conhecimento, sem mencionar nomes, para não esquecer ninguém. A cada um que contribuiu de forma direta ou indireta, deixo registrado todo meu agradecimento.

Aos colegas de onde atuo atualmente na SEMAS/PA, foi uma troca muito enriquecedora entre geólogos e engenheiros que tenho o prazer de conviver diariamente, sem dúvida alguma, muito desses anos de experiência também se reflete no desenvolvimento desta pesquisa.

A Universidade Federal do Pará, mais especificamente o Instituto de Geociências, lugar onde fui acolhido por mais de uma década ao longo de toda essa jornada acadêmica desde a graduação em Oceanografia.

*A dúvida é o princípio da sabedoria.*

*Aristóteles*

## RESUMO

Esta pesquisa é fundamentada na investigação dos processos (geológicos e hidrodinâmicos) que regem a evolução recente de um grande tributário do baixo Amazonas, o rio Xingu. O intuito foi investigar a evolução sedimentar e fluxos hidrológicos, a partir de dados já consolidados sobre o preenchimento de sua ria e como tem se estabelecido seus padrões de transporte e aprisionamento de sedimentos, seus efeitos sazonais e de maré, além compreender o papel do rio Amazonas como regulador na dinâmica de seu afluente. Medições hidrodinâmicas de vazão, velocidade e nível d'água juntamente com amostras de sedimentos de fundo e MPS foram coletados em 3 períodos anuais (fevereiro, junho e novembro). Os resultados deram subsídios para investigação da interação Xingu-Amazonas e a evolução da morfologia de fundo do baixo Xingu. Os resultados sugerem um enchimento da ria tanto pelo próprio rio Xingu, formando um proeminente delta de cabeceira, quanto pelo rio Amazonas, onde as variações das marés transportam sedimentos a montante no rio Xingu. Por outro lado, grandes áreas na parte central da ria indicam uma sedimentação lamosa. A geoquímica elementar permitiu traçar parte da história dos sedimentos e rochas de origem, juntamente com a análise dos elementos imóveis (Al, Ti, Zr, Hf, Th) e dos elementos terras raras (ETR) por serem pouco fracionados durante os processos de intemperismo e concentram-se nos sedimentos de fundo em detrimento da fração dissolvida dos rios. Os depósitos preservados no baixo rio Xingu, além de drenar regiões cratônicas em zonas mais elevadas, ratificam que o material de fundo é derivado de fontes heterogêneas com composições predominantemente ígnea intermediária e que foram submetidos a importante reciclagem durante o transporte fluvial. A modelagem hidrodinâmica permitiu apontar a descarga fluvial como forçante mais relevante para dinâmica de deposição lamosa na ria do Xingu. A partir de um modelo numérico foi possível extrapolar a dinâmica de fluxo e transporte para além das fronteiras abertas, ou seja, a porção central da ria, elucidando o mecanismo de interação entre a descarga fluvial e maré e a dinâmica sedimentar associada. A determinação das amplitudes e fases das componentes de maré, sejam as de origem puramente astronômico ou decorrentes de águas rasas, assim como do nível médio e a descarga horária mostraram-se fundamentais para o entendimento dos processos regentes.

Palavras-chave: Rio Xingu, Rio Amazonas, hidrodinâmica, marés, geoquímica, sedimentos



## ABSTRACT

This research is based on the investigation of the processes (geological and hydrodynamic) that govern the recent evolution of a large tributary of the lower Amazon, the Xingu River. The aim was to investigate its aspects of sedimentary evolution and hydrological flows, from already consolidated data on the filling of its ria and how its patterns of transport and sediment trapping, its seasonal and tidal effects have been established, in addition to understanding the role of the Amazon River as a regulator in the dynamics of its tributary. Hydrodynamic measurements of flow, velocity and water level along with bottom sediment and MPS samples were collected at 3 annual seasons (February, June and November). The results provided support for the investigation of the Xingu-Amazonas interaction and the evolution of the bottom morphology of the lower Xingu. The results suggest a filling of the ria both by the Xingu River, forming a prominent headwater delta, and the Amazon River, where tidal variations transport sediments upstream in the Xingu River. On the other hand, large areas in the central part of the ria indicate muddy sedimentation. Elemental geochemistry allowed us to trace part of the history of sediments and source rocks, together with the analysis of immobile elements (Al, Ti, Zr, Hf, Th) and rare earth elements (REE) because they are poorly fractionated during weathering processes. and they are concentrated in the bottom sediments to the detriment of the dissolved fraction of the rivers. The deposits preserved in the lower Xingu River, despite draining cratonic regions in higher areas, confirm that the bottom material is derived from heterogeneous sources with predominantly intermediate igneous compositions and that they underwent important recycling during fluvial transport. The hydrodynamic modeling allowed to indicate the fluvial discharge as the most relevant forcing for the muddy deposition dynamics in the Xingu estuary. From a numerical model, it was possible to extrapolate the flow and transport dynamics beyond the open boundaries, that is, the central portion of the ria, elucidating the interaction mechanism between river and tidal discharge and the associated sedimentary dynamics. The determination of the amplitudes and phases of the tidal components, whether of purely astronomical origin or resulting from shallow waters, as well as the average level and the hourly discharge proved to be fundamental for the understanding of the governing processes.

Keywords: Xingu River, Amazon River, hydrodynamics, tides, geochemistry, sediments

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Abrangência da bacia hidrográfica amazônica e localização da bacia do Xingu evidenciando sua contribuição de aporte para o rio principal.....23
- Figura 2: Localização da área de estudo, destacando o baixo curso do rio e a sub-bacia ao qual está inserido.....28
- Figura 3: Bacia de drenagem do rio Amazonas (esquerda) evidenciando a sub-bacia de drenagem do rio Xingu e suas unidades cronoestratigráficas (Fonte: CPRM).....30
- Figura 4: Representação esquemática dos possíveis processos de entrada e saída de sedimentos na confluência do rio Amazonas interagindo com seus afluentes mais baixos (Fonte: Adaptado de Fricke et al., 2017).....34
- Figura 5: Descarga anual média de água para os rios Amazonas e Xingu e descarga média de sedimentos para o rio Amazonas. A média anual para o rio Amazonas é calculada a partir de 34 anos de dados coletados em Óbidos entre 1928 e 1983. Descarga anual média para o rio Xingu é calculada a partir de 26 anos de dados coletados em Altamira entre 1971 e 1997. Dados de descarga de sedimentos do rio Amazonas são calculados a partir de Filizola & Guyot (2009) (Fonte: modificado de Fricke et al., 2017).....35
- Figura 6: Dados de precipitação média a partir de séries históricas dos últimos 30 anos para 2 estações no rio Xingu. Altamira situado a montante de ria do Xingu e Porto de Moz próximo a zona de confluência com o rio Amazonas. (Fonte: INMET).....36
- Figura 7: Mapa amostral e setorização da área de estudo. A: Setor de confluência; B: Canal principal; C: Setor de ria. Os pontos em vermelho representam amostras de sedimentos de fundo e as áreas destacadas em círculos são representadas por perfis de CTD, marégrafo e ADCP.....38
- Figura 8: Estrutura para atribuição de dados de entrada e monitoramento do modelo número hidrodinâmico, fronteiras abertas (FA) com traços em vermelho; seções transversais de monitoramento (ST) com traços em verde; pontos de observação (PO), pontos em vermelho ao longo da área de estudo e ampliação de um trecho evidenciando o detalhamento da malha.....43

## CAPÍTULO 1

Figura 1.1: (A) Série histórica e (B) precipitação média mensal dos últimos 30 anos obtida na estação pluvial de Porto de Moz no rio Xingu próximo à zona de confluência com o rio Amazonas (Fonte: INMET). (C) Série histórica e (D) vazão média mensal do rio Xingu a partir de dados de 26 anos coletados na estação de Altamira. Dados de vazão do rio por Fricke et al., 2017. (E) Vazão média mensal histórica dos rios Amazonas (34 anos de dados) e dos rios Xingu e vazão média mensal histórica de sedimentos do rio Amazonas. Dados de descarga de sedimentos para o rio Amazonas por Filizola & Guyot (2009).....52

Figura 1.2: Mapa da localização da área de estudo, destacando toda a extensão do estuário do Xingu (A), e sua geologia associada à batimetria do canal; sensores de pressão são mostrados pela simbologia de estrela, o setor de confluência é delimitado por linhas pontilhadas. A batimetria do rio na foz é mostrada ao lado, longitudinalmente (B). O setor de confluência foi amostrado mais intensamente (C) por meio dos perfis CTD e ADCP. A área de estudo em escala maior (D) mostra toda a extensão da bacia do rio Xingu.....54

Figure 1.3: Distribuição granulométrica longitudinal da ria até a foz. A Figura A mostra a variação em termos de tamanho médio de grão (escala phi) e percentuais de areia, silte e argila. A Figura B localiza as amostras e mostra sua distribuição, com destaque para a zona de confluência com o rio Amazonas.....58

Figure 1.4: Plot do padrão textural agrupado por intervalo de amostra. O diagrama de Sheppard (1986) mostrou amostras distribuídas em 12 grupos, onde 1-argila, 9-areia e 12-silte. As amostras situam-se principalmente no grupo 8, correspondendo ao lodo argiloso. Além do diagrama de Perjub (1988), as amostras concordam com sua textura associada à hidrodinâmica. Neste caso, a ocorrência foi predominante no grupo D-III.....59

Figure 1.5: Monitoramento de níveis de água usando sensores de pressão. Alguns sensores registraram variações de maré por 2 ou 3 dias. Maiores amplitudes podem ser notadas em sensores localizados em regiões mais baixas. A localização dos sensores pode ser vista na figura 1, que corresponde à localização da área de estudo.....61

- Figure 1.6: Variações de turbidez e temperatura ao longo de um ciclo de maré de 13h para as 3 coletas realizadas associadas à variação do nível da água.....63
- Figura 1.7: Seção longitudinal, mostrando uma variação na concentração de sedimentos em suspensão corrigida a partir de dados de turbidez. As linhas tracejadas representam cada perfil registrado e a profundidade máxima do rio naquele ponto.....67
- Figura 1.8: Diferentes estágios sazonais ao longo de um ciclo de maré completo com oscilações de descarga e velocidade. A seção transversal é mostrada à direita em diferentes estágios de vazante e enchente.....69
- Figura 1.9: Vazão residual e velocidade de descarga obtida através da integração de medidas transversais de margem a margem durante um ciclo completo (enchente e vazante) de maré semidiurna.....71
- Figura 1.10: Integração dos dados hidrodinâmicos calculados, vazão sólida em toneladas e médias históricas obtidas ao longo de 30 anos. Os valores de descarga sólida foram obtidos multiplicando-se as concentrações de sedimento em suspensão, monitoradas de hora em hora, pela descarga líquida registrada pelo ADCP.....73

## CAPITULO 2

- Figura 2.1: Mapa de localização da área de estudo: A: representa a ria do Xingu, que corresponde ao seu baixo curso e região de confluência com o rio Amazonas, os pontos amostrados subdivididos por setores (lower, middle e upper) e a geologia local. B: área de abrangência da bacia hidrográfica do rio Xingu situada no baixo curso da bacia amazônica antes de desaguar no oceano atlântico. C: Cráton amazônico e sua evidenciando a idade de suas unidades geológicas e onde a bacia do Xingu está localizada.....83
- Figura 2.2: Grupos mineralógicos identificados na área de estudo e plot de caracterização granulométrica.....86
- Figura 2.3: Distribuição de óxidos maiores associados ao SiO<sub>2</sub> entre os 3 setores estudados.....88
- Figura 2.4: Normalização de óxidos maiores e elementos traço em relação a Upper crust continental (UCC).....89

Figura 2.5: Análise PCA para elementos maiores, grupo mineralógico, setor de localização e escala phi.....	91
Figura 2.6: Análise PCA para elementos traço, grupo mineralógico, setor de localização e escala phi.....	93
Figura 2.7: Diagramas de razões em óxidos maiores, associados as razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ respectivamente, bem como o CIA e o diagrama DF2 vs DF1 indicam proveniência de fontes.....	97
Figura 2.8: Diagrama ternário A-CN-K (Fedo et al. 1995; Nesbit & Young 1982) mostrando a influência do intemperismo na história composicional dos sedimentos. <i>Blue star</i> representa sedimentos de fundo do rio Amazonas a jusante de Santarém (cerca de 230 km a montante da foz do rio Xingu) obtidos por Medeiros Filho et al 2016 e <i>yellow star</i> representa dados de material em suspensão essencialmente do rio Xingu de Baturin, 2019.....	98
Figura 2.9: Razões conservativas de elementos traço associadas a razão Th/Al discriminadas entre setores.....	100
Figura 2.10: Correlação entre a razão LREE/HREE <sub>UCC</sub> e o tamanho médio do grão (escala phi), proposto por Su et al 2019, discriminando o intemperismo químico do transporte/classificação hidráulica e pedogênese.....	102
Figura 2.11: Modelo esquemático de enriquecimento e depleção de elementos no rio Xingu e a influência do rio Amazonas no balanço geoquímico.....	104
<b>CAPÍTULO 3</b>	
Figura 3.1: Médias históricas anuais (acima) e oscilações horárias (abaixo) dos últimos anos de vazão no setor montante.....	114
Figura 3.2: Mapa de localização e esquema de simulação baseado em dados medidos. M3 e M4 representam pontos com registros de nível e T1 representa a medição de uma seção transversal de velocidade e descarga que foram necessários para a calibração do modelo.....	116
Figura 3.3: Valores de nível de água (sensor de pressão) e vazão média (ADCP) medidos comparados com o modelo gerado.....	122

Figura 3.4: Variação de sedimentos em suspensão em profundidade obtidos através de um CTD (F: fevereiro 2016; N: novembro 2016; J: junho 2018) comparados com valores médios determinados e a montante, obtidos pela ANA.....	124
Figura 3.5: Oscilações de nível sazonal (esquerda) e diário (direita) nos diferentes pontos de monitoramento. De baixo para cima os registros representam alto fluxo, queda de fluxo e baixo fluxo.....	126
Figura 3.6: Estágios sazonais de concentração de sedimentos em suspensão ( $\text{kg/m}^3$ ).....	129
Figura 3.7: Série anual em 2016 (linhas vermelhas e azuis) e 2018 (linhas amarelas e cinzas) nas fronteiras abertas a montante e jusante.....	131
Figura 3.8: Variações de nível nos três períodos sazonais analisados em escala de horas na fronteira aberta a montante (estação fluviométrica UHE Belo Monte Jusante).....	133

**LISTA DE TABELAS****CAPITULO 1**

Tabela 1.1: Descrição dos métodos usados e períodos analisados.....	58
Tabela 1.2: Fluxo médio e descarga solida obtidos nos três períodos.....	65

**CAPITULO 3**

Tabela 3.1: Principais parâmetros utilizados para calibração do modelo.....	119
Tabela 3.2: Componentes de maré adotados na simulação do modelo numérico hidrodinâmico.....	120
Tabela 3.3: Parâmetros estatísticos gerados entre simulação e dados medidos em campo.....	124

## LISTA DE ABREVIACÕES E SIGLAS

**ADCP** - Acoustic Doppler Current Profiler

**AMASSEDS** - A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediments Study

**ANA** – Agência Nacional de Águas

**CIA** – Chemical Index Alteration

**CPRM** - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

**CTD** - Conductivity, temperature and depth

**DHN** – Diretoria de Hidrografia e Navegação

**DRX** – Difração de Raio-X

**FA** – Fronteiras Abertas

**FEMAR** – Fundação de Estudos do Mar

**FTU** – Formazin Turbidity Units

**HREE** – Heavy Rare Earth Element

**HYBAM** – Amazon basin water resources observation service

**ICP-EOS** – Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry

**ICP-MS** - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

**INMET** – Instituto Nacional de Meteorologia

**LREE** – Light Rare Earth Element

**MADAM** - Mangrove Dynamic and Management

**MPS** – Material Particulado em Suspensão

**OBD** – Open Boundary Downstream

**PCA** – Principal Component Analysis

**PIATAM** - Potenciais Impactos Ambientais do Transporte de Petróleo e Derivados na Zona Costeira Amazônica

**PO** – Pontos de Observação



**REE** – Rare Earth Element

**RMSE** – Root Mean Squared Error

**SSC** – Solid Suspended Concentration

**ST** – Seção Transversal

**UCC** – Upper Continental Crust

**UTM** – Universal Transversal Mercator

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iii
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	iv
<b>EPIGRAFE</b> .....	vi
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	viii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	ix
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xiv
<b>LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS</b> .....	xv
<b>1. APRESENTAÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>2. MOTIVAÇÃO DA TESE</b> .....	<b>1</b>
<b>3. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>4</b>
<b>4. PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA</b> .....	<b>5</b>
<b>5. OBJETIVOS</b> .....	<b>7</b>
5.1.OBJETIVO GERAL.....	7
5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	7
<b>6. SÍNTESE DE TRABALHOS ANTERIORES</b> .....	<b>8</b>
<b>7. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>10</b>
7.1.O BAIXO RIO XINGU .....	10
7.2.“TIDAL RIVERS’ .....	11
7.3.ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	12
7.4.EVOLUÇÃO DO SISTEMA FLUVIAL .....	13
7.5.HIDRODINÂMICA E SEDIMENTOLOGIA .....	15
<b>8. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>19</b>
8.1.ETAPAS DE CAMPO E AMOSTRAGEM.....	19
8.2.MEDIÇÕES HIDRODINÂMICAS .....	21
8.3.SEDIMENTOS DE FUNDO.....	22
8.4.MODELAGEM HIDRODINÂMICA .....	22
<b>8.4.1. Modelo Delft-3D</b> .....	<b>23</b>
<b>8.4.2. Módulo Delft-3D Flow</b> .....	<b>23</b>
<b>8.4.3. Etapas de Execução</b> .....	<b>24</b>
8.5.ABORDAGEM GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA .....	27
8.6.ANÁLISES DE LABORATÓRIO .....	28

<b>8.6.1. Granulometria</b> .....	28
<b>8.6.2. Mineralogia</b> .....	28
<b>8.6.3. Geoquímica Multielementar</b> .....	29
<b>9. RESULTADOS</b> .....	30
<b>CAPÍTULO I: TIDAL FORCING AND SEASONAL HYDROLOGY AND HYDRODYNAMICS AND SEDIMENT TRANSPORT IN THE LOWER XINGU RIVER, A MAJOR AMAZON RIVER TRIBUTARY</b> .....	31
<b>CAPÍTULO II: GEOCHEMISTRY, PROVENANCE, WEATHERING AND SEDIMENT TRANSPORT ON XINGU RIA: LOWER AMAZON RIVER</b> .....	62
<b>CAPÍTULO III: SEASONAL HYDRODYNAMIC MODEL AND TIDAL EFFECTS ON SEDIMENT TRAPPING IN THE LOWER COURSE OF THE XINGU RIVER (RIA). DOWNSTREAM HYDROLOGICAL IMPACTS AFTER THE DAM (UHE BELO MONTE</b> .....	94
<b>CONCLUSÕES FINAIS</b> .....	123
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	124
<b>ANEXO I</b> .....	133

## 1. APRESENTAÇÃO

Esta tese é requisito exigido pelo Curso de Doutorado desenvolvido junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). Sob a orientação do Professor Dr. **Nils Edvin Asp Neto** e co-orientação do Professor Dr. **Jean-Michel Lafon**.

O financiamento desta pesquisa foi subsidiado pelo projeto: **Fluxos (Água, Sedimentos, Nutrientes e Plâncton) Amazônicos ao longo do *Continuum* Rio-Estuário-Costa e Implicações para a Biodiversidade Vegetal Costeira Amazônica (Edital 047/2012)**.

## 2. MOTIVAÇÃO DA TESE

Muito do conhecimento adquirido na área de ciências da terra, ao longo da bacia amazônica e de sua zona costeira foi desenvolvido a partir de projetos de pesquisa centrados na foz do Amazonas e na plataforma continental adjacente (Nittrouer & Demaster, 1986). Grandes iniciativas como o projeto AmaSSedS (A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study) (Nittrouer & Kuehl, 1995, Nittrouer *et al.*, 1995a) alcançaram importantes resultados sobre o processo de acumulação de lama fluida e sedimentação pelítica na costa do Amapá, a oeste da foz do Amazonas (Alison *et al.*, 1995a, 1995b, 2000, Nittrouer *et al.* 1995b). Posterior a estes primeiros estudos, o projeto MADAM (Mangrove Dynamic and Management) (Saint-Paul, 2010; Saint-Paul & Schneider, 2010) enfocou, principalmente, aspectos bióticos e sociais da costa nordeste do Pará, localizada a leste da foz do Amazonas, assim como aspectos da evolução costeira (Souza Filho & Paradella, 2002; Cohen *et al.*, 2005, 2009). Mas recentemente, o projeto PIATAM mar contribuiu também para o entendimento da evolução e dinâmica espaço temporal dos manguezais (Souza Filho *et al.*, 2006, 2009a), bem como a sensibilidade ambiental deste ambiente ao derrame de óleo (Souza Filho *et al.*, 2009b).

Estudos sobre essas temáticas ainda evidenciam dúvidas relativas à mecânica do fluxo de sedimentos ao longo da planície amazônica, principalmente no destino final destes materiais ao “passarem” pelo setor sobre influência da maré (*tidal river*). O trânsito de materiais, água e sedimentos, ao longo do rio Amazonas e seus principais tributários (Juruá, Purus, Negro, Madeira, Xingu e Tapajós) também conferem grande destaque devido às dimensões continentais da Bacia Amazônica, de modo que, porções “menores” desse sistema requerem estudos específicos, buscando a melhor compreensão dos processos atuantes na dinâmica da área, portanto não podendo ser negligenciados.

O entendimento da natureza geológica torna-se importante porque através do conhecimento estrutural e sedimentológico, associado a seus processos formadores e os diferentes estágios evolutivos, é possível estabelecer uma ligação entre o passado remoto e o presente através do estudo de depósitos sedimentares, podendo inclusive fornecer prognósticos da evolução futura de determinada área. No caso do Rio Xingu, acredita-se que a propagação da maré oceânica tenha influenciando fortemente a sedimentação na área, porém até o momento muitas questões ainda precisam ser respondidas sobre como os efeitos de maré vem influenciando a hidrodinâmica e a sedimentação da área em estudo desde sua desembocadura.

Destaca-se ainda que a fisiografia do rio Xingu é alvo grandes modificações devido a implantação do empreendimento hidroelétrico de Belo Monte. Este estudo conta com medições hidrodinâmicas e dados sedimentológicos coletados a partir de fevereiro de 2016, portanto correspondente a estágios ainda naturais, o que representa uma contribuição científica com pouca ou nenhuma ação antrópica. A construção da barragem operante a montante da área de estudo promove alterações importantes na condição atual, o que eventualmente implica em substancial incremento do transporte de lama do rio Amazonas para o baixo rio Xingu, ou mesmo a construção dos canais de ligação por crescimento de diques marginais do rio Amazonas em associação a redução periódica de fluxo do rio Xingu.

Em resumo, a presente abordagem está fundamentada nos principais processos geológicos e hidrodinâmicos que regem a evolução recente de um grande tributário do rio Amazonas, com o intuito de identificar e interpretar os principais reguladores da dinâmica ambiental atuante.

O desenvolvimento deste projeto de tese, reflete um esforço amostral e laboratorial, em ao menos 3 grandes frentes versando especificamente sobre: hidrodinâmica e sedimentologia na confluência Xingu-Amazonas (i); geoquímica de proveniência, intemperismo químico e processos de mistura (ii); sazonalidade, descarga fluvial, marés e transporte de sedimentos (iii). No escopo da presente tese estes trabalhos foram integrados, somando-se a análise hidrológica do rio Xingu, bem como os aspectos geoquímicos e mineralógicos, com foco no entendimento integrado da complexa dinâmica local, bem como de sua evolução passada (natural) e futura, com possíveis efeitos antrópicos (e.g. Belo Monte e mudanças globais de precipitação e nível do mar).

### 3. INTRODUÇÃO

A bacia amazônica devido a sua escala é alvo de inúmeros estudos e um elo para diversos questionamentos acerca da transferência de material do continente para o oceano. No que concerne aos aspectos geológicos, hidrodinâmicos e ambientais ainda existem muitas dúvidas relativas à mecânica do fluxo de sedimentos ao longo da planície amazônica, principalmente no destino final destes materiais ao serem transportados pelo setor sobre influência da maré (tidal river). Observações oceanográficas têm mostrado que o setor fluvial e a plataforma continental amazônica são marcados por uma grande amplitude de marés, baixo relevo, precipitação sazonal significativa, além da grande descarga do rio Amazonas que representa hoje cerca de 20% da entrada de água doce nos oceanos do planeta (Geyer *et al.*, 1996; Marengo *et al.*, 2001).

A transição Pleistoceno-Holoceno acarretou, juntamente com aumento do nível do mar, mudanças significativas na dinâmica dos afluentes mais baixos do rio Amazonas (Ab'Saber, 1996). Planícies aluviais anteriormente expostas, hoje se apresentam na forma de grandes lagos na desembocadura dos tributários amazônicos (Irion *et al.*, 2010). Juntamente a este fator, a maré dinâmica apresenta grande notoriedade por sua influência nesses tributários. No curso principal do rio Amazonas, a maré pode chegar até 900 km a montante, havendo significativa influência na hidrodinâmica e transporte de sedimentos em seus afluentes, propagando-se por dezenas ou até centenas de quilômetros a montante, porém sem intrusão de água salgada, devido às descargas de água doce substanciais (Kosuth *et al.*, 2009).

O rio Xingu, afluente da margem direita do rio Amazonas, é marcado pela deposição aluvial holocênica em seu baixo curso (Rodriguez, 1993) estando seu atual sistema de erosão e deposição controlados pela complexa interação de processos fluviais e estuarinos, com destaque para os ciclos sazonais de cheias fluviais, em contraste com os ciclos diários de oscilações da maré (Vital & Stattegger, 2000; Irion *et al.*, 2010). Sua zona de confluência com o rio Amazonas está situada a aproximadamente 350 km de sua foz e região oceânica, sendo, portanto, um afluente com significativa influência de maré em detrimento de outros tributários a montante como rio Negro, Tapajós e Madeira. Além disso, os ciclos climáticos também correspondem a um fator adicional de complexidade na evolução quaternária do baixo Amazonas, rio Xingu e seus demais tributários (Vonhof & Kaandorp, 2010).

#### 4. PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Estudos sobre a hidrodinâmica e sedimentação do rio Amazonas e seus tributários têm sido realizados no âmbito do programa HYBAM (Martinez *et al.*, 2009; Kosuth *et al.*, 2010). Entretanto, no passado pesquisas acerca dos rios e tributários da bacia amazônica influenciados por maré, denominados de “tidal rivers”, haviam sido negligenciadas. Eisma *et al.* (1991), já destacavam a incapacidade de se estimar o volume de sedimentos do rio Amazonas retidos no seu baixo curso (Figura 1). Posteriormente, Nittrouer *et al.* (1995), destacam que cerca de 1/3 do sedimento proveniente do rio Amazonas não chega no oceano, ficando depositado justamente neste setor influenciado por maré. Até recentemente os processos sedimentares, geoquímicos e hidrodinâmicos e seus impactos na transferência do material fluvial para o oceano permaneciam pouco conhecidos em comparação às áreas litorâneas e oceânicas



Figura 1: Abrangência da bacia hidrográfica amazônica e localização da bacia do Xingu evidenciando sua contribuição de aporte para o rio principal



O transporte de materiais, água e sedimentos, ao longo do rio Amazonas e seus principais tributários (Juruá, Purus, Negro, Madeira, Xingu e Tapajós) confere também grande destaque aos estudos associados a esta temática. Devido às dimensões continentais da Bacia Amazônica, porções “menores” desse sistema requerem estudos específicos, buscando a melhor compreensão dos processos atuantes na dinâmica da área.

O rio Xingu foi escolhido como área de estudo, pois se destaca por sua peculiaridade morfológica e dinâmica sedimentar. Em seu baixo curso no trecho que compreende o rio Iriri, seu principal tributário, até sua confluência com o rio Amazonas (cerca de 400 km de extensão), o rio Xingu apresenta um complexo sistema de deposição representada por zonas dominadas por barras arenosas com corredeiras e canais múltiplos e o lago de ria sob influência de maré (Pettena *et al.*, 1980). Esses lagos de ria (ria lakes) representam seções inferiores em rios supostamente formados a partir das variações do nível do mar durante o Pleistoceno ocorrendo, nos tributários amazônicos, em vales de rios com baixa carga de sedimentos (Latrubesse & Franzinelli 2002; Irion *et al.*, 2010).

A presente tese teve como principal enfoque investigar o papel do rio Xingu no sistema amazônico, devido a seu possível e provável papel como sumidouro de sedimentos do Amazonas (Nittrouer *et al.*, 1995; Irion *et al.*, 2010), haja visto que os processos que atuam nesse tipo de sistema fluvial ainda são mal compreendidos e os resultados discutidos na literatura são inconsistentes. A área do rio Tapajós foi investigada em detalhe especialmente até o ano de 2014. A partir de 2015 atenção especial tem sido direcionada para o rio Xingu.

## **5. OBJETIVOS**

### **5.1.OBJETIVO GERAL**

Este trabalho consistiu em avaliar quali e quantitativamente os fluxos de água e sedimentos no rio Xingu, investigando, distinguindo e descrevendo os efeitos de maré dinâmica, diferenças de densidade, e diferenças sazonais de nível d'água e vazão no rio Xingu e zona de confluência com o rio Amazonas, bem como seus processos de dinâmica e interação com o mesmo. Neste sentido foram investigadas basicamente as escalas de tempo diárias, compreendendo as variações do ciclo de maré, e as variações sazonais, incluindo medições de ciclos de maré em períodos de alta e baixa precipitação. Adicionalmente foi investigada a sedimentologia da área como ferramenta para o entendimento da proveniência e transporte de sedimentos, incluindo granulometria, mineralogia e geoquímica.

### **5.2.OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Avaliar a hidrodinâmica (descarga, correntes e maré) como forçantes para evolução e aprisionamento de sedimentos na foz do rio Xingu e confluência com o rio Amazonas.
- Determinar e caracterizar o padrão de distribuição, balanço, troca e/ou mistura de sedimentos na região de confluência;
- Identificar os mecanismos de transporte a partir da descarga fluvial natural do rio Xingu, seus efeitos sazonais e de maré dinâmica a partir de um modelo numérico hidrodinâmico.
- Avaliar o balanço geoquímico na ria do Xingu, bem como o intemperismo químico associado e possíveis fontes de proveniência;

## 6. SÍNTESE DE TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros trabalhos sobre transporte de sedimentos na bacia do Amazonas foram realizados por Gibbs (1967) e Sioli (1968) que determinaram a intensa contribuição dos Andes como fonte de sedimentos dos principais rios e tributários de sua bacia de drenagem. O estudo dos fluxos sólidos na bacia amazônica vem sendo desenvolvido desde os anos 50. Esses estudos mostraram serem os Andes a principal fonte de sedimentos para os rios amazônicos (Sioli, 1968; Gibbs, 1967; Guyot, 1994; Filizola, 1999; Filizola & Guyot, 2004). Contudo, a maior parte dos estudos tem enfoque em tributários com influência predominantemente andina, como os rios Solimões e Madeira e o rio Amazonas em seu curso mais alto (Gibbs, *op. cit.*; Martinelli *et al.*, 1993; Gaillardet *et al.*, 1997; Dosseto *et al.*, 2006) e nas proximidades da foz do rio Amazonas no oceano Atlântico (Allègre *et al.*, 1996; McDaniel *et al.*, 1994; Millot *et al.*, 2004).

No que concerne a hidrodinâmica e transporte de sedimentos, os estudos são restritos as regiões fora do alcance de maré, próximo ao município de Óbidos e a montante da desembocadura do rio Tapajós (Gibbs, 1967; Mead *et al.*, 1979; Milliman & Meade, 1983; Meade *et al.*, 1985; Mertes, 1994; Dunne *et al.*, 1998; Freitas *et al.*, 2017). Outros trabalhos também descrevem a dinâmica e a acumulação de sedimentos derivados do rio Amazonas na zona do litoral e na plataforma continental (Nittrouer *et al.*, 1995b; Allison *et al.*, 1995b; Nittrouer & DeMaster, 1996; Kuehl *et al.*, 1996).

Atualmente, muitos também são os trabalhos que envolvem estudos de proveniência, transporte e mistura de sedimentos em sistemas fluviais (por exemplo: Jeandel *et al.*, 2007; Dhuime *et al.*, 2011). Na bacia amazônica existem alguns trabalhos com aplicação de isótopos radiogênicos, particularmente isótopos de Sr, Pb e Nd que discutem a proveniência e contribuição do aporte de sedimentos dos rios e afluentes da Bacia Amazônica (Allègre *et al.*, 1996; McDaniel *et al.*, 1997; Viers *et al.*, 2008; Bouchez *et al.*, 2010; Queiroz *et al.*, 2011; Horbe *et al.*, 2009, 2013; Santos *et al.*, 2014; Teódulo, 2017).

Os ambientes de deposição ao longo do rio Amazonas foram propostos como sumidouros importantes para sedimentos entre a estação de medição mais baixa em Óbidos e o Oceano Atlântico. Ao diferenciar a descarga de sedimentos em Óbidos (Meade *et al.*, 1985) e medidas de acumulação de sedimentos e fluxos na plataforma continental adjacente, Nittrouer *et al.* (1995b) estimam que até um terço do sedimento que é transportado próximo a Óbidos pode ser retido ao longo do curso do rio Amazonas até a sua desembocadura.

As rias Tapajós e Xingu são afluentes situados abaixo do município de Óbidos, juntas representam 5% da área da planície de inundação do rio da maré amazônica, sugerindo que esses ambientes não têm um efeito grande de desproporção na captura de sedimentos ao longo do rio da maré amazônica e que atuam na planície de inundação intermareal (Mertes *et al.*, 1996; Nowacki *et al.*, 2017; Fricke *et al.*, 2017) e desempenham um papel importante na captura de sedimentos ao longo do alcance da maré, porém muitas questões sobre a dinâmica sedimentar ainda deixam interpretações em aberto.

Sioli (1984) descreve uma "Zona de Sedimentação" na extremidade a montante das rias, a jusante da qual a água está livre de sedimentos. Mesmo assim, é relatado que os rios Tapajós e Xingu contribuem individualmente 1% (5-10Mt) para a carga de sedimentos do rio Amazonas (Filizola & Guyot, 2009; Wittmann *et al.*, 2011). Além disso, um testemunho coletado 100 km a jusante da ria do rio Tapajós registrou 40 m de sedimento Holocênico, que os autores atribuem à entrada do rio Tapajós (Irion, 1984; Irion *et al.*, 2006, 2010). Essas descobertas abrem questionamentos, de modo que o rio Tapajós poderia depositar quase todos os seus sedimentos ao entrar na ria tipo lago, produzir um depósito de 40 m de espessura 100 km mais a jusante e contribuir com milhões de toneladas de sedimentos para o rio Amazonas a cada ano. Relativamente pouco foi escrito sobre a história sedimentar da Ria do Xingu, embora se pense que funcione de maneira semelhante ao rio Tapajós, talvez com diferenças sutis devido ao aumento da maré (Archer, 2005).

Além de descrever como os sedimentos dos rios Tapajós e Xingu atingem o rio Amazonas, os autores documentaram formas pelas quais as águas e sedimentos do rio Amazonas se movem e depositam nesses seus afluentes. Archer (2005) menciona o delta "pé de pássaro" do rio Amazonas para a Ria Tapajós, que Wallace (1853) atribui a uma diferença na elevação da superfície da água entre o rio Amazonas e a ria do Tapajós. Seções transversais esquemáticas através da ria do rio Tapajós de Irion (1984) e Irion *et al.* (2010) sugerem que o sedimento derivado do rio Amazonas se estende 30 km para a ria do Tapajós na proximidade do delta pé de pássaro. Essas investigações limitadas sobre os rios Tapajós e Xingu produzem questões sobre a origem, o transporte e o destino dos sedimentos nas rias, que são o foco deste trabalho.

## 7. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

### 7.1. O BAIXO RIO XINGU

O rio Xingu pertence à bacia hidrográfica amazônica, sendo um dos maiores afluentes do rio Amazonas. Corre na direção sul-norte, paralelo aos rios Tapajós e Tocantins, com nascentes no Planalto dos Guimarães, centro leste de Mato Grosso, e foz no trecho final do rio Amazonas, nordeste do Pará. A bacia do rio Xingu abrange uma área de drenagem de aproximadamente 520.000 km<sup>2</sup> e cerca de 2.000 km de comprimento (Figura 2), com vazão média mensal entre 2.582 e 9.700 m<sup>3</sup>/s (Pettena *et al.*, 1980; Latrubesse *et al.*, 2005). A pluviosidade nessa região é alta, variando de 1.750 a 3.500 mm por ano (Amaral, 1980).

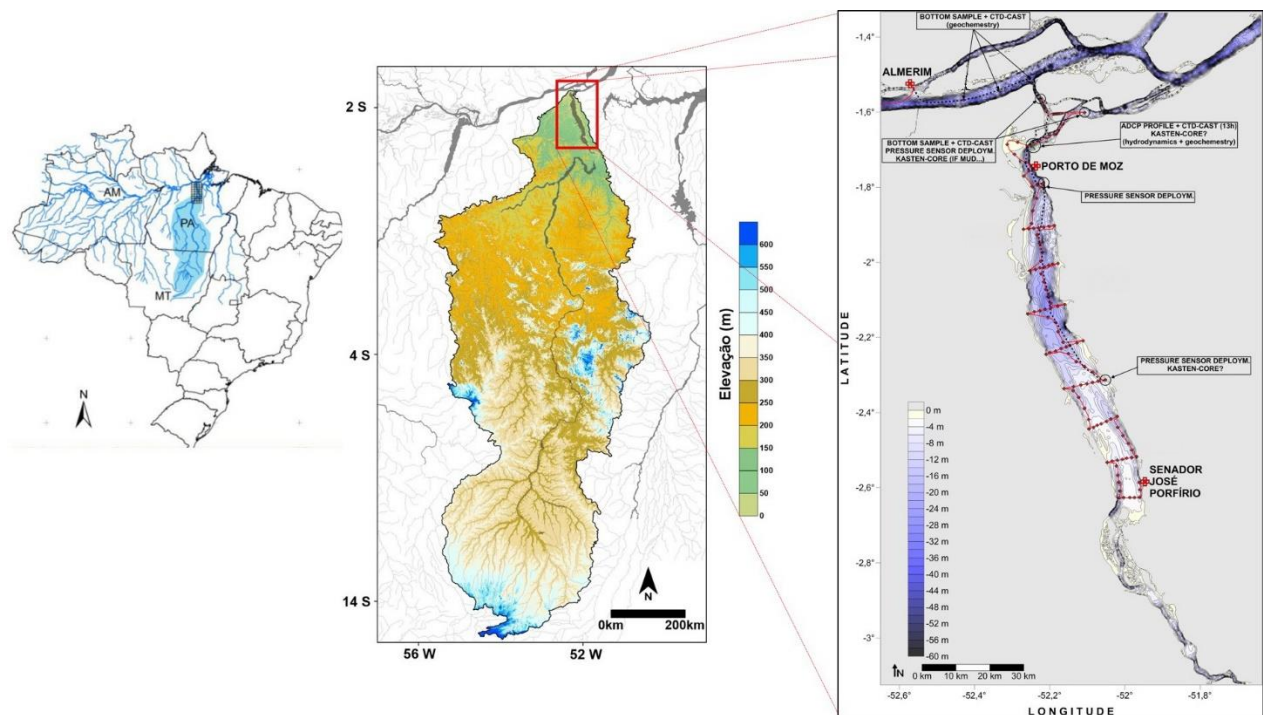


Figura 2: Localização da área de estudo, destacando o baixo curso do rio e a sub-bacia ao qual está inserido.

## 7.2. "TIDAL RIVERS"

De modo geral, o rio de maré é definido como o rio onde o alcance das marés se propagam, mas a salinidade não penetra. Enquanto muitos rios têm algum grau de influência nas marés em seus mais baixos níveis de água doce, são rios grandes e de baixo gradiente, onde os alcances influenciados são especialmente significativos. Dos 12 maiores rios mundiais medidos pela descarga de água doce, sete estão dentro dos trópicos, e seis sofrem ação das marés até mais de 200 km rio a dentro (Milliman & Farnsworth, 2011; Barua, 1990; Wolanski *et al.*, 1996; Kravtsova *et al.* 2009, Andel, 1967). Estes seis rios (Amazonas, Orinoco, Bramaputra, Mekong, Ganges, Ayeyarwaddy) são responsáveis por 25% da água doce e 15% do sedimento descarregado no oceano global (valores de Milliman & Farnsworth, 2011). O alcance das marés desses rios caracteriza-se por baixos gradientes e vastas planícies de inundação. Onde eles encontram o oceano, os sedimentos desses rios alimentam alguns dos maiores ecossistemas de manguezais da Terra. Embora a escala dos sistemas de marés tropicais seja imensa, nossa compreensão da dinâmica dos sedimentos dentro deles é limitada.

Wells (1995) propôs uma denominação ao Rio Amazonas e seus tributários mais baixos (Tapajós e Xingu) de "*Tidal Rivers*", pois na prática representa um subtipo de estuário dominado por maré, pelo fato de não se detectar a maré salina no canal fluvial, mas ocorrer ação da maré dinâmica centenas de quilômetros a montante da foz. Kosuth *et al.* (2009) abordam a propagação da maré ao longo do baixo curso do Rio Amazonas e como esta se deforma à medida que se propaga ao longo do canal fluvial, tornando-se mais assimétrica e sofrendo grande influência da sazonalidade da descarga fluvial.

Outro grande impasse de nomenclatura associada a aspectos geomorfológicos é o curso do rio Amazonas abaixo da confluência com o rio Xingu que possui várias denominações. É designado como o rio Amazonas "inferior" (Vital *et al.*, 1998), "estuário interno do rio Amazonas" (Archer, 2005) ou o "estuário" (Sioli, 1984). Já Nittrouer *et al.* (1995) classificam essa área da confluência do rio Xingu com o rio Amazonas, até a desembocadura deste último, como a "planície deltaica" do rio Amazonas. No entanto, o termo estuário confunde a compreensão dos processos nesse alcance, uma vez que a salinidade é um critério típico para a designação como um estuário (Elliott & McLusky, 2002). Uma vez que o sedimento que se deposita na região é integralmente de origem fluvial, o termo "planície deltaica" parece mais adequado (Nittrouer *et al.*, 1995). Essas questões de nomenclatura destacam o forçamento complexo neste alcance associado a condições de maré energética e enormes fluxos de água e

sedimentos (água de  $10^{12}$  toneladas  $y^{-1}$ , sedimento de  $10^9$  toneladas  $y^{-2}$ , Milliman & Farnsworth, 2011).

### 7.3. ASPECTOS GEOLÓGICOS

A maior parte da bacia de drenagem do rio Xingu encontra-se sobre o cráton amazônico, o qual possui aproximadamente 4.300.000 Km<sup>2</sup>, sendo limitado pelos cinturões orogênicos proterozóicos Tucavaca a oeste, Araguaia-Cuiabá a sul e Tocantins a oeste (Tassinari & Macambira, 2004). O rio Xingu está inserido na porção setentrional da Província Amazônica Central (Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari & Macambira, 2004), no limite entre a bacia sedimentar do Amazonas (Paleozóico ao Neógeno) e seu embasamento formado por unidades mesoarqueanas a paleoproterozóicas (Figura 3) (Rocha Neto *et al.*, 2004).

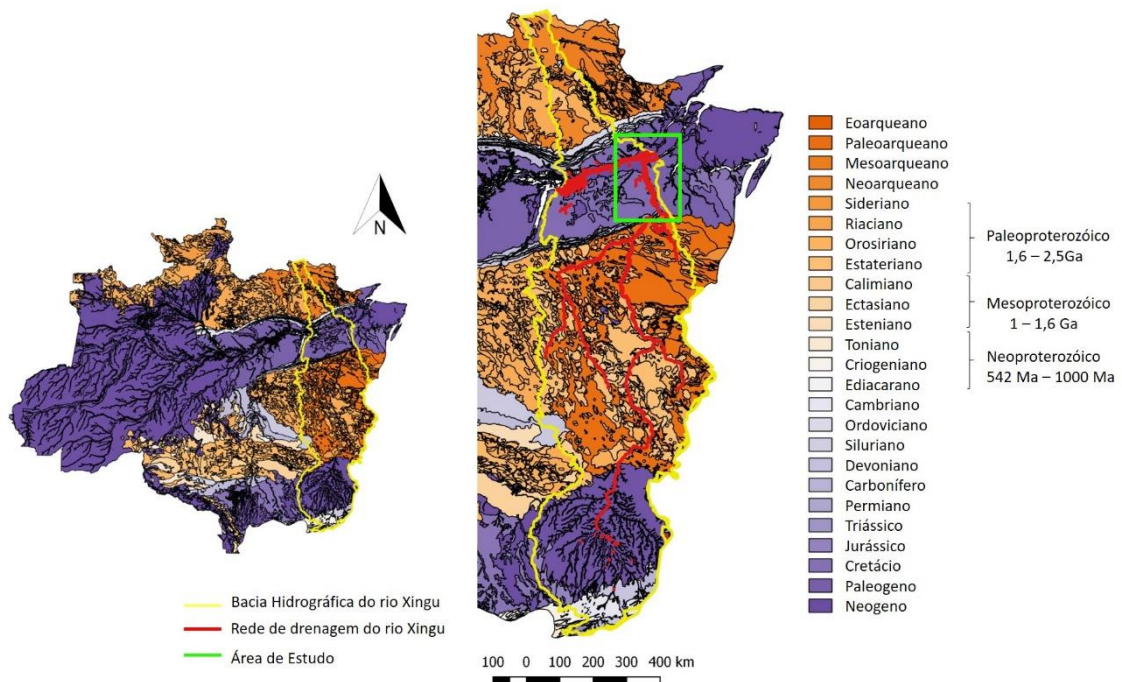


Figura 3: Bacia de drenagem do rio Amazonas (esquerda) evidenciando a sub-bacia de drenagem do rio Xingu e suas unidades cronoestratigráficas (Fonte: CPRM)

O rio Xingu carrega quantidades relativamente pequenas de sedimentos em suspensão, cerca de 17,8 ton/km<sup>2</sup> ano, em comparação a aproximadamente 170 ton/km<sup>2</sup> do rio Amazonas. Isto se deve ao fato de rios que drenam áreas cratônicas apresentarem menor proporção de sedimentos em suspensão em relação à carga de fundo (Latrubesse *et al.*, 2005). Os sedimentos do rio Xingu são representados principalmente por areias depositadas em canais e barras longitudinais. Sedimentos mais antigos são representados por terraços arenosos em níveis

superiores ao nível atual do rio. Além dos depósitos fluviais, a região também apresenta espessas coberturas colúvias, que podem estar associadas à evolução dos depósitos residuais de intemperismo (Pettena *et al.*, 1980).

Vital & Stattegger (2000) propõem três estágios de evolução do *tidal river* do Amazonas e Xingu: (i) vales incisivos relacionados à queda do nível do mar durante final do último Período Glacial; (ii) formação de grandes lagos de água doce e extensas áreas de terraços devido ao aumento do nível do mar entre o Pleistoceno Tardio e Holoceno Médio; (iii) atual sistema de erosão e deposição controlados por complexa interação de processos fluviais e estuarinos. Vonhof & Kaandorp (2010) também acrescentam a importância do clima quente e úmido da Amazônia e ciclos climáticos desde o Neógeno para a evolução quaternária da região.

#### 7.4. EVOLUÇÃO DO SISTEMA FLUVIAL

Durante o último período glacial, a redução do nível do mar levou à incisão do rio Amazonas e seus afluentes (Sioli, 1984; Irion, 1984; Vital & Stattegger, 2000a). O aumento do nível do mar pós-glacial causou a aglomeração do rio Amazonas carregado de sedimentos. Esta aglomeração efetivamente represou as confluências de um número de afluentes no alcance mais baixo da bacia amazônica (Sioli, 1984; Irion, 1984). Muitos desses afluentes, incluindo o Tapajós e o Xingu, drenam as áreas de baixa elevação, áreas altamente degradadas e vegetativas e carregam sedimentos insuficientes para ter enchido seus vales incisivos até o nível do rio Amazonas. A discrepância entre a capacidade desses rios de se erodir e agredir produziu lagos ou vales (rias) afogados nas suas confluências com o rio Amazonas (Figura 4.1).

As bacias da ria tornam a conexão entre os afluentes e o canal principal do rio Amazonas menos direta do que uma confluência fluvial típica. Devido às suas baixas cargas de sedimentos, os rios Tapajós e Xingu não conseguiram alcançar uma seção transversal de equilíbrio (Wilson, 1973) dentro das bacias da ria. A diferença entre a seção transversal observada (tipo lago) e uma seção transversal de equilíbrio (tipo rio) pode ser considerada o espaço de acomodação disponível nos sistemas. O espaço de alojamento substancial não é tipicamente encontrado nas confluências do rio, porque tanto o rio como o tributário geralmente desenvolvem seções de equilíbrio a um ritmo mais semelhante entre si. Consequentemente, na maioria das confluências, a água e o sedimento que ele carrega, tendem a se mover para baixo em todas as escalas de tempo, exceto os mais curtos (por exemplo, um pulso de inundação sazonal ou maré crescente). Este não é o caso das rias de Tapajós ou Xingu, onde ainda há um espaço de alojamento amplo, e os sedimentos de ambos os tributários contribuem para esse



preenchimento (Sioli, 1984; Irion, 1984). Essas rias oferecem uma rara oportunidade de observar os processos sedimentares que atuam para preencher seus vales de incisivos do Pleistoceno tardio que experimentam influência tanto das marés como da sazonalidade.

A bacia hidrográfica do rio Amazonas, que é a maior de qualquer rio, inclui afluentes com áreas de origem andinas de alta carga (por exemplo, Madeira) e afluentes de águas claras como os rios Tapajós e Xingu que drenam ambientes de baixo relevo. Devido a esses fatores, os rios Tapajós e Xingu são duas das poucas confluências de rios principais que ainda estão no processo de preenchimento em uma seção de equilíbrio após o aumento do nível do mar que começou no Holoceno mais antigo (Irion, 2010).

Os alcances mais baixos de quase todos os rios estão sujeitos a incisão durante o nível de base descendente e subsequente enchimento através da progradação após um aumento no nível base (Archer, 2005). Em sistemas fluviais com encostas íngremes, esses processos podem ser limitados a um curto alcance no rio mais baixo, enquanto em sistemas grandes, de baixo gradiente, como a bacia amazônica, tais flutuações no nível de base podem propagar milhares de quilômetros ao longo do curso longitudinal do rio. Em qualquer sistema fluvial onde o alcance que é afetado por flutuações no nível base inclui uma confluência tributária, a taxa de preenchimento do rio principal e do afluente será função principalmente da carga sedimentar de cada um. As rias Tapajós e Xingu são exemplos raros de afluentes profundamente incisos e de baixa carga para um tronco principal de alta carga, uma configuração que pode ocorrer principalmente em bacias de drenagem muito grandes, onde as diferenças significativas na área de origem e precipitação são mais prováveis de ocorrer (Archer, *op cit*; Irion *et al.*, 2006, 2011).

Estudos de sistemas modernos apresentados por Fricke *et al.*, 2017 fornecem uma abordagem para interpretar o registro sedimentar nos rios Tapajós e Xingu. Por exemplo, ambos os afluentes recebem sedimento principal através de vários meios de transporte a montante. Na ria do Xingu, o transporte a montante resulta de fluxos de reversão totalmente conduzidos por marés, bem como sedimentos e fluxos baroclínicos controlados por temperatura. Esses mecanismos de transporte de sedimentos, os prazos nos quais eles operam e as escalas espaciais sobre as quais eles movem sedimentos, definem o caráter da estratigrafia preservada no registro geológico.

Mais recentemente, Silva *et al.* (2021) apresentam um modelo evolutivo para a região da ria do Xingu, onde o papel do preenchimento combinado das marés e das cheias do rio Amazonas na porção a jusante, bem como o papel dos sedimentos do próprio rio Xingu a montante, são evidenciados. Adicionalmente, a relevância da sedimentação orgânica na porção central da ria foi destacada (Siva *et al.*, 2021), corroborando resultados de Bertassoli *et al.* (2017).

#### 7.5.HIDRODINÂMICA E SEDIMENTOLOGIA

O rio Xingu, juntamente com o rio Tapajós possuem características hidrodinâmicas e sedimentares em comum, ambos fluem para o rio Amazonas em vez do mar. Caso contrário estariam classificados entre os maiores rios da Terra. Se desconsiderarmos outros grandes afluentes da bacia amazônica (Madeira, Negro, Japurá), o rio Tapajós, com uma descarga anual média de  $13.500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , se classificaria como o 15º rio maior do mundo e o rio Xingu como o 18º (Latrubesse *et al.*, 2005, Milliman & Farnsworth, 2011). Combinados, esses dois afluentes contribuem com 10% da água doce transportada pelo rio Amazonas (Latrubesse *et al.*, 2005, Milliman & Farnsworth, 2011).

O rio Xingu se junta ao meio-marinho na bacia amazônica ao longo do alcance influenciado pela água doce do rio Amazonas e, conseqüentemente, os processos sedimentares próximos a sua confluência são influenciados por fatores que atuam nas escalas de tempo sazonal e de maré (Figura 4, Fricke *et al.*, 2017). Seguindo o esquema de classificação proposto por Sioli (1984), o rio Xingu é um rio de águas claras, contendo pouca dissolução de substâncias húmicas, característica dos rios de águas pretas (p. Ex, rio Negro), ou o sedimento suspenso característico dos rios de águas brancas (p. Ex. , rio Amazonas).

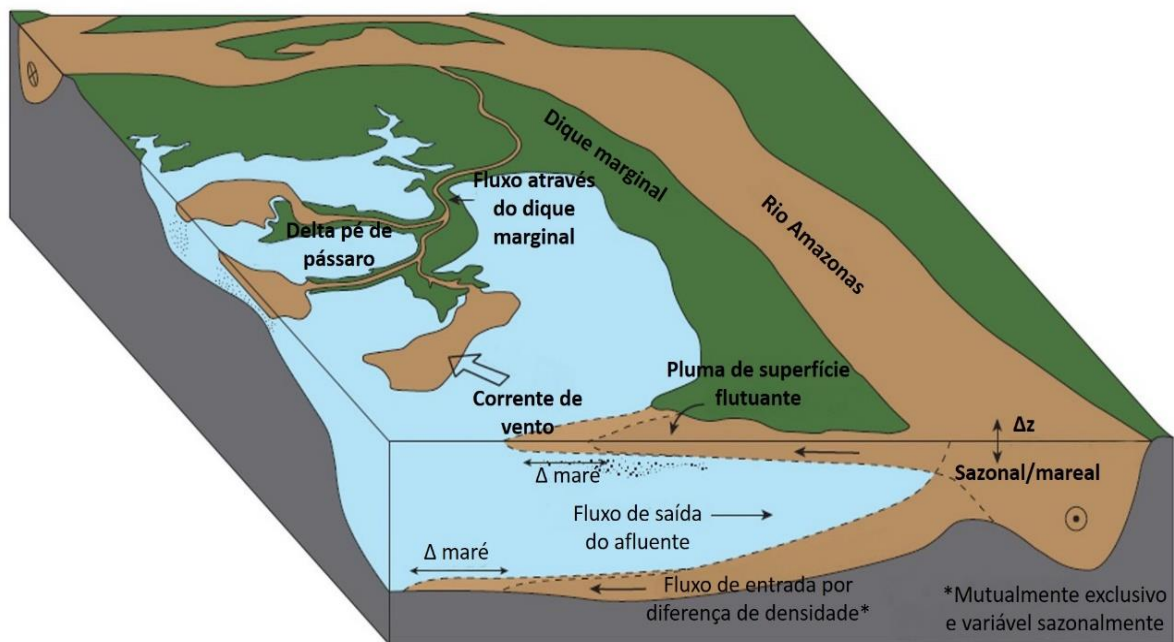


Figura 4: Representação esquemática dos possíveis processos de entrada e saída de sedimentos na confluência do rio Amazonas interagindo com seus afluentes mais baixos (Fonte: Adaptado de Fricke *et al.*, 2017).

Ao contrário da maioria das confluências fluviais, o rio Xingu não possui exclusivamente fluxos unidirecionais através das quais água e sedimentos fluem a jusante em direção ao mar. Os vales de rios afogados (rias) nas confluências dos rios Tapajós e Xingu com o rio Amazonas apresentam flutuações no nível da água associadas não apenas ao aumento sazonal e à queda da rede fluvial, mas também às marés semidiurnas que se propagam até cerca de 800 km na desembocadura do rio Amazonas a montante. As flutuações sazonais e de maré sobrepostas, assinaturas distintas de sedimentos e temperaturas das águas amazônicas e seus afluentes e geomorfologia antecedente combinam-se para criar zonas de confluência que atuam como “armadilhas” de sedimentos em vez de fontes.

A hidrodinâmica da ria do Xingu é regida pelo forçamento, que varia sazonalmente e conforme os ciclos de marés. A descarga máxima do rio Xingu ocorre em abril, cerca de dois meses antes do pico de descarga de água do rio Amazonas, que ocorre em maio a junho (Figura 5) (Meade *et al.*, 1985). Dados dos últimos 30 anos em Altamira e em Porto de Moz, já na área da confluência, mostram comportamentos similares e forte variação sazonal (Figura 6).

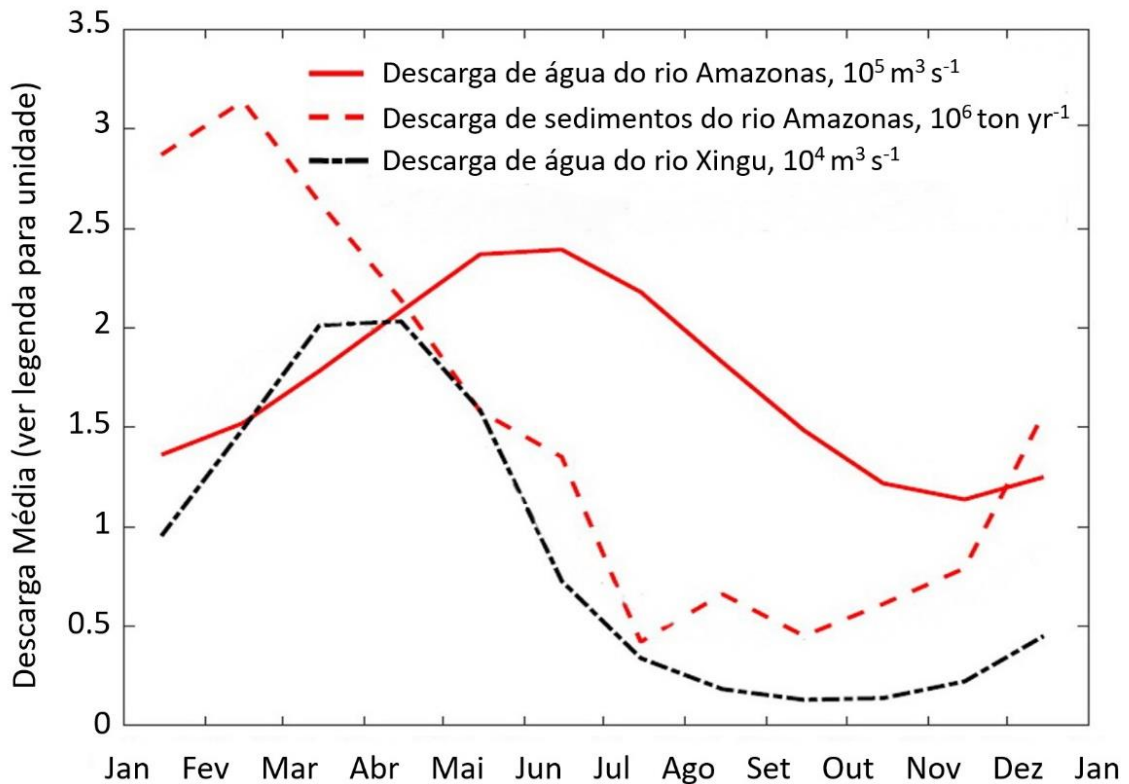


Figura 5: Descarga anual média de água para os rios Amazonas e Xingu e descarga média de sedimentos para o rio Amazonas. A média anual para o rio Amazonas é calculada a partir de 34 anos de dados coletados em Óbidos entre 1928 e 1983. Descarga anual média para o rio Xingu é calculada a partir de 26 anos de dados coletados em Altamira entre 1971 e 1997. Dados de descarga de sedimentos do rio Amazonas são calculados a partir de Filizola & Guyot (2009) (Fonte: modificado de Fricke *et al.*, 2017).

Superpostos a este ciclo sazonal são as flutuações de maré semidiurnas que influenciam a hidrodinâmica dentro das rias. Além das mudanças sazonais e das marés no nível da água, a hidrodinâmica no rio Amazonas, Xingu é afetada pelo caráter diferente de suas águas em termos de temperatura, e carga de sedimentos suspensos.

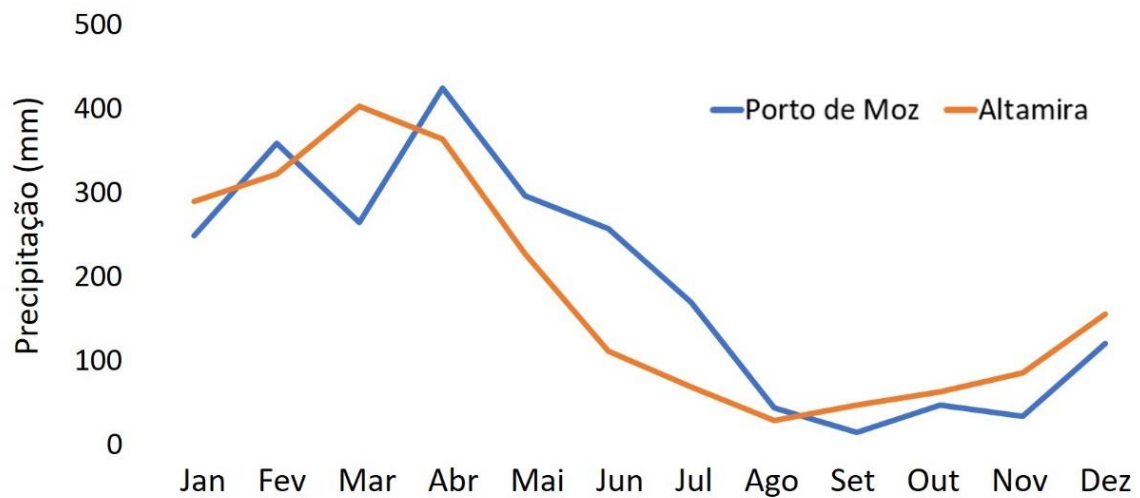


Figura 6: Dados de precipitação média a partir de séries históricas dos últimos 30 anos para 2 estações no rio Xingu. Altamira situado a montante de ria do Xingu e Porto de Moz próximo a zona de confluência com o rio Amazonas. (Fonte: INMET)

## **8. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **8.1. ETAPAS DE CAMPO E AMOSTRAGEM**

As campanhas de campo foram realizadas entre 3 períodos sazonais distintos, fevereiro e novembro de 2016 e junho de 2018, representando respectivamente as fases de (i) alta descarga do rio Xingu e elevação do rio Amazonas; (ii) baixa vazão fluvial em ambos os rios e (iii) pico de descarga do rio Amazonas e eminente declínio do rio Xingu. Nestas ocasiões foram realizadas medições hidrodinâmicas e amostragem de sedimentos de fundo (Figura 7) que objetivaram investigar a distribuição de material derivado do baixo curso do rio Xingu, região de confluência com o rio Amazonas e zonas adjacentes com intuito de caracterizar os mecanismos de transporte de sedimentos.

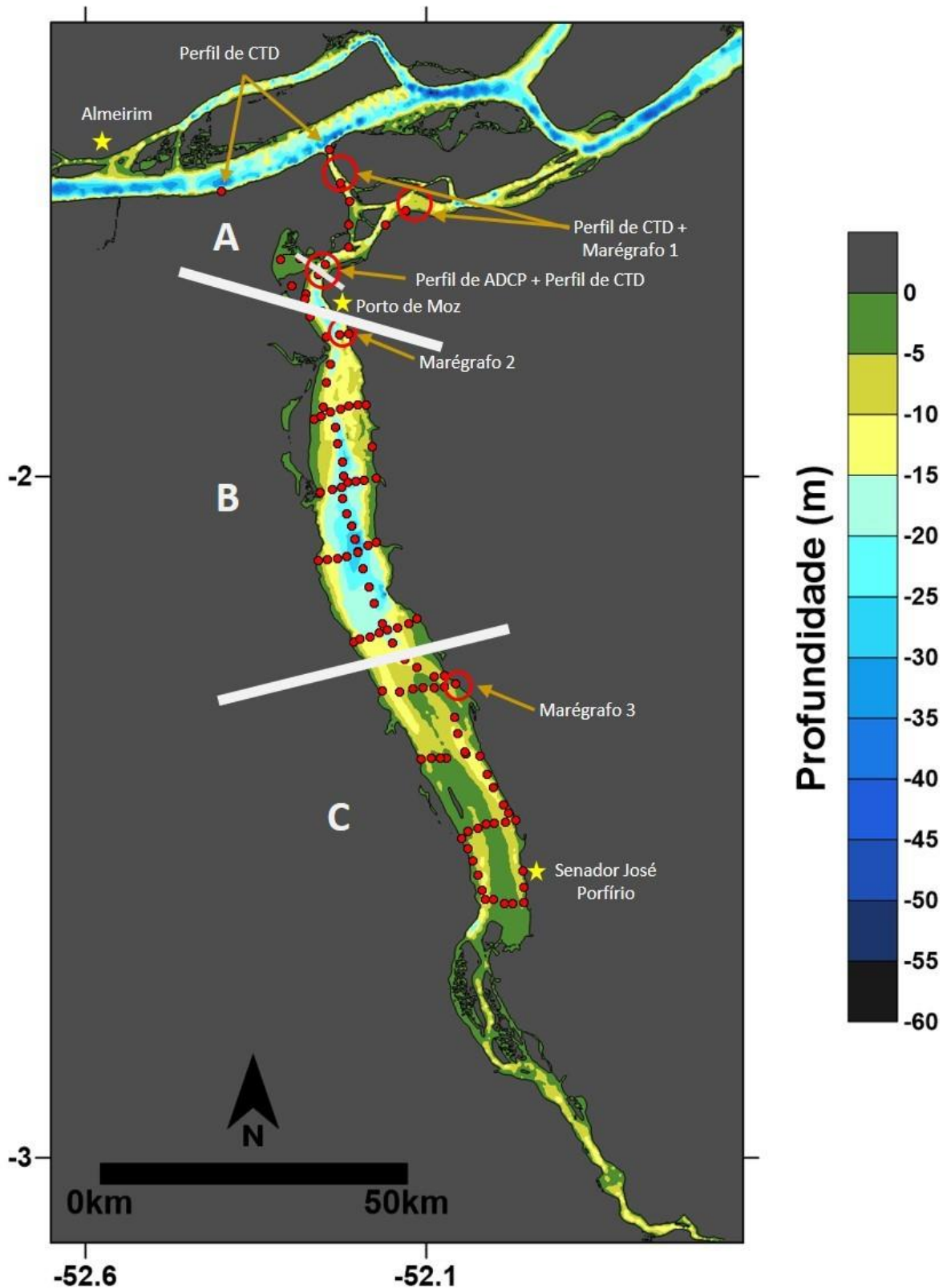


Figura 7: Mapa amostral e setorização da área de estudo. A: Setor de confluência; B: Canal principal; C: Setor de ria. Os pontos em vermelho representam amostras de sedimentos de fundo e as áreas destacadas em círculos são representadas por perfis de CTD, marégrafo e ADCP.

## 8.2.MEDIÇÕES HIDRODINÂMICAS

As medições de velocidade em toda a coluna de água foram coletadas ao longo de transectos de 8 km de largura no rio Xingu usando um perfilador de corrente acústico por efeito Doppler – ADCP (Acoustic Doppler Current Profile) modelo *Workhorse Sentinel* (Teledyne RD Instruments), com 1.200 kHz, interfaceado ao programa *WinRiver*®2. Essas medidas ADCP envolveram cruzamentos contínuos repetidos durante um período de 13 horas para capturar um ciclo de maré semidiurna completo. A descarga instantânea foi determinada para cada cruzamento de transectos, somando as medidas de velocidade de ADCP e multiplicando pela área de seção transversal do canal conforme medido pelo ADCP.

Os dados de fluxo, durante a coleta, foram salvos no formato nativo do programa *.mmt* e *.PDO* e durante o tratamento exportados em matrizes no formato *.txt*, utilizando o *template* disponibilizado com a rotina *ProcED\_II* (Genz *et al.*, 2010) que foi utilizada para o processamento dos mesmos. O *ProcED* consiste em um conjunto de rotinas computacionais para ambiente MATLAB elaborado para processamentos de dados de correntes medidas em seção transversal com ADCP embarcado durante o ciclo da maré em região estuarina. As rotinas foram desenvolvidas para processar os dados de corrente obtidos com o ADCP Teledyne RD Instruments e o seu aplicativo *WinRiver*. As rotinas tem a capacidade de eliminar dados inválidos, extrapolar as correntes para as áreas não medidas (superfície e fundo), bem como suavizar os campos de velocidade, destacando sua visualização. Estabelecendo a correspondência espacial e temporal das células de velocidade, o *ProcED* permite o cálculo das correntes residuais para toda a seção, assim como em posições específicas. (Genz *et al.*, 2010).

As medições de condutividade, temperatura, profundidade e turbidez foram feitas usando um CTD (*Conductivity, Temperature e Depth*), modelo CTD 90m (Sea&Sun Technology), incluindo um turbidímetro (OBS-meter Seapoint) para as duas primeiras campanhas (fevereiro e novembro de 2016) e Rinko-Profilor JFE CTD para a última campanha (junho de 2018), equipado com sensores de Oxigênio Dissolvido e Clorofila, além de turbidímetro. Os níveis d'água foram registrados com marégrafos digitais (sensores de pressão) portáteis da marca HOBOTM *onset*, modelo U20-002-Ti, dispostos longitudinalmente. Para avaliação da sazonalidade durante o período de baixa e alta vazão, foram selecionados perfis ao longo da área de estudo dispostos sequencialmente desde a desembocadura até cerca de 300 km a montante com o objetivo de mensurar o gradual declínio (ou amplificação eventual) da influência da maré rio acima.



### 8.3.SEDIMENTOS DE FUNDO

Um total de 120 amostras de sedimentos de fundo foram coletados desde a porção do rio Amazonas as proximidades do município de Almeirim adentrando a zona de ria do Xingu a cerca de 150 km a montante, zona situada próximo ao município de Senador José Porfírio. As amostras de sedimentos de superfície foram coletadas usando amostradores do tipo Van Veen e Shipek. Esse tipo de amostragem representa depósitos acumulados ao longo de alguns anos, que além de preservar o material fino da superfície, permitem desconsiderar variações sazonais e serão utilizados para avaliação de mistura e proveniência.

### 8.4. MODELAGEM HIDRODINÂMICA

A modelagem hidrodinâmica fez-se necessária para este estudo, considerando avaliar de forma minuciosa os efeitos sazonais da maré dinâmica e os efeitos da descarga fluvial e como essas forçantes atuam no depósito de sedimentos ao longo da área de estudo. Muito mais do que investir esforços em etapas de amostragem de campo, o modelo hidrodinâmico permite avaliar, por exemplo diferentes escalas de tempo, de modo a viabilizar o entendimento dos processos vigentes, desde um ciclo de maré semidiurna até efeitos de oscilação de nível e descarga fluvial ao longo dos anos. =

Para execução do modelo, utilizou-se dados horários de vazão da ANA (estação Belo Monte – Jusante / código 18935000) no limite superior da ria (montante). Dados de constantes astronômicas de maré na extremidade inferior (jusante) foram obtidos através do catálogo de estações brasileiras da FEMAR e recalculadas para amplitudes registradas no rio Xingu. Monitoramento de níveis e medições de vazão através de seções transversais foram utilizados para calibração do modelo número hidrodinâmico.

#### 8.4.1. Modelo Delft-3D

Este modelo foi criado e desenvolvido pela *Delft Hydraulics*, da Holanda, e funciona de uma forma multidisciplinar, onde o modelo principal apresenta dentro dele módulos de simulações de fluxos, ondas, transporte de sedimento, controle de qualidade de água, desenvolvimentos morfológicos, ecológicos e outros mais. Estes módulos trabalham ao redor de uma mesma interface, interagindo entre si através de “arquivos de comunicação”. Os resultados gerados apresentam-se prontos para serem utilizados para análises em outras simulações dentro do próprio programa (WL | Delft Hydraulics, 2006a).

O Delft-3D possui foco nos ambientes costeiros, bacias hidrográficas e deltas. Suporta a modelagem numérica bidimensional ou tridimensional através de seus módulos de escoamento (FLOW), transporte de sedimentos (SED), geração de ondas (WAVE e SWAN), qualidade de água (WAQ), evolução morfológica (MOR) e ecológica (ECO). Neste estudo será utilizado o módulo *open source* do DELFT-3D FLOW.

#### 8.4.2. Módulo Delft-3D Flow

O módulo FLOW é um modelo hidrodinâmico multidimensional formulado a partir das equações completas de Navier-Stokes, mais a aproximação para águas rasas. Suporta variações verticais de densidade através da aproximação de Boussinesq e simula escoamentos através da decomposição de Reynolds, resolvendo fluxos turbulentos somente em grandes escalas.

Este módulo é o primeiro passo para qualquer simulação a ser realizada pelo software Delft3D. Ele simula processos hidrodinâmicos resolvendo as equações diferenciais do *momentum*, e da conservação da massa (ou da equação da continuidade) em duas ou três dimensões, além da equação do transporte de massa para cada constituinte de qualidade da água ou de processos nos sedimentos (Lesser *et al.*, 2004).

As equações da continuidade e do *momentum* descrevem a variação de quatro incógnitas: elevação do nível e as componentes de velocidade  $u$ ,  $v$  e  $w$  na região de interesse nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$  e no tempo. Para fluxo de sedimentos em suspensão ou de fundo, as equações de transporte de massa são integradas verticalmente considerando efeitos de difusividade turbulenta, dispersão, difusão pelo vento, erosão, deposição e interações químicas e biológicas (Falconer, 1996).

Outros fenômenos suportados nas simulações são as variações de turbulência horizontal e vertical, a força inercial de Coriolis, escoamentos barotrópicos e baroclínicos, variações de vento e pressão, chuva e evaporação e fluxo de calor superficial, não suportando a simulação de grandes variações de temperatura.

#### **8.4.3. Etapas de Execução**

As ferramentas das três fases de modelagem: pré-processamento, processamento e pós-processamento; são disponibilizadas pelo próprio pacote, que ainda possui extensões para a realização do pós-processamento nos softwares ArcGIS e MatLAB.

Na fase de pré-processamento a área de interesse foi delimitada através da base cartográfica de contornos hidrográficos em formato poligonal. A partir deste polígono criou-se o arquivo/*contorno de terra (landboundary)*, um arquivo de texto XY (latitudes e longitudes), no sistema de coordenadas Universal Transversa de Mercator (UTM), Datum SAD69 cujos pares ordenados correspondem aos vértices do polígono do contorno hidrográfico, e a leitura pelo modelo gera um desenho vetorial em linhas.

Após a criação das linhas de contorno do modelo iniciou-se a construção da malha (*grid*) de diferenças finitas através do Delft3D-RGFGRID utilizando o método curvilinear, onde os elementos podem possuir ângulos diferentes de 90° entre si, porém, devem ser ortogonalizados para que a angulação seja mais próxima possível do ângulo reto, diminuindo os erros numéricos associados à malha (*grid*). Uma vez confeccionada a malha (*grid*), foi utilizada em todos os cenários simulados para que se pudesse existir a comparação posterior.

Utilizando-se a ferramenta Delft3D-QUICKIN foram interpoladas pelo método de triangulação a batimetria e a rugosidade do domínio. Estes dados foram obtidos a partir da aquisição de cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia da Marinha (DHN). O método de interpolação triangular foi utilizado para completar os dados em todos os elementos do arquivo *grid*. Os dados interpolados por triangulação foram suavizados para amenizar as transições entre rugosidades.

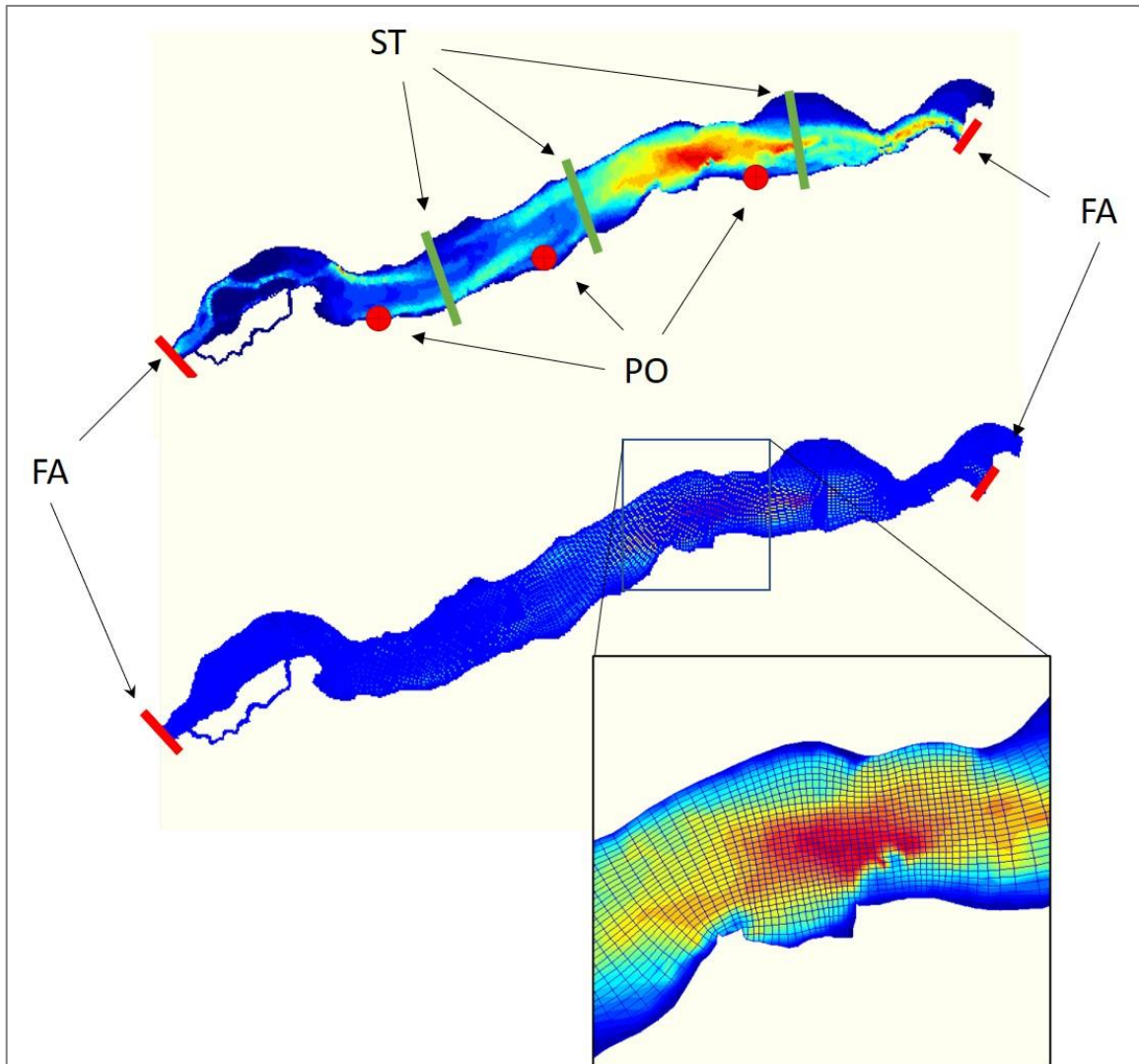


Figura 8: Estrutura para atribuição de dados de entrada e monitoramento do modelo número hidrodinâmico, fronteiras abertas (FA) com traços em vermelho; seções transversais de monitoramento (ST) com traços em verde; pontos de observação (PO), pontos em vermelho ao longo da área de estudo e ampliação de um trecho evidenciando o detalhamento da malha.

Fronteiras abertas (FA) são as interfaces do domínio de modelagem com as áreas externas ao modelo, e a partir delas são impostas as forçantes externas. O domínio apresenta duas fronteiras abertas (figura 8). A composição final é a representação da ria do Xingu, que corresponde ao seu trecho mais baixo, cuja as condições de contorno a montante estão situadas logo após a região de Volta Grande (estação fluviométrica UHE Belo Monte Jusante) e o trecho a jusante está situado próximo a confluência do rio Amazonas (estação fluviométrica Porto de Moz).

Foram adquiridas as vazões médias horárias através do Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Água (HidroWEB/ANA) para a Estação Fluviométrica UHE Belo Monte Jusante (código 18935000).

Através do princípio da vazão específica com as vazões nas estações e as áreas drenadas pelas mesmas estimou-se a vazão no ponto de início da modelagem (Tabela 1). Em todos os cenários foram utilizados dois tipos de monitoramento localizado de resultados, sendo eles os pontos de observação (PO) (*observation points*) e as seções transversais (ST) (*cross-sections*). Para os monitoramentos são gravados os resultados temporais para o ponto ou seção selecionados, sendo a localização dos mesmos comuns a todos os cenários.

Na fase de processamento foi implementado modelo bidimensional para um horizonte de tempo de 90 dias. No pós-processamento as saídas de dados com os resultados obtidos foram gerenciadas no Delft3D-QUICKPLOT, extensão do Delft3D cujo *script* é baseado nas funções gráficas do MATLAB. O DELFT3D gera dois tipos principais de arquivos de saída, o arquivo *trih* ou *history file* que possui os resultados temporais do modelo, apresentando todos os parâmetros simulados, mas somente para os pontos de observação e seções transversais; o arquivo *trim* ou *map file* que possui os resultados espaciais do modelo, sendo armazenada a situação em todo o domínio como uma foto de um determinado instante de tempo.

Os períodos simulados foram: a) 01 de fevereiro a 30 abril (alto fluxo); b) 22 maio a 30 agosto (fluxo em queda); c) 15 outubro a 31 de dezembro (baixo fluxo).

## 8.5. ABORDAGEM GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA

O estudo puro da hidrodinâmica responde parcialmente às questões da circulação e dinâmica sedimentar. Estudos realizados em tributários baixos do rio Amazonas, em conjunto com dados geoquímicos e mineralógicos de sedimentos de fundo agregam informações relevantes para avaliar o aporte, proveniência e mistura de sedimentos na interface em zonas de confluência com o rio Amazonas (e. g. Roddaz et. al. 2014; Medeiros Filho, 2016; Teódulo, 2017). A geoquímica mutielementar, associada a razões de elementos com baixa mobilidade, podem ser utilizadas como traçadores de mistura em sedimentos de fundo e material em suspensão permitindo a avaliação da origem e maturidade do material transportado em sistemas fluviais (variações de comportamento geoquímico de Rb e Sr, U, Th e Pb e Sm e Nd; tempo de residência na hidrosfera, etc.).

Variações nas assinaturas geoquímicas e isotópicas em função da distribuição espacial dos sedimentos em suspensão são ferramentas de grande relevância para o entendimento da dinâmica sedimentar na área de interesse, uma vez que são influenciados por eventos sazonais de macro-maré e pelas precipitações anuais (estação chuvosa).

Evidências, mineralógicas, geoquímicas e isotópicas mais recentes investigadas por Teódulo (2017) permitiram identificar a influência do rio Amazonas nos sedimentos de fundo do baixo curso do rio Xingu e de outros tributários da bacia amazônica. Uma curva teórica de mistura entre dois componentes (Rio Amazonas – Rio Xingu) no diagrama isotópico  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  permitiu quantificar essa influência com um percentual estimado da ordem de 30% de participação dos sedimentos do rio Amazonas nos sedimentos do rio Xingu até uma distância de cerca de 35 km rio adentro, diferentemente do rio Tapajós, no qual os sedimentos do rio Amazonas pouco adentram no canal do rio Tapajós e que a influência do rio Amazonas se limita ao setor de Santarém (Medeiros Filho, 2016).

## 8.6. ANÁLISES DE LABORATÓRIO

As análises laboratoriais foram executadas e contaram com o apoio estrutural do Laboratório de Geologia Costeira (LAGECO) do Instituto de Estudos Costeiros (IECOS-UFPA-Bragança) coordenado pelo prof. Dr. Nils Edvin Asp. As análises granulométricas e mineralógicas contarão com o apoio dos laboratórios de Oceanografia Química e Caracterização Mineral, respectivamente, ambos pertencentes ao Instituto de Geociências da UFPA.

### 8.6.1. Granulometria

Inicialmente as amostras foram submetidas a ataque com peróxido de hidrogênio para a remoção de matéria orgânica e posterior análise. A análise granulométrica foi realizada com um analisador de partículas à laser (modelo Laser Diffraction SALD 2101-marca Shimadzu), no Laboratório de Oceanografia Química do Instituto de Geociências da UFPA para determinar as proporções de areia, silte e argila. As classificações foram efetuadas de acordo com diagrama triangular de Sheppard (1954) baseado nos percentuais de argila (<0,004 mm), silte (0,004 - 0,064 mm) e areia (0,064 - 2 mm), definidos por Wentworth (1922). O tratamento estatístico dos dados dos sedimentos foi realizado com o programa SYSGRAN 3.0 (Camargo, 2006).

### 8.6.2. Mineralogia

Inicialmente a identificação mineralógica foi realizada por difração de raios-X em amostra total em cerca de 21 amostras de sedimento de fundo englobando a área de estudo. As amostras foram previamente pulverizadas em grau de ágata e encaminhadas para análises no Laboratório de Caracterização Mineral (LCM) do IG da UFPA.

As análises de DRX da fração argila estão em fase de preparação e serão realizadas em agregados orientados sob lâminas de vidro (secas a temperatura ambiente), saturadas em atmosfera de etilenoglicol por 24hs, e aquecidas a 550°C por duas horas, seguindo os procedimentos propostos por Reynolds & Moore (1992). Os mounts são radiografados aleatoriamente, entre os ângulos 2 e 30 graus ( $2\theta$ ) a uma velocidade de varrimento de 2° por minuto.

Estas análises estão sendo realizadas no laboratório de Difração de raios-X do departamento de Geoquímica e Petrologia da UFPA, utilizando um difratômetro de marca Panalytical, modelo X-PERT PRO MDP (PW 3040/60) com tubo de raios-X cerâmico ( $K\alpha = 1,54060$ ) LDFDK 157735, modelo PW 337600 e gerador de tensão e corrente ajustados para 40kV e 40mA com detector do tipo RTMS X' celeration. A aquisição dos dados é realizada

através do código X-PERT Data Coletor, versão 2.1A e a identificação dos minerais no difratograma será realizada com o auxílio do programa X-PERT Highscore 2.1B.

### **8.6.3. Geoquímica Multielementar**

As análises geoquímicas foram realizadas no laboratório comercial ALS Global, empresa internacionalmente conhecida no fornecimento de soluções de análises em amostras geoquímicas. Inicialmente um conjunto de 18 amostras foram selecionadas. Para a análise de elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , Fe total (como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ),  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) e elementos-traço, incluindo os elementos Terras Raras, foi realizada uma fusão de borato de lítio antes do ataque ácido para melhor eficácia na dissolução. De acordo com os procedimentos adotados pela ALS Global, a determinação dos teores de elementos maiores é realizada por ICP-EOS e dos elementos traços por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS).

Para o controle de qualidade analítica, materiais de referência e a amostra em duplicata foram usados pelo Laboratório ALS Global e para garantir a confiança dos resultados.



## 9. RESULTADOS

Os resultados são apresentados em forma de capítulos com breve descrição a seguir:

**Capítulo 01:** Neste capítulo foram discutidos aspectos hidrodinâmicos do baixo curso do rio Xingu, como descarga, velocidade, MPS, aspectos sazonais, propagação de maré e eventuais implicações em seu sistema de deposição de sedimentos. O trabalho buscou também avaliar a influência do rio Amazonas sobre a dinâmica do rio Xingu como seu afluente mais baixo e suas possíveis implicações no “*input*” e “*trapping*” de sedimentos na foz e região de confluência com o rio Amazonas, considerando um cenário fluvial não antropizado.

**Capítulo 02:** Neste capítulo fez-se uso de assinaturas geoquímicas como métodos para avaliar “trends” de mistura sob a extensão da ria do Xingu, elucidando sua relevância como ferramentas na investigação da dinâmica sedimentar, compreendendo como limites o alargamento do canal (delta de cabeceira) até o setor de confluência com rio Amazonas, considerando o transporte, maturidade e deposição dos sedimentos, de modo a apontar eventuais fontes de proveniência no setor estudado como subsídio para o entendimento do sistema de evolução da ria.

**Capítulo 03:** Neste capítulo buscou-se investigar forçantes presentes na dinâmica sazonal do baixo rio Xingu adotando um modelo número hidrodinâmico, e simular períodos representativos de regime hidrológico anual a partir de forçantes de como descarga fluvial, marés, níveis de água e sedimentos nas fronteiras abertas do modelo a ser implementado. O objetivo foi buscar respostas sobre quais forçantes desempenham um papel relevante no transporte, deposição e origem dos sedimentos presentes no leito da ria, em zonas mais profundas a montante, já que se é estabelecido na literatura a ocorrência de depósitos finos e/ou lamosos na sua porção central.

## CAPÍTULO I

---

### TIDAL FORCING AND SEASONAL HYDROLOGY AND HYDRODYNAMICS AND SEDIMENT TRANSPORT IN THE LOWER XINGU RIVER, A MAJOR AMAZON RIVER TRIBUTARY

**Lucio C. Medeiros Filho<sup>a,b</sup>; Nils Edvin Asp Neto<sup>a,b,c</sup>; Vando José Costa Gomes<sup>b</sup>; Renan  
Peixoto Rosário<sup>c</sup>**

*<sup>a</sup>Graduate Program in Geology and Geochemistry, Institute of Geosciences, Federal University of Pará, Postal Code 66075-110 Belém, PA, Brazil.*

*<sup>b</sup>Coastal Geology Laboratory, Institute for Coastal Studies, University of Pará, Bragança, Postal Code 68600-000 Belém, PA, Brazil.*

*<sup>c</sup>Graduate Program in Oceanography, Institute of Geosciences, Federal University of Pará, Postal Code 66075-110 Belém, PA, Brazil.*

#### ABSTRACT

Tidal propagation is an important mechanism for suspended sediment transport and accumulation whenever a river empties into the ocean, modulating fluvial hydrodynamics. The interaction between the Amazon tidal river and its tributaries (e.g., the Amazon-Xingu River confluence) has its signatures recorded in sediments deposited on the riverbed. The lower sector of the Xingu River has the characteristics of a drowned river valley (ria) in the lower Amazon River, with water-level fluctuations associated not only with the seasonal rise and fall of the river network, but also with semidiurnal tidal variations, which can reach up to hundreds of kilometers upstream. The sediments along the ria have a homogeneous texture pattern and predominance of silt, with significant sand content near the confluence with the Amazon River. Measurements of tidal range obtained heights of up to 1.24 m, during periods of seasonal backwater (observed in November) at the Xingu River mouth, with tidal asymmetry and ebb extension, suggesting a higher influence of discharge on sedimentary processes. During high flow (e.g., February), higher suspended sediment concentrations (SSC) are found in the Amazon River and entering the Xingu River. This influence is more subtle in the falling flow and is observed during floods in semidiurnal tidal cycles. The calculated residual flow in a cross-section of the critical confluence zone showed a net transport towards the Amazon River, whereas sedimentary results suggest a transport towards the Xingu River inside the bottom boundary layer, which reinforces the importance of understanding tidal circulation along the

lower reaches of the world's largest river system. The data reinforce the contribution from the Amazon River to the seasonal hydrodynamics of the Xingu River, suggesting that sediment trapping results from the interaction of Xingu-Amazon water bodies and sediment deposition in seasonal backwaters.

Keywords: Xingu River, Amazon River, hydrodynamics, tidal river, river discharge.

## 1. Introdução

O rio Amazonas é a maior fonte fluvial de água doce e sedimentos para os oceanos em todo o mundo e tem o maior alcance influenciado pelas marés do mundo e compreende uma bacia hidrográfica complexa de inúmeros afluentes (Geyer et al., 1995; Nittrouer et al., 1995; Nittrouer and DeMaster 1996; Archer, 2005; Meade, 2007; Irion et al., 2010; Milliman and Farnsworth, 2011). O rio Xingu é um afluente da margem direita juntamente com outros afluentes inferiores (por exemplo, o rio Tapajós) e contribui para a vazão do rio Amazonas (cerca de 5%), sua vazão atinge um valor líquido de aproximadamente  $0.9 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$  (ANA, 2008).

A dinâmica sedimentar do rio Xingu em seu baixo curso vem se modificando nos últimos 5 anos devido à construção de barragens relacionadas ao projeto hidrelétrico de Belo Monte. Assim, tornou-se imprescindível a investigação das características hidrodinâmicas e de sedimentação do fundo do canal, o que pode fornecer uma compreensão tanto de suas condições naturais quanto das mudanças que ocorrerão. Assim, estudos sobre o sistema Xingu Ria podem servir de referência para uma avaliação de projetos hidrelétricos planejados para outros rios similares. Compreender as mudanças passadas na hidrologia e sedimentação em escalas de tempo decenais a milenares apoiará previsões mais confiáveis.

O Lago da Ria do Xingu foi formado através do preenchimento de calhas durante as fases de baixo nível do mar, quando grande parte do sistema do rio Amazonas foram incisadas profundamente como resultado da Última Grande Transgressão Marinha (Irion, 2010; Silva et al., 2021). Devido a uma influência substancial das marés neste ambiente, com alturas superiores a 1 m na confluência, esta seção é chamada de rio de maré na literatura (Kosuth et al., 2009; Sawakuchi et al., 2017; Fricke et al., 2017, Nowacki et al., 2019; Silva et al., 2021).

A propagação das marés pode ser um mecanismo importante para a acumulação de sedimentos e para as mudanças na temperatura e nas concentrações de sedimentos em suspensão (SSC). Por ter características de um vale fluvial (ria) na confluência com o rio Amazonas, o baixo rio Xingu sofre flutuações no nível das águas associadas não apenas à subida e descida sazonais da

rede fluvial, mas também às marés semidiurnas, que podem atingir até centenas de quilômetros rio acima.

Assim, a dinâmica de deposição em planícies de inundação, seus efeitos de maré e processos de sedimentação ao longo dessa faixa ainda não foram bem compreendidos. Ao contrário de outros afluentes inferiores, como o Rio Tapajós, que têm sido objeto de estudos detalhados recentes (Sidagis-Galli et al., 2015; Medeiros Filho et al., 2016; Freitas et al., 2017; Fricke et al., 2017; Prestes et al., 2020), a hidrodinâmica do baixo rio Xingu ainda carece de maiores investigações.

## **2. Background**

### ***2.1. Configurações Físicas e Hidrológicas***

O rio Xingu é um rio amazônico de águas claras (Sioli, 1985) com fundo dominado por areia fina a grossa e baixa carga suspensa. Seu setor a jusante, morfologicamente descrito como ria, é uma paisagem fluvial semelhante aos afluentes inferiores do rio Amazonas em direção à sua foz, e se comporta como potenciais sumidouros para aproximadamente um terço da descarga sedimentar do rio Amazonas (Meade 1984; Nittrouer et al., 1995; Dunne et al., 1998, Meade, 2007).

A ria do Xingu tem comprimento médio de 100 km e largura média de 10 km (Figura 1). Suas águas claras contêm taninos baixos, típicos de rios de águas negras (por exemplo, o rio Negro, um afluente do rio Amazonas), ou sedimentos suspensos típicos de rios de águas brancas (por exemplo, o rio Amazonas). Devido às suas baixas cargas sedimentares, o rio Xingu não preencheu seus vales incisos produzidos durante o último período glacial (Sioli, 1984; Fricke et al., 2017; Silva et al., 2021).

De acordo com a vazão média histórica registrada, há alta variação sazonal no rio Amazonas e seus afluentes. As vazões médias do rio Xingu durante o período de baixa vazão do rio permanecem em torno de  $1.500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , podendo ultrapassar  $20.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  durante o período de alto fluxo. Além disso, se o pico de vazão do rio Xingu ocorrer 2 a 3 meses antes do pico de vazão do rio Amazonas, a vazão do rio Xingu geralmente ocorre em um declínio sazonal acentuado.

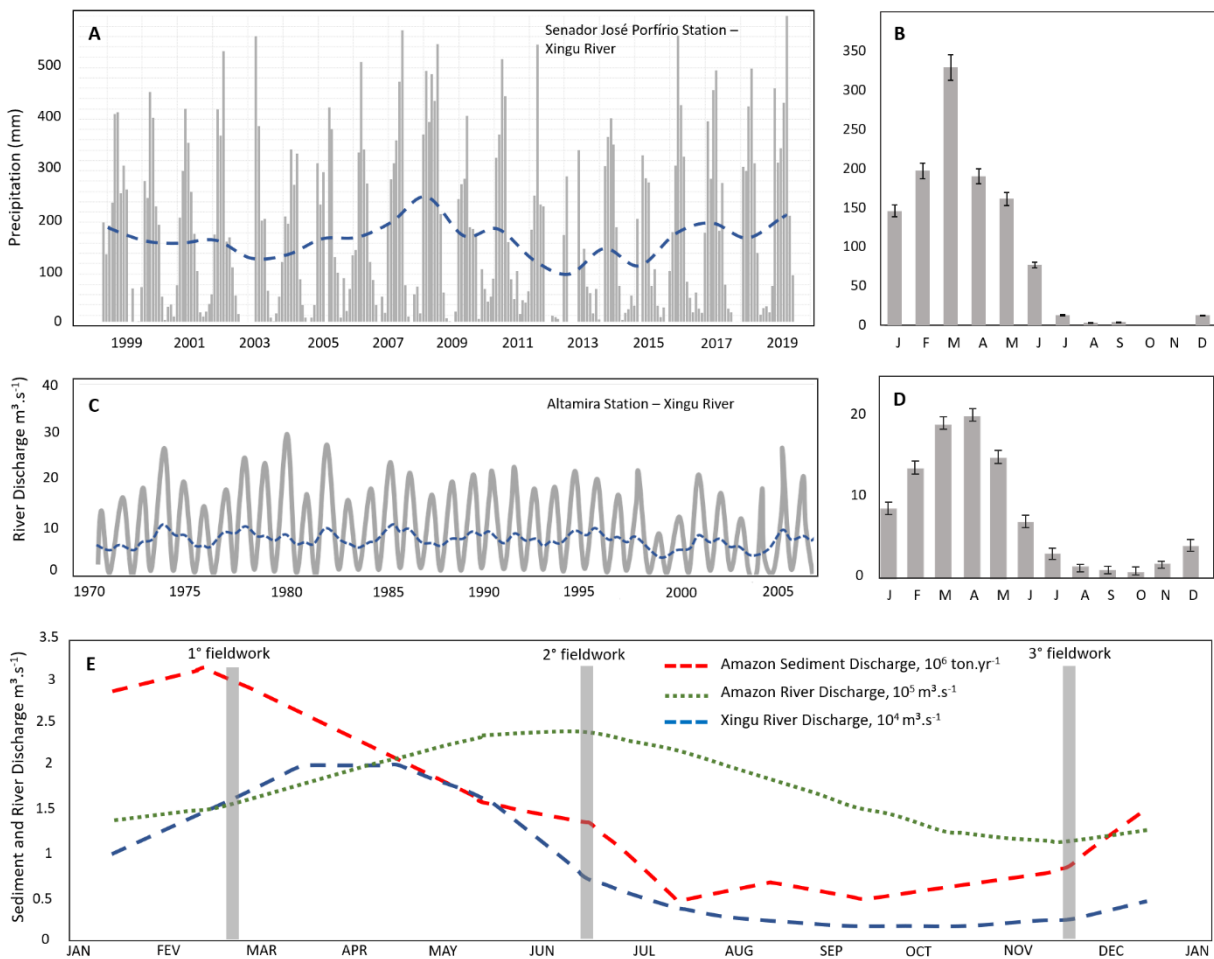


Figura 1.1: (A) Série histórica e (B) precipitação média mensal dos últimos 30 anos obtida na estação pluviométrica de Porto de Moz no rio Xingu próximo à zona de confluência com o rio Amazonas, linhas tracejadas em azul representam valores médios (Fonte: INMET). (C) Série histórica e (D) vazão média mensal do rio Xingu a partir de dados de 26 anos coletados na estação de Altamira. Dados de vazão do rio por Fricke et al., 2017. (E) Vazão média mensal histórica dos rios Amazonas (34 anos de dados) e dos rios Xingu e vazão média mensal histórica de sedimentos do rio Amazonas. Dados de descarga de sedimentos para o rio Amazonas por Filizola & Guyot (2009).

## ***2.2.Trabalhos Anteriores***

Estudos associados à evolução sedimentar do rio Xingu têm sido frequentemente interligados com o rio Tapajós, que representa os baixos afluentes da margem direita do rio Amazonas, e a dinâmica de sua formação está associada a processos de afogamento de ria durante períodos glaciais do quaternário. (Irion et al. 1984; Irion et al. 2010; Fricke et al., 2017; Bertassoli Jr, et al., 2017; Bertassoli Jr, et al., 2019; Silva et al., 2021).

Outros estudos relacionados à dinâmica do rio Xingu incluem variáveis climáticas para explicar as mudanças na paisagem ou relacionam o rio Xingu com outros afluentes do baixo rio Amazonas para estudar a entrada de sedimentos no oceano Atlântico. (Ronchail et al., 2005; Mikhailov, 2009; Salisbury et al., 2011; Sawakuchi et al., 2017).

## **3. Metodologia**

O presente estudo avaliou as variáveis hidrodinâmicas no setor baixo da ria e região de confluência com o rio Amazonas em escala sazonal, bem como sua caracterização sedimentológica ao longo de toda sua extensão a montante. As medições hidrodinâmicas (velocidade, vazão e nível da água) foram realizadas em três períodos, que serão denominados de acordo com as condições hidrológicas sazonais do rio Xingu para maior clareza: **1. Vazão alta:** correspondente ao período de vazão máxima do rio Xingu Rio Xingu e também corresponde a subida de vazão do Rio Amazonas. **2. Vazão baixa:** representa os remansos, a mínima descarga líquida e sólida para ambos os rios. Esse monitoramento foi realizado em novembro de 2016. **3. Vazão descendente:** corresponde ao declínio sazonal da vazão do rio Xingu, que coincide com a vazão líquida máxima do rio Amazonas. Para este período, o monitoramento de campo foi realizado em junho de 2018.

### ***3.1.Medições Hidrodinâmicas***

Os efeitos das marés associados à dinâmica do rio Xingu foram investigados conforme mostrado na Figura 2. Os níveis da água foram monitorados ao longo da extensão da ria, em pelo menos 3 pontos, assim como os perfis longitudinais de temperatura, turbidez em direção à foz e perfis transversais na zona de confluência, com as margens esquerda e direita da ria do Xingu como limite.

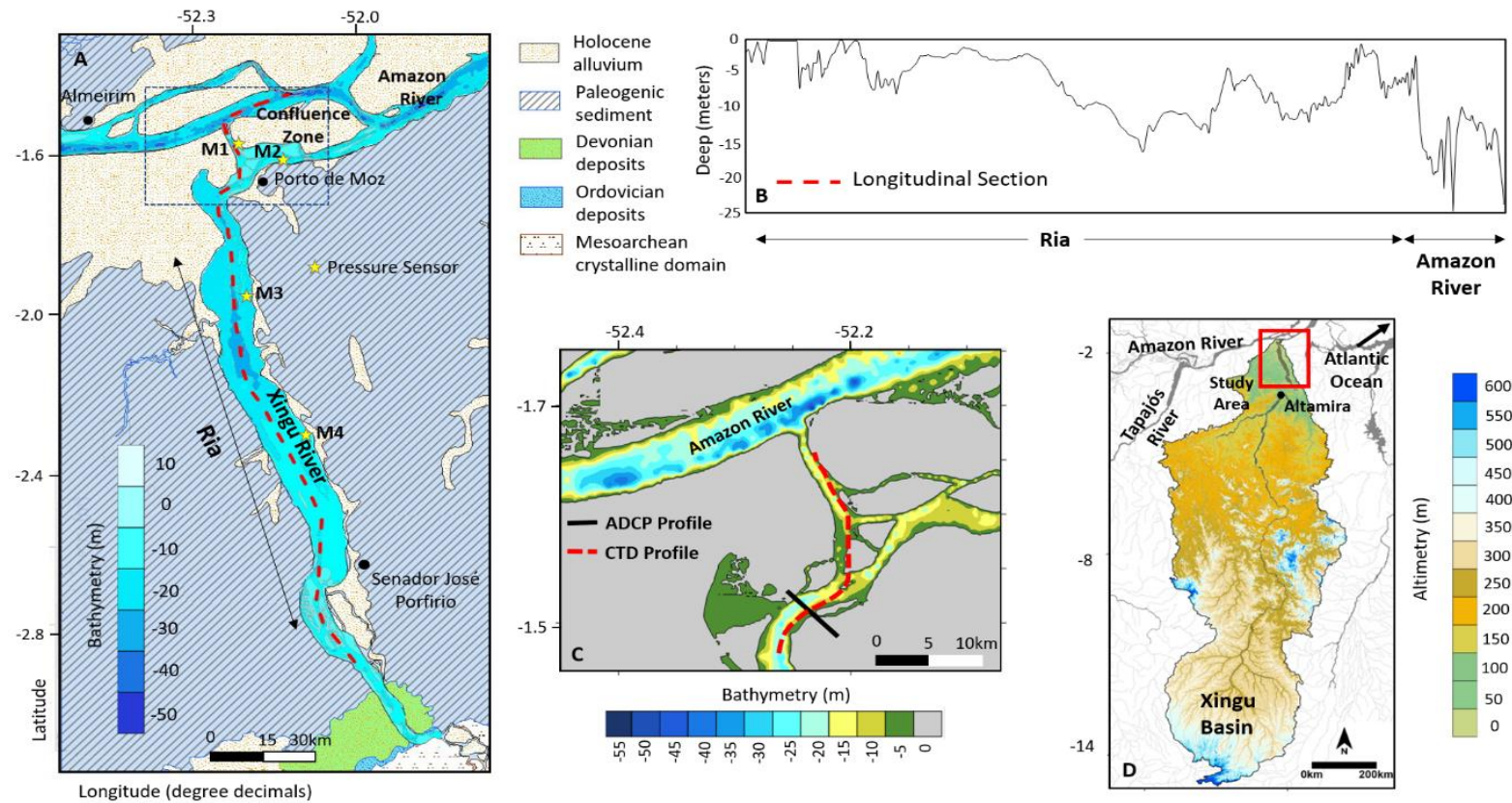


Figura 1.2: Mapa da localização da área de estudo, destacando toda a extensão do estuário do Xingu (A), e sua geologia associada à batimetria do canal; sensores de pressão são mostrados pela simbologia de estrela (M1, M2, M3 e M4), o setor de confluência é delimitado por linhas pontilhadas. A batimetria do rio na foz é mostrada ao lado, longitudinalmente (B). O setor de confluência foi amostrado mais intensamente (C) por meio dos perfis CTD e ADCP. A área de estudo em escala maior (D) mostra toda a extensão da bacia do rio Xingu.

As medições de velocidade da água foram coletadas em toda a coluna d'água ao longo de seções transversais de 2,5 km de largura próximo a confluência Xingu-Amazonas usando um perfilador de corrente Doppler Acústico de 1.200 kHz (ADCP - Teledyne RDI™), monitorando variações rápidas na descarga de água do rio durante um ciclo de maré semidiurna. Essas medições de ADCP envolveram cruzamentos repetidos e horários durante um período de 13h para capturar um ciclo de maré semidiurna completo. A descarga instantânea foi determinada pela velocidade média transversal do canal medida pelo ADCP. A descarga residual (balanço de maré) foi calculada integrando a descarga instantânea medida ao longo de todo o período (aproximadamente 13h). O campo de velocidade foi interpolado nos mesmos intervalos de tempo entre o início e o final do ciclo de maré, permitindo assim calcular a velocidade residual de acordo com Kjerfve, 1979:

$$\langle u_{i,j} \rangle = \frac{1}{n} \left[ \frac{u_j(Z_i, t_1)}{2} + \sum_n u_j(Z_i, t_k) + \frac{u_j(Z_i, t_n)}{2} \right] \quad (1)$$

onde: “< >” indica o tempo médio;  $j$  é a posição da coluna;  $i$  corresponde ao número de linhas ( $i = 1, 2, \dots, 11$  para  $Z = 0$  para  $Z = 1$ , em intervalos de 0.1);  $Z$  é a profundidade adimensional dada pela razão entre a profundidade da coluna d'água e a profundidade máxima local;  $k = 2, \dots, n - 1$ ;  $t_n - t_1 = T$ ;  $T$  é a duração do ciclo de maré;  $n = T/\Delta$  é o número de intervalos de tempo e  $\Delta t$  é o intervalo de tempo de interpolação.  $T$  é determinado através da interpolação das vazões registradas, definindo em que instante a vazão próxima ao final do ciclo de maré é igual à  $t_1$ . Por padrão,  $n = 25$ , para evitar a subestimação dos valores de velocidade próximos ao máximo de cheia e vazante. A descarga residual ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) foi determinada pela multiplicação da velocidade residual (m/s) pela área da seção transversal medida (m).

As medições de temperatura, profundidade e turbidez foram feitas usando um Sea & Sun CTD 90M na primeira e segunda campanha de amostragem, e um Rinko-Profilor JFE na terceira e última campanha de amostragem. Os dados de concentração de sedimentos de suspensão (SSC) foram calculados usando uma equação exponencial e quadrática para converter os dados de turbidez medidos pelo CTD (FTU) para SSC (mg/L), usando um gráfico de dispersão com aproximadamente 38 amostras. O valor obtido pela filtragem da amostra de água foi cruzado com o valor médio de turbidez para os dois equipamentos utilizados.



O coeficiente  $R^2$  e uma medida de erro (erro médio quadrático) foram utilizados para validação dos dados. As equações geradas para uma conversão direta de turbidez (FTU) para SSC (mg/L) usando o Sea & Sun CTD 90M e o Rinko-Profilor JFE foram as seguintes:

$$y = 0.0006e^{0,0109x} \quad e \quad R^2 = 0.9824 \quad (2)$$

$$y = 0.0006x^2 - 0.0055x + 0.018 \quad \text{and} \quad R^2 = 0.9469 \quad (3)$$

As medições incluíram a variação do nível da água que foi monitorada simultaneamente em quatro pontos diferentes ao longo da Ria do Xingu usando sensores de pressão/registradores de dados HOBOTM U20-002-Ti ONSET (ver locais na Fig. 2). Em todos os casos, os níveis de água foram registrados a cada 5 min durante um tempo mínimo de 24h; contudo, os registradores de nível de água coletaram dados por até uma semana em alguns locais.

A carga de sedimentos foi calculada considerando registros simultâneos de vazão usando ADCP e os sedimentos em suspensão coletas através de amostras de água. O fluxo de sedimentos foi obtido usando a seguinte equação:

$$\text{Carga Sedimentar} = \text{SSC} \text{ (kg/m}^3\text{)} \times T \text{ (sec)} \times Q \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}\text{)} \quad (4)$$

Onde SSC corresponde à concentração de sólidos suspensos filtrados, T corresponde ao tempo em segundos e Q corresponde à vazão do rio em  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Esses dados de carga de sedimentos foram medidos ao longo de um ciclo completo de maré (13 h); portanto, a carga sedimentar foi obtida multiplicando-se a concentração de sedimentos sólidos (SSC) pelo tempo e pela vazão do rio. O balanço foi obtido por unidade de massa.

Tabela 1.1: Descrição dos métodos usados e períodos analisados

<b>Data</b>	<b>Sediment samples</b>	<b>Water samples</b>	<b>CTD measurement</b>	<b>ADCP measurement</b>	<b>Pressure Sensor</b>
<b>Methods and Parameters</b>	Textural classification	SSC	Turbidity, temperature and deep	Current velocity, discharge	Water level
<b>Collection Period</b>	February 2016 and June 2018	All fieldworks	All fieldworks	All fieldworks	February 2016
<b>Number of samples/reading</b>	62	86	29	1 record per hour during 1 tidal cycle	Continuous monitoring with 5 second interval

### 3.2. Classificação Textural dos Sedimentos

Um total de 135 amostras de sedimento de fundo foram coletadas ao longo do trabalho de campo usando uma garra Van Veen convencional, de um barco de pequeno porte, o objetivo foi caracterizar sedimentologicamente toda a área de estudo. A navegação e o posicionamento foram medidos usando um receptor GPS Garmin™ (modelo 60Map CSx).

As amostras de sedimentos foram analisadas quanto ao tamanho de grão usando um granulômetro a laser SALD-2201 (Shimadzu) com faixa de medição de 0.120 a 1.000  $\mu\text{m}$ . A caracterização da textura seguiu a classificação de Sheppard (1954) com base nas porcentagens de areia, silte e argila conforme definido por Wentworth (1922). As estatísticas granulométricas foram calculadas de acordo com Folk e Ward (1957). Os resultados permitiram um mapeamento textural inédito desta área.

## 4. Resultados

### 4.1. Granulometria

Os sedimentos ao longo da ria em direção à foz apresentaram padrão de textura homogênea e predominância de teores de silte. Percentagens significativas de areia foram encontradas próximo ao setor inferior e na confluência com o rio Amazonas, sugerindo maior hidrodinâmica e heterogeneidade. A amostragem concentrou-se no canal principal da ria, considerando que as áreas mais próximas das várzeas (setor transversal) tendem a apresentar maiores concentrações de areia (figura 1.3).

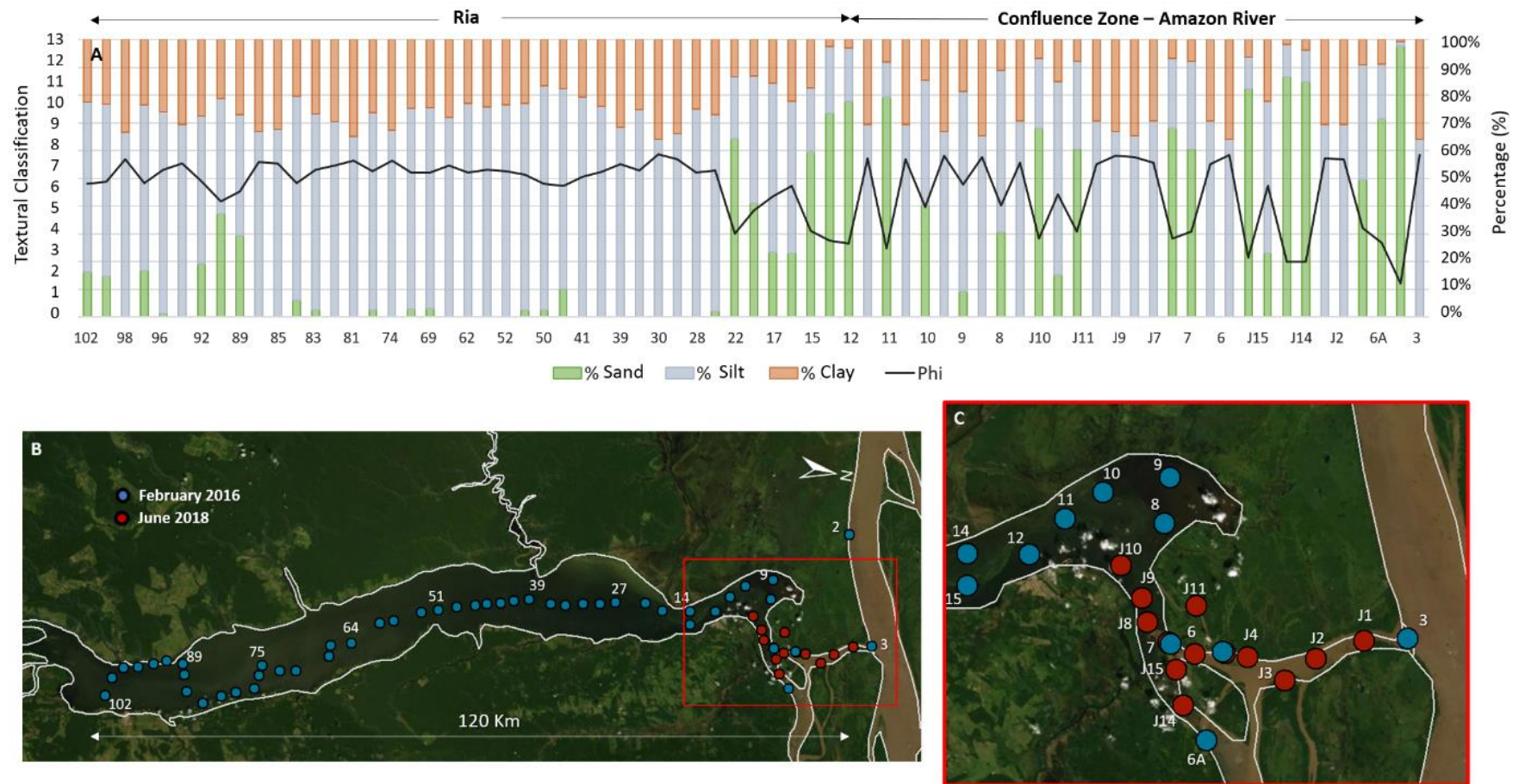


Figura 1.3: Distribuição granulométrica longitudinal da ria até a foz. A Figura A mostra a variação em termos de tamanho médio de grão (escala phi) e percentuais de areia, silte e argila. A Figura B localiza as amostras e mostra sua distribuição, com destaque para a zona de confluência com o rio Amazonas.

Um diagnóstico sedimentar do leito do rio Xingu permitiu observar uma predominância de silte argiloso na ria segundo a convenção de Wentworth, 1922. Um padrão menos estável pode ser observado à medida que a zona de confluência se aproxima, conforme mostrado nas figuras 3 e 4. Os diagramas de Sheppard (1954) e Pejrub (1988) permitiram discriminar sedimentos e agrupá-los de acordo com o tamanho do grão, seu intemperismo físico associado e retrabalhamento do rio (figura 4). Este comportamento está significativamente associado à morfologia de fundo, através de canais com direção predominante SSW/NNE, suavizando em direção à plataforma continental com orientação SW/NE.

As amostras localizam-se principalmente no grupo (III-D), que corresponde a sedimentos contendo entre 0 e 10% de areia, depositados sob fortes condições hidrodinâmicas. Apenas a amostra 27 (a montante em direção à foz) apresentou a presença de areia sob influência da dinâmica do rio Amazonas. Portanto, as características batimétricas e sedimentológicas indicam duas áreas com diferenças marcantes na dinâmica sedimentar e na troca de matéria entre os rios Xingu e Amazonas, a ria e a zona de confluência.

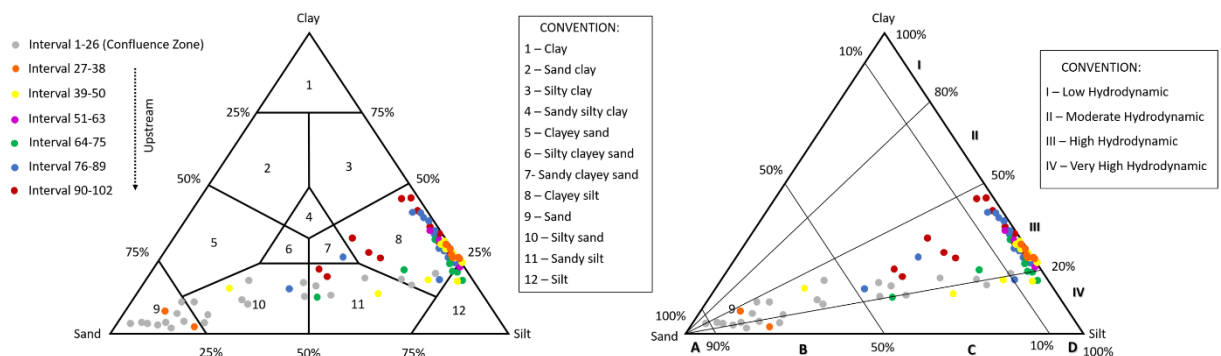


Figura 1.4: Plot do padrão textural agrupado por amostras (a esquerda, Sheppard), os números aumentam quanto mais a montante. A direita o diagrama de Pejrub (1988)

O diagrama de Sheppard (1986) mostrou amostras distribuídas em 12 grupos, onde 1-argila, 9-areia e 12-silte. As amostras situam-se principalmente no grupo 8, correspondendo ao lodo argiloso. Além do diagrama de Pejrub (1988), as amostras concordam com sua textura associada à hidrodinâmica. Neste caso, a ocorrência foi predominante no grupo D-III.

#### ***4.2.Hidrodinâmica***

Os níveis de água obtidos através campanhas de campo atingiram 1,4m em novembro (figura 5). As marés de sizígia têm maior amplitude de maré e coincidiram com as campanhas de fevereiro e novembro de 2016. Fevereiro, por exemplo, foi o período de elevadas oscilação das marés, contudo também associado à resistência à propagação das marés devido à alta descarga do rio Xingu, nesse período a amplitude média foi de cerca de 1m. Já em novembro, devido à vazão mínima do rio Xingu e Amazonas, houve maior propagação de maré e, conseqüentemente, maior oscilação durante esta campanha, de aproximadamente 1,4m, com medições próximas à foz. Em junho, durante a maré de quadratura, o nível da água variou em torno de 0,5 m, menor do que em fevereiro, porém enchentes e vazantes mais marcadas. Os níveis de água atingiram uma altura máxima nas regiões mais próximas da foz.

Considerando que a maior amplitude de maré possível para o trecho de estudo ocorreu no remanso sazonal (novembro) na zona de confluência (M1), o setor a montante durante o mesmo período teve amplitude diminuída de mais de 50% no trecho médio da ria, em direção a Município de Senador José Porfírio (M4). Portanto, há uma defasagem notável na propagação das marés e na dissipação da energia das marés no rio de marés, com o sinal de maré detectado em todo o setor mais a montante.

Nos demais períodos (fevereiro e junho), quando ocorrem descargas significativas tanto do rio Xingu quanto do rio Amazonas, a amplitude de maré oscilou entre 5% e 10% durante a vazão alta e 12% a 30% durante a vazão descendente, com pequenas variações nos setores montante e maiores variações a jusante (zona de confluência).

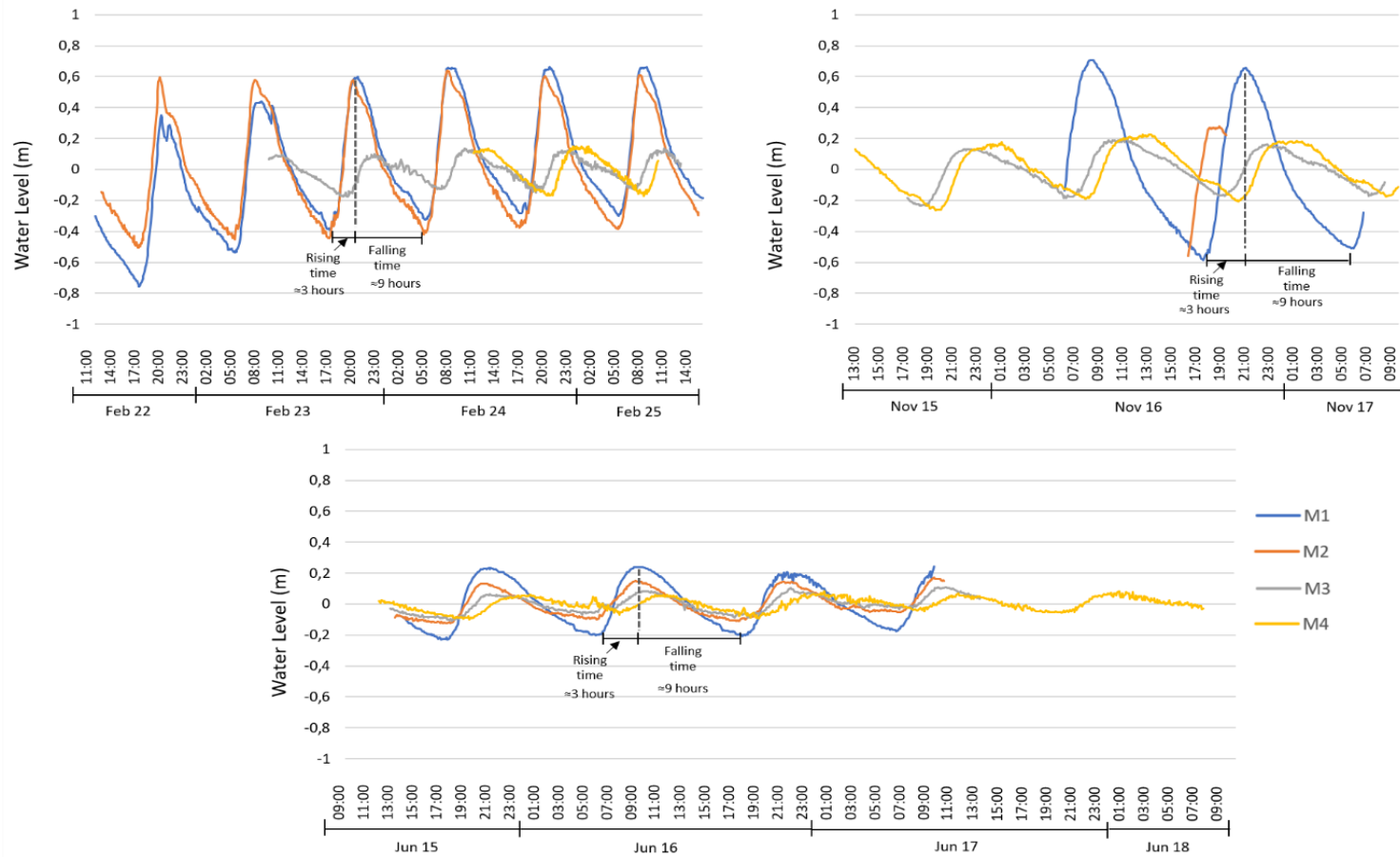


Figure 1.5: Monitoramento de níveis de água usando sensores de pressão. Alguns sensores registraram variações de maré por 2 ou 3 dias. Maiores amplitudes podem ser notadas em sensores localizados em regiões mais baixas. A localização dos sensores pode ser vista na figura 1, que corresponde à localização da área de estudo.

Variáveis como a descarga fluvial ( $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ) e velocidade ( $\text{m}.\text{s}^{-1}$ ) associadas aos níveis de água, monitorados ao longo de, e pelo menos um ciclo de maré completo, apresentaram comportamentos diferentes em função da sazonalidade (figura 6).

Os níveis de água foram interligados com vazão e velocidade; a diminuição do nível da água coincidiu com a desaceleração e conseqüente aumento da velocidade ao longo do ciclo das marés. No entanto, em fevereiro e junho, as enchentes foram mais prolongadas em relação a novembro, que teve sua subida e descida em períodos relativamente semelhantes; isto pode ser confirmado pela baixa assimetria das marés nas áreas mais próximas da confluência (figura 5).

Não houve variações significativas na velocidade entre a maré vazante e enchente no remanso sazonal (novembro). Em fevereiro (vazão alta), a vazante máxima atingiu picos de 0,82 m/s e inundação de 0,58 m/s. A velocidade de inundação em junho (queda) não ultrapassou 0,11 m/s enquanto que no baixo fluxo sazonal (novembro) atingiu valor máximo de 0,6 m/s.

A propagação da maré dinâmica ao longo do período monitorado permitiu observar uma assimetria bem marcada, que teve tempo de subida do nível da água menor (aproximadamente 3 horas) que o tempo de descida (aproximadamente 9 horas) durante o alto e baixo fluxo sazonal (fevereiro e novembro). Esse cenário coincide com estágios bem marcados de maré de sizígia, potencializando seus efeitos.

Na redução de fluxo (junho) a assimetria é menos marcada, mas ainda sim com tempo de subida de maré mais curto ( $\approx 4,5\text{h}$ ) que os de descida ( $\approx 7,5\text{h}$ ). Somado a isso, nos três períodos, a velocidade atingida durante a vazante foi maior, ratificando a importância da descarga fluvial sobre os efeitos da maré durante os períodos analisados.

A vazão média diária do rio mostra uma sazonalidade substancial, com uma significativa diferença entre o período de alta vazão (fevereiro-junho) e o período de baixa vazão (novembro). Essa diferença na alta vazão do rio Xingu é aproximadamente seis a sete vezes em relação a baixa vazão. Como esperado, a vazão do rio está intimamente ligada à sazonalidade das chuvas na região e o período de alta vazão e precipitação do rio Amazonas corresponde a redução da vazão e precipitação do rio Xingu.

A temperatura da água apresentou variações da ordem de  $1^\circ\text{C}$  em monitoramentos diários nas três estações. No alto fluxo as variações de níveis foram mínimas, com pouca oscilação em regime horário, quando comparado as outras duas estações (figura 6), que sugere um domínio marcado predominantemente pela alta descarga do rio Xingu. A turbidez se mostrou mais

estável, com níveis mínimos em junho e oscilações um pouco maiores em fevereiro e novembro. De um modo geral, não houve variações significativas na temperatura e a variação na turbidez mostrou-se muito mais controlada pelas condições sazonais do que pelo regime do ciclo das marés.

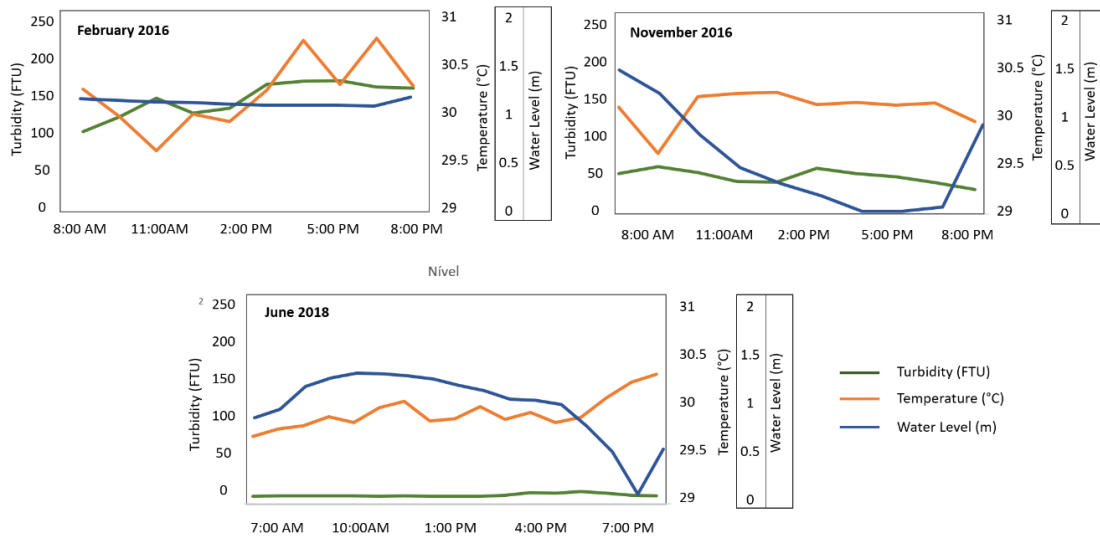


Figure 1.6: Variações de turbidez e temperatura ao longo de um ciclo de maré de 13h para as 3 coletas realizadas associadas à variação do nível da água.



**Tabela 1.2: Fluxo médio e descarga sólida obtidos nos três períodos**

<b>Período Sazonal</b>	<b>Baixo Fluxo</b> (November/2016)	<b>Alto Fluxo</b> (February/2016)	<b>Redução de Fluxo</b> (June/2018)
<b>Descarga Residual</b> (m <sup>3</sup> /s)	2,494.11	4,618.23	3,975.67
<b>Médias Históricas</b> (m <sup>3</sup> /s)	2000	12000	10000
<b>Velocidade Residual</b> (m/s)	0,042	0,128	0,102
<b>Descarga sólida (ton)</b> (Vazante)	0.395	2.441	1.842
<b>Descarga Sólida (ton)</b> (Enchente)	0.286	0.831	0.213
<b>Carga Sedimentar</b> (Balanço)	0.108	1.609	1.628

#### ***4.3.Descarga e Velocidade Residual***

A descarga residual foi de 4.618 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> em fevereiro, indicando máximo balanço residual anual do rio Xingu. Em junho a descarga residual diminui, atingindo aproximadamente 3.975 m<sup>3</sup>. s<sup>-1</sup>. Em novembro, durante o baixo fluxo em ambos os rios (Amazonas e Xingu), a descarga residual foi de aproximadamente 2.494 m<sup>3</sup>. s<sup>-1</sup>. Esses valores residuais correspondem a 10 a 20 por cento da vazão média do rio Xingu, que é de aproximadamente 22.000 m<sup>3</sup>. s<sup>-1</sup>.

As velocidades residuais também correspondem proporcionalmente à curva de variação da vazão média anual do rio Xingu, com valores maiores em fevereiro (0.128 m. s<sup>-1</sup>), valores intermediários em junho (0.102 m. s<sup>-1</sup>), e valores baixos em novembro (0.042 m. s<sup>-1</sup>), o que mostra uma pequena ação do rio Amazonas a montante, considerando um ciclo de maré completo.

## 5. Discussão

### 5.1. Propagação de maré na ria

Fricke et al., 2017 atribuem a ria do Xingu semelhanças morfológicas e hidrodinâmicas com estuários. Segundo os autores, o termo ria pode ser usado também para descrever esses estuários, já que de um modo geral, tendem a ser bacias alongadas incisadas durante as marés baixas e inundadas pela subsequente elevação do nível do mar, independentemente da proximidade com os oceanos, ou mesmo dos níveis de salinidade na água.

Os estuários com assimetria positiva são referidos como dominados por inundações considerando esses períodos mais curtos e fortes (Shetye e Gouveia, 1992; Friedrichs e Aubrey 1994). A maré do rio Xingu tem assimetria positiva (figura 5), o que significa uma cheia menor que a vazante ao longo do ano. Durante o baixo fluxo (novembro) e o alto fluxo (fevereiro), os períodos de enchente e vazante são equivalentes (cerca de 9 horas para vazante e 3 horas para enchente), estendendo-se a montante da ria. Durante a redução de fluxo, a vazante é mais longa, aproximadamente 7,5 horas, e a enchente é de 4,5 horas. Esse padrão corrobora os relatos do rio Amazonas próximo à cidade de Macapá obtidos por Gallo e Vizon, 2005, que sugerem que o rio Amazonas contribui com a hidrodinâmica sazonal do rio Xingu.

Portanto, o rio Xingu parece ser fortemente governado tanto pelo seu fluxo fluvial quanto pelo rio Amazonas; distinguindo-o do padrão típico dos estuários. Alternativamente, pode favorecer o aprisionamento de sedimentos no interior do estuário, como observado em estuários de macromarés, e a assimetria pode favorecer a formação de zonas de máxima turbidez (Toublanc et al., 2016). A causa dessa assimetria foi abordada por Gallo e Vinzon (2005) no rio Amazonas. Os autores concluíram que a variabilidade da vazão fluvial do rio Amazonas não altera o tipo de assimetria. No entanto, a descarga altera a distorção da onda amortecendo os componentes harmônicos de maré. Como o ponto de coleta está situado a aproximadamente 400 quilômetros do oceano, o mecanismo de controle de circulação é provavelmente um equilíbrio na troca de descargas entre o rio Amazonas e o rio Xingu.

Asp et al., 2012 e McLachlan et al., 2020 abordaram o comportamento assimétrico das marés em estuários amazônicos ao longo de seu ciclo completo. Portanto, embora não possua variantes inerentes aos estuários, o rio Xingu reflete assimetrias semelhantes associadas aos seus níveis de água.

Períodos de maré de sizígia demonstraram somente um aumento significativo nas amplitudes, ao contrário dos períodos sazonais de alta vazão fluvial. Assim, períodos de vazão e

precipitação mínimos indicam que o sinal de maré pode atingir regiões acima do limite estabelecido para a área de estudo, demonstrando a potencial influência das marés na ria do Xingu.

A vazão máxima do rio Xingu ocorre 2 a 3 meses antes do pico de vazão do rio Amazonas. Assim, quando ocorre o pico de vazão do rio Amazonas, os níveis de vazão do rio Xingu já estão em declínio. Há alta variação sazonal no rio Xingu, onde as vazões médias no período de baixa vazão são de aproximadamente  $1.500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , enquanto esses valores podem ultrapassar  $20.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  durante o período de vazão máxima.

A vazão residual obtida na seção próxima à confluência foi concordante com as médias históricas registradas ao longo de 30 anos evidenciando uma vazante mais longa. Velocidades mais altas durante a elevação do nível da água em sistemas fluviais, como já evidenciado por muitos autores, podem aumentar o transporte de sedimentos a montante. Fevereiro representa o período de máxima descarga de sedimentos no rio Amazonas (figura 7), o que é demonstrado pela alta concentração de sedimentos em suspensão (SSC), que está de acordo com as descargas médias históricas ao longo de 30 anos. Nesse período, a pluma de sedimentos em suspensão do rio Amazonas penetra cerca de 18 km a montante do rio Xingu.

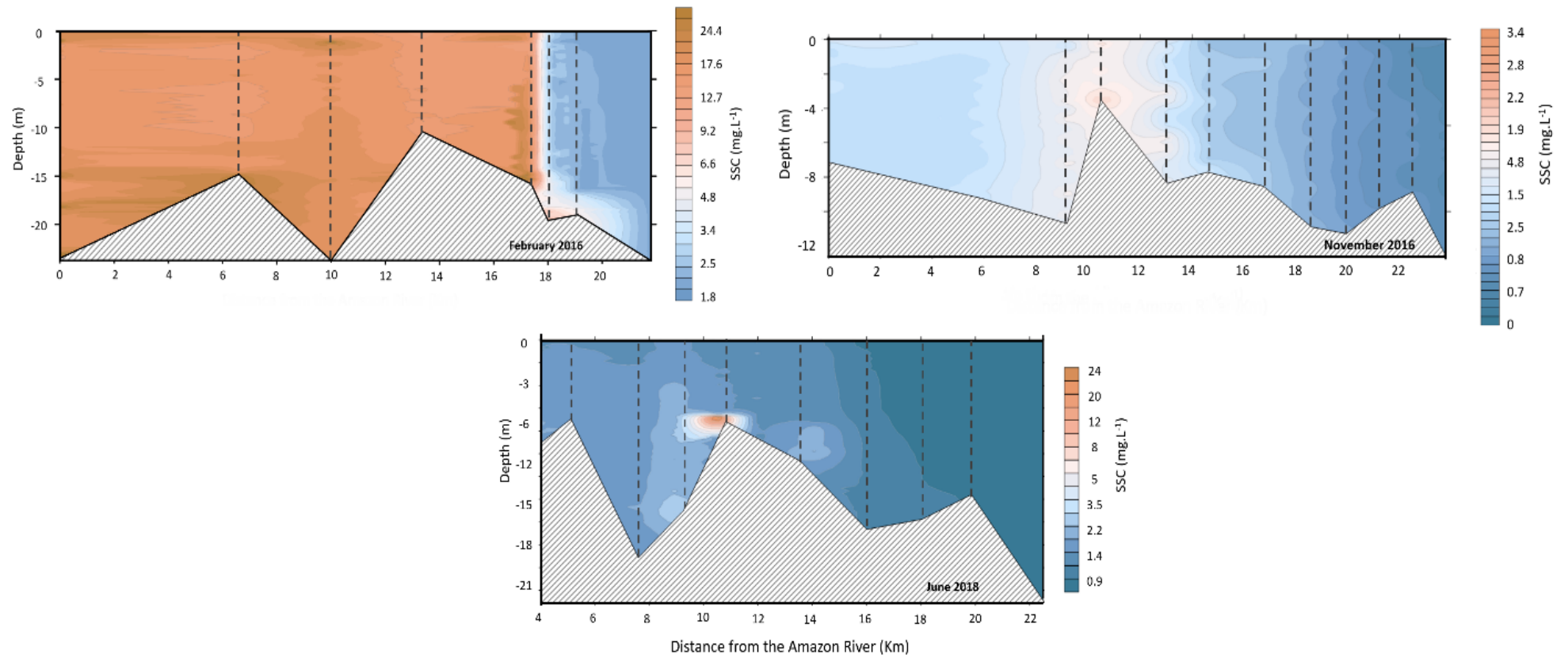


Figura 1.7: Seção longitudinal, mostrando uma variação na concentração de sedimentos em suspensão corrigida a partir de dados de turbidez. As linhas tracejadas representam cada perfil registrado e a profundidade máxima do rio naquele ponto.

Em junho, que representa o período de máxima vazão do rio Amazonas e redução de sua carga sedimentar, o aumento da turbidez foi mais marcado em períodos de enchentes associados ao ciclo das marés (figura 8), e longitudinalmente através das concentrações de sedimentos em suspensão. Concentrações de sedimentos em suspensão superiores a  $10 \text{ mg.l}^{-1}$  são típicos do rio Amazonas. Em novembro, praticamente não houve aumento significativo na troca de material em suspensão e sedimento, e a influência do rio Amazonas esteve muito mais associada à amplitude das marés.

### ***5.2 Fluxos e Sazonalidade***

A alta descarga do rio Xingu (fevereiro) apresentou significativa descarga residual e uma dissipação de maré de 1m para 0,4m. O período de remansos sazonais (novembro) corresponde à maior penetração da maré dinâmica, mas seu balanço sedimentar não é tão significativo. Nowacki et al 2019, a partir de estudos no baixo rio Amazonas, indicaram que períodos de remanso sazonal podem levar a trocas significativas de água e sedimentos com áreas de várzea. No entanto, o aprisionamento de sedimentos só é efetivo em canais profundos, o que pode corroborar as condições favoráveis para a deposição de sedimentos ao longo do estuário do Xingu.

Altos picos de descarga e uma amplitude de maré reduzida limita a troca de sedimentos. Portanto, as condições ideais para o aprisionamento de sedimentos em rios e estuários correspondem a períodos sazonais onde a velocidade das marés é suficiente para exportação ou importação de matéria e o nível de água é suficiente para que haja conectividade. Em outras palavras, deve haver um equilíbrio entre a vazão do rio e a penetração das marés para que ocorra a deposição de sedimentos ao longo da ria.

A predominância da vazante é confirmada pela vazão residual calculada (figura 9) considerando efeito sazonal ao longo do ano. No entanto, como novembro é um período mais calmo, há uma iminente inversão de fluxo e possivelmente uma maior troca entre os rios Xingu e Amazonas e, o que pode indicar trocas de massas d'água e deposição de sedimentos. Em geral, essa condição reforça que a vazão é a principal variável que rege a hidrodinâmica do rio Xingu.

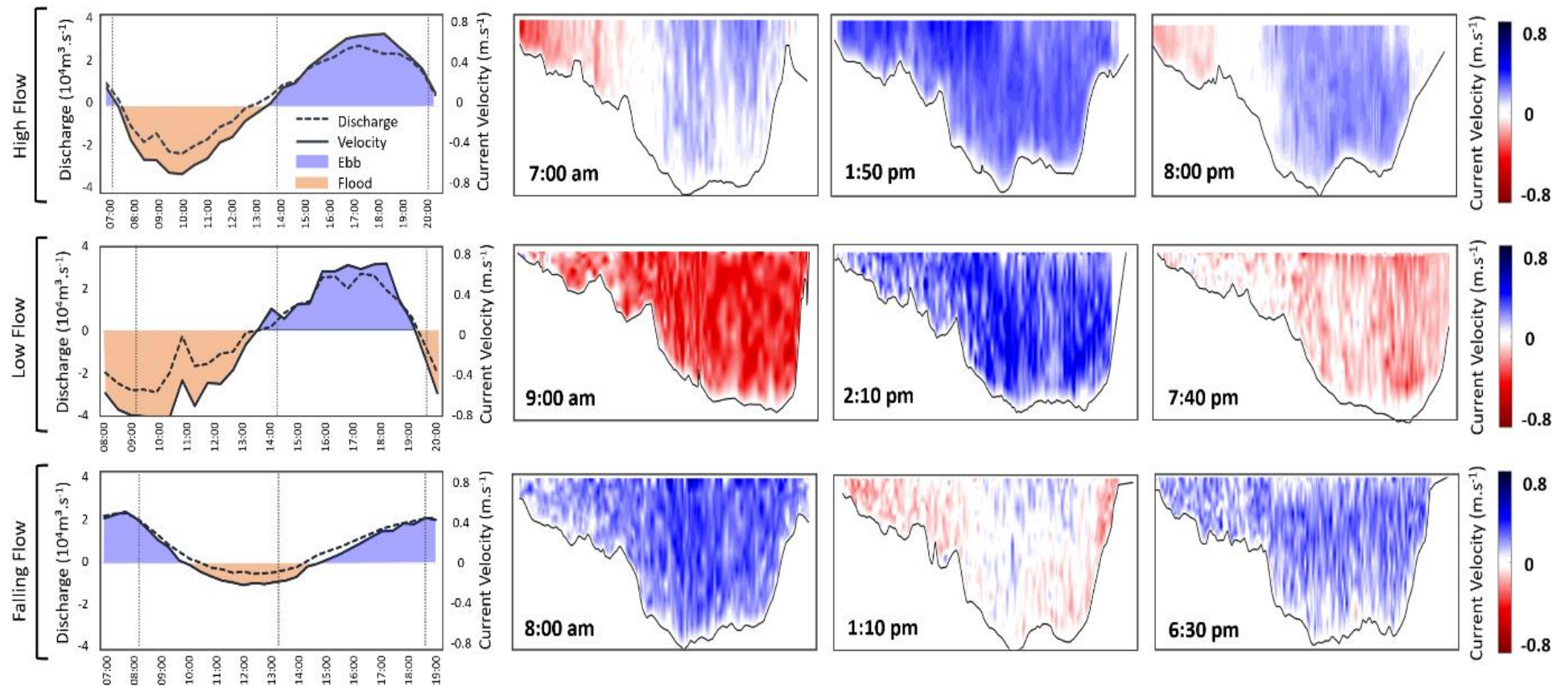


Figura 1.8: Diferentes estágios sazonais ao longo de um ciclo de maré completo com oscilaes de descarga e velocidade. A seção transversal  mostrada  direita em diferentes estágios de vazante e enchente.

Fricke et al. (2017) estimaram o balanço de sedimentos que são depositados no leito do rio Xingu, construindo e dividindo a bacia em grandes zonas. Assim, o acúmulo anual de sedimentos na Ria do Xingu foi de 12 Mt/year, aproximadamente 2,5 vezes maior do que a descarga sedimentar de 4,46 Mt/ano relatada para o Rio Xingu em Altamira, a montante da região da ria estudada por Filizola & Guyot (2009).

O efeito de maré na Ria do Xingu resulta da interação entre a vazão do rio e o movimento oscilante do rio Amazonas. Esse comportamento onde as ondas longas são suavizadas e progressivamente distorcidas pelas forças geradas pelo atrito no leito do rio, fluxo turbulento e geometria do canal pode ser suficiente para explicar a presença de depósitos lamosos nos primeiros quilômetros a montante do rio, processo semelhante ao que ocorre no rio Tapajós.

Os níveis de água foram associados com a vazão e a velocidade, de modo que a diminuição dos níveis de água está intimamente associada à desaceleração e ao subsequente aumento da velocidade ao longo do ciclo das marés. No entanto, os altos níveis de água em fevereiro e junho foram mais prolongados do que em novembro, com subida e descida em períodos relativamente semelhantes, o que pode ser confirmado pela baixa assimetria das marés nas áreas mais próximas da confluência (figura 5).

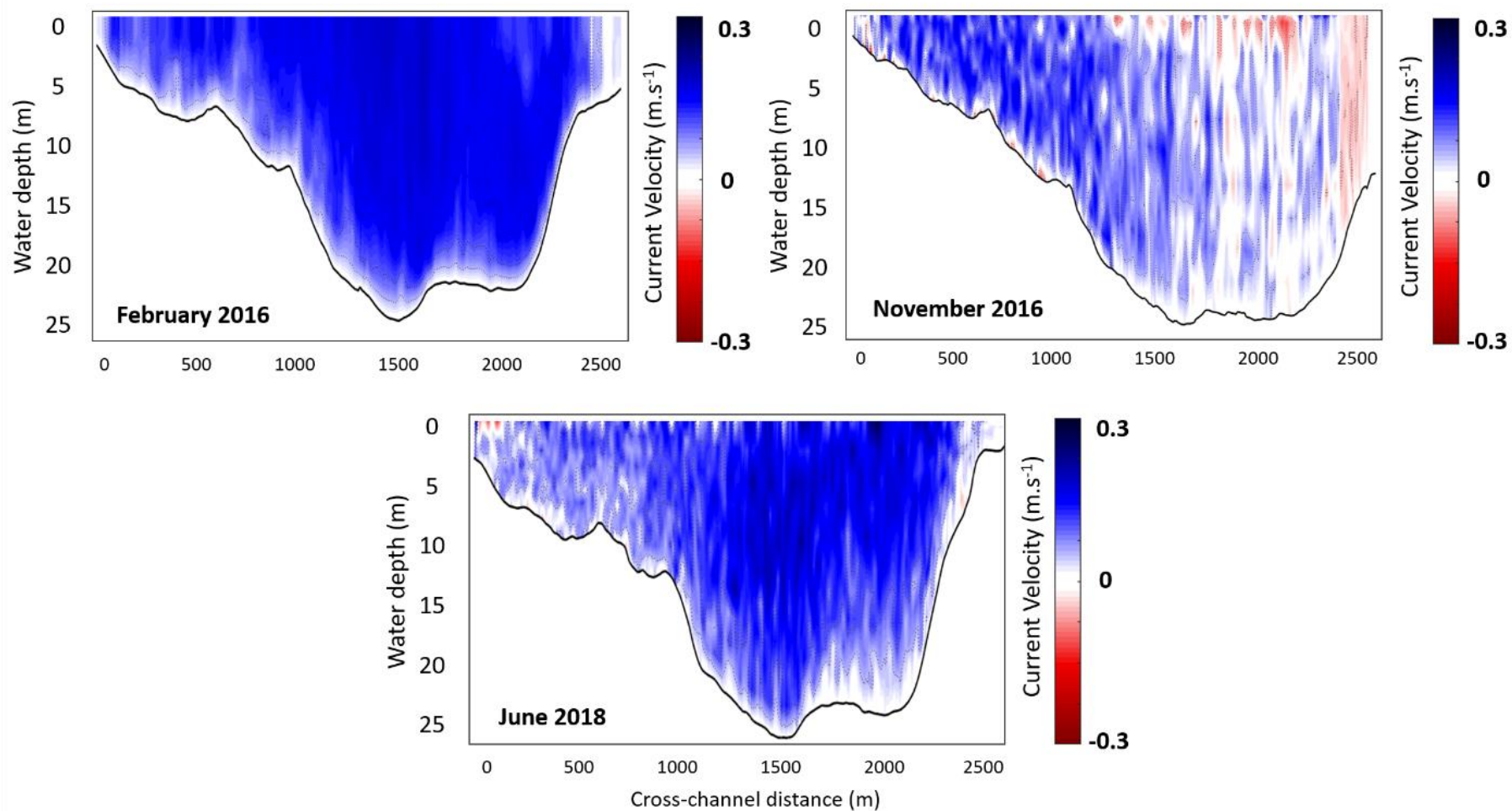


Figura 1.9: Vazão residual e velocidade de descarga obtida através da integração de medidas transversais de margem a margem durante um ciclo completo (enchente e vazante) de maré semidiurna.



Os resultados sugerem um enchimento da ria tanto pelo próprio rio Xingu, formando um proeminente delta de cabeceira, quanto pelo rio Amazonas, onde as variações das marés transportam sedimentos a montante no rio Xingu. Por outro lado, grandes áreas na parte central do estuário indicam que volumes sedimentares relativamente baixos atingem aquela área, com dinâmica reduzida e sedimentação lamosa. Em seção transversal, as areias estão mais associadas às margens e à sua erosão pela ação das ondas. Longitudinalmente, as areias são substancialmente mais frequentes na região do delta de cabeceira e na região de confluência com o rio Amazonas, onde as áreas de seção transversal são visivelmente menores.

### ***5.3. Dinâmica Reguladora do rio Amazonas***

Estudos anteriores sugeriram que quase toda a área de estudo (aproximadamente 120 km) corresponde exclusivamente ao lago de ria, devido ao afogamento do antigo vale do rio causado pelo aumento do nível do mar no Holoceno (Irion et al., 2010). Além disso, a investigação integrada de morfologia, sedimentologia e hidrodinâmica no presente estudo mostra a combinação de baixo relevo e forte sinal de maré do oceano. Esses resultados coincidem com os dados encontrados por Medeiros Filho et al. 2016, associado a sedimentos de fundo no rio Tapajós e semelhanças granulométricas no padrão do rio ao longo de sua extensão em direção à foz.

Nos estuários, a salinidade é um condutor da circulação e mistura de materiais sedimentares devido à diferença de densidade entre as águas oceânicas e continentais. Em ambientes fluviais, existem diferenças de densidade relacionadas à origem e formação dos rios. Enquanto o rio Amazonas tem sua origem nos Andes, percorrendo um longo caminho até o continente até chegar à sua foz, no Atlântico Equatorial, o rio Xingu tem sua origem em terrenos pré-cambrianas e escoar por rochas cristalinas. Esses rios com diferentes origens sedimentares e materiais tendem a gerar uma interação hidrodinâmica. O rio Xingu é regulado por sua descarga e pela influência do Amazonas em seus primeiros quilômetros a montante, em maior ou menor grau associado à sazonalidade, ou seja, variação de sua vazão e das chuvas ao longo do ano.

As estimativas de descarga sólida ao longo do ano indicaram que o balanço sedimentar é mais significativo entre a vazão alta e baixa (tabela 2), ou seja, quando a vazão do rio Xingu diminui (queda), em junho, coincidindo com a vazão máxima do rio Amazonas. Os dados mostram que a dinâmica do baixo rio Xingu é fortemente afetada pela vazão do rio Amazonas na região de confluência, em condições hidrológicas naturais.

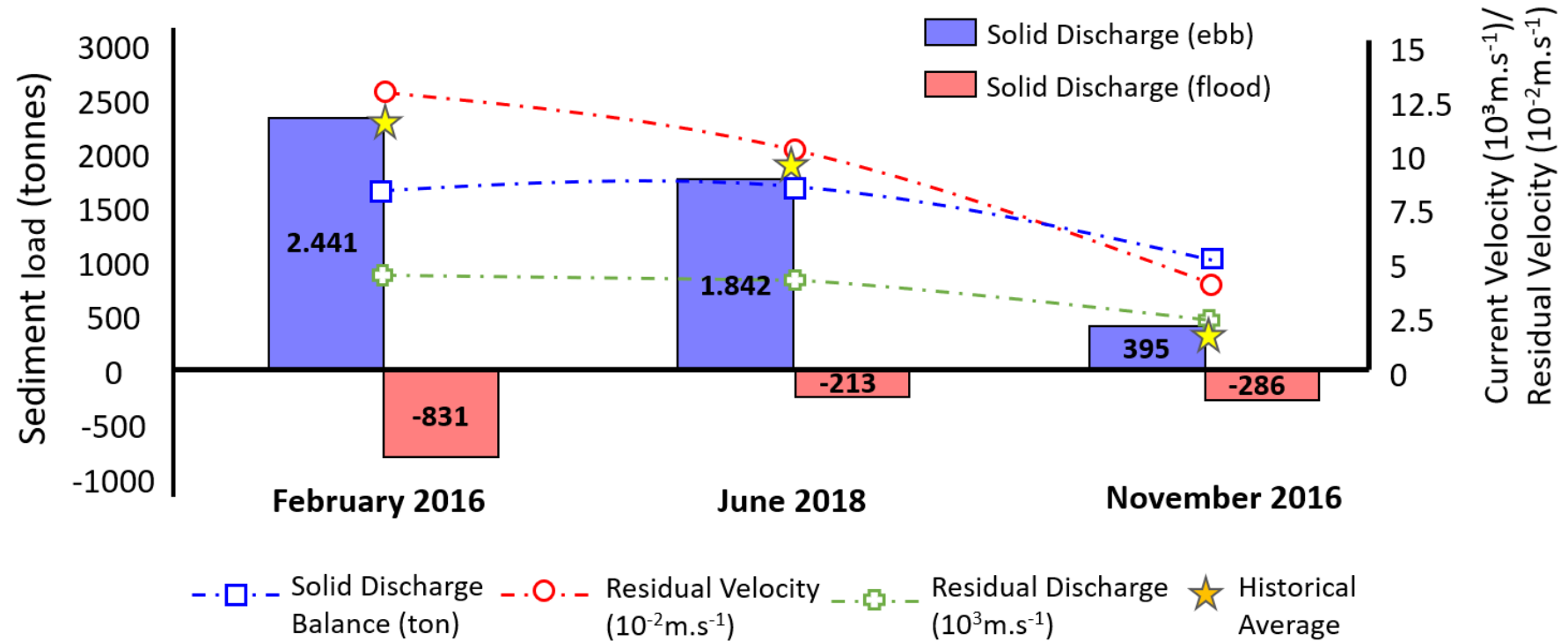


Figura 1.10: Integração dos dados hidrodinâmicos calculados, vazão sólida em toneladas e médias históricas obtidas ao longo de 30 anos. Os valores de descarga sólida foram obtidos multiplicando-se as concentrações de sedimento em suspensão, monitoradas de hora em hora, pela descarga líquida registrada pelo ADCP.

As seções longitudinais mostraram um maior alcance do rio Amazonas entrando na ria do Xingu (figura 8) em fevereiro que corresponde ao pico do Xingu e aumento no rio Amazonas (veja a figura 2). No entanto, o balanço sedimentar, obtido pela combinação dos dados de vazão e sedimentos em suspensão, foi mais significativo no período de redução da vazão do rio Xingu e pico da vazão do rio Amazonas (junho). O período de remanso sazonal (novembro) corresponde a uma maior penetração da maré dinâmica, com menores vazões dos rios Amazonas e Xingu. Os dados indicaram menor troca de sedimentos e menor influência do rio Amazonas em relação ao rio Xingu. Esses dados corroboram Kosuth et al. (2009) e Fricke et al. (2019), que estudou o setor da foz do rio Xingu, especificamente na parte do rio Amazonas próximo a cidade de Almeirim.

Silva et al. (2021), com enfoque na morfologia e batimetria da ria do Xingu, também apontam ocorrências de sedimentação lamosa na região, localizada a jusante do delta da cabeceira e do setor de confluência. Essa configuração sazonal, com diferentes picos de vazão entre os rios Xingu e Amazonas, pode explicar a caracterização sedimentar mais fina (silte + argila) aproximadamente 30 a 40 km a montante da ria, de acordo com as configurações sedimentares de textura encontradas neste estudo, e corroborando os dados mineralógicos encontrados por Fricke et al 2017 no rio Xingu.

Os sedimentos finos presentes no leito do rio sugerem predomínio da ação de retrabalhamento e erosão dos sedimentos do próprio rio Xingu em regiões mais altas do que do aprisionamento resultante da interação com o rio Amazonas. No entanto, a hidrodinâmica permite investigar aspectos muito mais recentes do que a morfologia e a sedimentação ao longo do período quaternário.

Silva et al. 2021 também sugeriu que os padrões atuais de deposição no rio Xingu estão intrinsecamente relacionados às trocas de sedimentos com os Andes e o abastecimento do rio Amazonas, sedimentos detríticos do próprio rio Xingu e sedimentos orgânicos. A confluência Xingu-Amazonas é vista como uma zona de intensas trocas entre forçantes de maré e descargas fluviais sazonais, que podem propiciar condições favoráveis para acúmulo de sedimentos em relação aos setores a montante e a jusante ao longo do baixo Amazonas.

Nos rios Xingu e Tapajós, como abordado por Fricke et al 2017, as diferenças na concentração de sedimentos em suspensão e na temperatura da água fornecem o contraste de densidade necessário que impulsiona os fluxos sob certas condições. A água e os sedimentos do rio

Amazonas tendem a ser transportados rio acima. O fator sazonal governa sua intensidade através da vazão do rio e precipitação.

Embora o rio Xingu e o rio Tapajós sejam muito semelhantes em sua evolução sedimentar (ambos foram formados pelo preenchimento de vales incisos), o que os diferencia é o efeito das marés. Sawakuchi et al. (2017) classificam as estações localizadas nos dois afluentes como mareal e não mareal, de acordo com as flutuações das marés. O rio Tapajós está mais para o interior e mais distante da foz do rio Amazonas. Portanto, os efeitos das marés e as mudanças associadas a esse forçamento são pequenos, principalmente quando se trata de evolução da paisagem, mudanças na morfologia de seu leito e hidrodinâmica.

Os resultados hidrodinâmicos também indicam que a vazão do rio Xingu é o principal fator limitante do volume de sedimentos do rio Amazonas, o que indica que mudanças no regime hídrico do rio Xingu a jusante da UHE Belo Monte pode assumir configurações críticas para o setor de confluência.

Com base nessa abordagem, estudos geoquímicos e isotópicos de sedimentos de fundo obtidos nessas mesmas campanhas (realizados sazonalmente) fornecerão subsídios para o entendimento da evolução sedimentar e da interação entre os rios Amazonas e Xingu (mistura e troca sedimentar), associado a uma análise mais detalhada de amostras de sedimentos, sua textura e caracterização mineralógica.

## **6. Conclusão**

Como o rio Xingu é um afluente do baixo rio Amazonas, sua dinâmica é influenciada pela ação das marés, porém sua influência é controlada por oscilações sazonais. A vazão fluvial representa a forçante que regula a penetração da maré ao longo do ano. Os resultados sugerem que o input de sedimentos nas proximidades da confluência com o rio Amazonas diminuiu ao longo do ano.

O presente estudo permitiu elucidar os efeitos das variáveis hidrodinâmicas (vazão, velocidade, maré) e sedimentares (sedimentos de fundo e material em suspensão) na foz do rio Xingu e sua interação com baixo Amazonas e no destino dos sedimentos transportados. Algumas questões surgem e abrem caminho para novas descobertas, por exemplo. Como a dinâmica do rio Amazonas associada a ação das marés atua ao longo dos tributários da bacia e como eles evoluem sazonalmente e em ciclos de maré e acordo com sua evolução sedimentar.

## Acknowledgments

The authors would like to thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPQ for the Doctor's and research grants. Nils E. Asp is a CNPq research fellow. This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Pró-Amazônia Program, Finance Code 3290/2013.

## REFERENCES

- ANA - Agencia Nacional de Águas, 2014. Hidroweb: Serviço de Informações Hidrológicas. Available at: <http://www2.ana.gov.br/Paginas/default.aspx>. (Accessed March 2019).
- Archer, A.W. 2005. Review of Amazonian depositional systems. In: *Fluvial Sedimentology VII* (Eds M.D. Blum, S.F. Marriott and S.F. Leclair), pp. 17–39. International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., Oxford .
- Asp, N.E., Schettini, C.A.F., Siegle, E., Silva, M.S., Brito, R.N.R., 2012. The dynamics of a frictionally-dominated Amazonian Estuary. *Braz. J. Oceanogr.* 60, 391–403.
- Bertassoli Jr., D.J., Sawakuchi, A.O., Sawakuchi, H.O., Pupim, F.N., Hartmann, G.A., McGlue, M.M., Chiessi, C.M., Zabel, M., Schefuß, E., Pereira, T.S., Santos, R.A., Faustino, S.B., Oliveira, P.E., Bicudo, D.C., 2017. The fate of carbon in sediments of the Xingu and Tapajós clearwater rivers, eastern Amazon. *Frontiers in Marine Science* 4, 44.
- Bertassoli Jr., D.J., Sawakuchi, A.O., Chiessi, C.M., Schefuß, E., Hartmann, G.A., Haggi, C., Cruz, F.W., Zabel, M., McGlue, M.M., Santos, R.A., Pupim, F.N., 2019. Spatiotemporal variations of riverine discharge within the Amazon Basin during the late Holocene coincide with extratropical temperature anomalies. *Geophys. Res. Lett.* 46 (15), 9013–9022.
- Dunne T, Mertes L, Meade R. 1998. Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 110(4): 450–467.
- Filizola, N., Guyot, J.L., 2009. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. *Brazilian Journal of Geology.* 41(4): 566-576.

- Freitas, P.T.A., Asp, N.E., Souza-Filho, P.W.M., Nittrouer, C.A., Ogston, A. S., Silva, M. S. 2017. Tidal influence on the hydrodynamics and sediment entrapment in a major Amazon River tributary e Lower Tapajós River. . *J. S. Am. Earth Sci.* 79, 189 -201.
- Fricke A.T, Nittrouer C.A, Ogston A.S, Nowacki D.J, Asp N.E, Souza Filho P.W, da Silva M.S, Jalowska A.M. 2017. River tributaries as sediment sinks: Processes operating where the Tapajós and Xingu rivers meet the Amazon tidal river. *Sedimentology* 64: 1731–1753.
- Gallo, M.N., Vinzon, S.B. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. *Ocean Dynamics* 55, 441–448 (2005). <https://doi.org/10.1007/s10236-005-0003-8>.
- Geyer, W. R., Beardsley, R. C., Lentz, S. J., Candela, J., Limeburner, R., Johns, W. E., Castro, B. M., & Soares, I. D. (1996). Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, 16(5-6), 575-616. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(95\)00051-8](https://doi.org/10.1016/0278-4343(95)00051-8).
- Irion, G., 1984. Sedimentation and sediments of Amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since the Pliocene times. In: *The Amazon, limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin* (Ed. H. Sioli), pp. 201–214.
- Irion, G., De Mello, J.A.S.N., Morais, J., Piedade, M.T.F., Junk, W.J., Garming, L., 2010. Development of the Amazon Valley during the Middle to Late Quaternary: Sedimentological and climatological observations (Chapter 2), In: W.J. Junk et al. (eds.), *Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management*, Ecological Studies 210, Springer, pp. 615.
- Kjerfve, B. 1979. Measurement and analysis of water current, temperature, salinity and density. In: DYER KR. *Estuarine Hydrography and Sedimentation*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 186–226.
- Kosuth, P., Callede, J., Laraque, A., Filizola, N., Guyot, J.L., Seyler, P., Fritsch, J.M. and Guimaraes, V. 2009. Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River. *Hydrol. Process.*, 23, 3141–3150.
- McLachlan, R. L. et al. “Impacts of tidal-channel connectivity on transport asymmetry and sediment exchange with mangrove forests.” *Estuarine Coastal and Shelf Science* 233 (2020): 106524.

Meade, R.H., Dunne, T., Richey, J.E., Santos, U.D. and Salati, E. (1985) Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, 228, 488–490.

Meade R. H., Transcontinental moving and storage: The Orinoco and Amazon Rivers transfer the Andes to the Atlantic, *Large Rivers: geomorphology and management*, 2007, p. 45-64.

Medeiros Filho, L.C., Lafon, J.M., Souza Filho, P.W.M., 2016. Pb-Sr-Nd isotopic tracing of the influence of the Amazon River on the bottom sediments in the lower Tapajós River. *J. S. Am. Earth Sci.* 70, 36-48.

Mikhailov, V. N. 2010. Water and Sediment Runoff at the Amazon River Mouth. *Water Resources*. Vol. 37, No. 2, pp. 145–159.

Milliman, J.D.; Farnsworth, K.L. (2011) *River Discharge to the Coastal Ocean*. Cambridge University Press, Cambridge, 384 pp.

Nittrouer, C. A., & DeMaster, D. J. (1986). Sedimentary processes on the Amazon continental shelf: past, present and future research. *Continental Shelf Research*, 6(1-2), 5-30.

Nittrouer, C. A., Kuehl, S. A., Sternberg, R. W., Figueiredo Jr., A. G., Faria, L. E. C. 1995, An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf, *Marine Geology*, 125, p. 177-192.

Nowacki, D.J., Ogston A.S., Nittrouer C.A., Fricke A.T., Asp, N.E, Souza-Filho P.W.M. 2019. Seasonal, tidal, and geomorphic controls on sediment export to Amazon River tidal floodplains. *Earth Surface Processes and Landforms*.44. 1846-1859.

Prestes, Y. O., Borba, T. A. C., Silva, A. C., Rollnic, M. 2020. A discharge stationary model for the Para Amazon estuarine system. *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 28. 100668.

Ronchail, J., Labat, D., Callede, J., Cochonneau, G., Guyot, J. L., Filizola, N., De Oliveira, E. 2005. Discharge variability within the Amazon basin. *Regional Hydrological Impacts of Climatic Change-Hydroclimatological Variability (Proceedings of symposium S6 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguaçu, Brazil)*, 2005.

Salisbury, J., Vandemark, D., Campbell, J., Hunt, C., Wisser, D., Reul, N., Chapron, B. 2011. Spatial and temporal coherence between Amazon River discharge, salinity, and light absorption

by colored organic carbon in western tropical Atlantic surface waters. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 116, C00h02.

Sawakuchi, H. O., Neu, V., Ward, N. D., Barros, M. L. C., Valerio, A. M., Gagne-Maynard, W., Cunha, A. C., Less, D. F. S., Diniz, J. E. M., Brito, D. C., Krusche, A. V., Richey, J. E. Carbon Dioxide Emissions along the Lower Amazon River. 2017. Carbon Dioxide Emissions along the Lower Amazon River. *Frontiers in Marine Science*. 4. 10.3389/fmars.2017.00076.

Shetye, S. R., Gouveia, A.D. (1992) On the role of geometry of crosssection in generating flood dominance in shallow estuaries. *Estuarine Coast Shelf Sci* 35:113–126.

Sidagis-Galli, C.; Abe, D. S.; Rodrigues-Filho, J. L.; Blanco, F. P.; Medeiros, G. R.; Faria, C.R.L.; Tundisi, J. G. 2015. Ionic Characterization of the Xingu River water's in the region of the future UHE Belo Monte (PA). *Braz. J. Biol.*, 2015, vol. 75, no. 3 (suppl.), p. S30-S33.

Silva, A.M.M., Asp, N.E., Gomes, V.J.C., Braga, A.A., Gomes, J.D., Fricke, A.T., Souza-Filho, P.W.M., Souza, T.P., Almeida, P.D., Ogston, A.S., Nittrouer, C.A. 2021. Recent sedimentation in an Amazon tidal tributary: Integrated analysis of morphology and sedimentology. *Journal Of South American Earth Sciences*, 107: 103134.

Sioli, H. 1984. The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types. In: *The Amazon* (Ed. H. Sioli), pp. 127–165. DR W. Junk Publishers, Dordrecht

Toublanc, F., Brenon, I., Coulombier, T. 2016. Formation and structure of the turbidity maximum in the macrotidal Charente estuary (France): Influence of fluvial and tidal forcing. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 169, 1-14.



## CAPÍTULO II

---

### GEOCHEMISTRY, PROVENANCE, WEATHERING AND SEDIMENT TRANSPORT ON XINGU RIA: LOWER AMAZON RIVER

**Lucio C. Medeiros Filho<sup>\*a,c</sup>; Jean-Michel Lafon<sup>b</sup>; Nils Edvin Asp Neto<sup>c</sup>**

*<sup>a</sup>Graduate Program in Geology and Geochemistry, Institute of Geosciences, Federal University of Pará, Postal Code 66075-110 Belém, PA, Brazil.*

*<sup>b</sup>Isotopic Geology Laboratory, Institute of Geosciences, Federal University of Pará, Postal Code 66075-110 Belém, PA, Brazil.*

*<sup>c</sup>Coastal Geology Laboratory, Institute for Coastal Studies, University of Pará, Bragança, Postal Code 68600-000 Belém, PA, Brazil.*

#### ABSTRACT

The geochemistry of river sediments is commonly used as a proxy for investigating hydrological and sedimentary processes, and can be used as provenance markers and productivity indicators for the ocean. The Xingu ria represents the lower sector of its course, formed by the filling of incised valleys during the last marine transgression and represents an important region of sedimentary exchange with the Amazon River. The investigation of granulometry and mineralogy in the bottom sediments, associated with multi-elementary geochemistry (major, trace and REE) indicate distinct sources and allow the elucidation of mixing patterns near the Xingu-Amazon confluence. High levels of silicon in samples close to the margins, indicated little reworking and a mineralogical assemblage composed essentially of quartz, while the main channel of the ria could be distinguished from the lower sector, associated with ratios of low mobile elements such as Fe and Al related to the silica content. Na<sub>2</sub>O, CaO and Sr when normalized to upper continental crust (UCC) showed strong depletion along the ria, while elements such as Zr, Hf, U, Th and Sn indicated slight enrichment. However, this mobility of elements points to the contribution of the Amazon River in the lower sector of the Xingu ria. The La/Sm ratio indicated a fractionation of REE, indicating greater enrichment of LREE for the samples from the Xingu River. The chemical indices were more strongly associated with the sources of sediments, indicating the contribution of the Amazon River in the downstream region, than properly to assess the intensity of chemical weathering.

Keywords: Geochemistry, chemical weathering, provenance, sediment transport, Xingu River

## **1. Introdução**

Os rios são as principais vias de acesso por onde os produtos da erosão dos continentes chegam aos oceanos. Seus estudos fornecem informações importantes sobre a composição média da crosta continental, os padrões de distribuição dos elementos, o efeito do intemperismo na origem dos sedimentos e o fluxo de material transportado dos continentes para os oceanos. (Stallard & Edmond 1987, Dupré et al. 1996, Gaillardet et al. 1997, Millot et al. 2003, Baturin and Gordeev, 2019).

A bacia amazônica é caracterizada por diferenças contrastantes nas condições climáticas e gradientes topográficos. A considerar seu clima característico de zonas tropicais e sua alta pluviosidade, sua bacia hidrográfica e tributários sofre forte ação natural do intemperismo químico (Fookes et al., 1979). Os muitos efeitos associados às mudanças climáticas e substratos geológicos podem potencialmente alterar a contribuição relativa de sedimentos de diferentes regiões de origem, e a importância relativa desses controles não é bem compreendida (McDaniel et al. 1997). Nesse contexto, o rio Xingu, afluente mais baixo do rio Amazonas, antes de desaguar no oceano Atlântico, desempenha um papel importante na entrada, aprisionamento e saída de sedimentos na dinâmica do baixo curso do rio Amazonas.

O objetivo deste trabalho foi investigar os processos de transporte e deposição de sedimentos, bem como possíveis fontes, associados ao intemperismo e erosão de áreas adjacentes. Para isso, a mineralogia, a granulometria e a geoquímica elementar foram utilizadas como ferramenta em sedimentos de fundo. Estudos já consolidados na bacia amazônica indicam os Andes como a principal fonte de sedimentos, com contribuições menos significativas de rochas cratônicas silicáticas e sedimentares que ocorrem ao longo da bacia amazônica. (Gibbs, 1967; Stallard and Edmond, 1987; Martinelli et al., 1993; Konhauser et al., 1994; McDaniel et al., 1997; Basu et al., 1990; Roddaz et al., 2005; Viers et al., 2008; Horbe and Trindade, 2009; Horbe et al., 2014).

### ***1.1. Trabalhos Anteriores***

A maioria dos estudos geoquímicos no rio Amazonas tem se concentrado em sua porção central, que representa cerca de 30% da bacia de drenagem dos seus quase 6 milhões de km<sup>2</sup> de área de drenagem (Martinelli, et. al., 1993; Gaillardet, et. al., 1997; Horbe, et. al., 2014; Baturin and Gordev, 2019), com poucos estudos direcionados aos afluentes mais baixos.

Muitos estudos já consolidados no baixo curso do rio Amazonas, abordam a distribuição geoquímica e mineralógica, seja em seu curso principal ou em tributários de grande relevância. (Bouchez et al., 2010; Gaillardet et al., 1997; Vital and Stattegger, 2000; Saylor and Boaventura,

2003). Contudo, estes trabalhos, em sua grande maioria enfatizam a carga de material suspenso, o que dificulta esse tipo de estudo, por exemplo, em rios de águas pretas e águas claras, segundo a classificação de Sioli (1984), cuja extração para análise é muito mais dificultada devido a pouca carga de material, como é o caso das águas claras do rio Xingu.

Estudos envolvendo carga de fundo ou sedimentos de planície de inundação, estão mais situados na porção central da bacia amazônica e em seu médio curso, como o rio Solimões, Madeira e mais recentemente ao rio Tapajós (Horbe et. al., 2014; Medeiros Filho et. al., 2016, Bertassoli Jr, et., al. 2017; Baturin and Gordev, 2019), sendo os tributários da porção mais baixa ainda pouco investigados.

### ***1.2.Aspectos Fisiográficos***

No baixo curso do rio Amazonas, os sedimentos de fundo são constituídos predominantemente por areias quartzosas (média-fina) e em menor quantidade de silte, argila e contêm minerais primários como plagioclásio e feldspato alcalino (Franzinelli and Potter, 1985; Johnson et al. 1988). Estas areias são caracterizadas por uma suíte de minerais pesados, estáveis e ultra estável, tais como: turmalina, zircão, e pequena quantidade de rutilo, anatásio, minerais opacos, ilmenita e magnetita (Hoorn, 1993, 1994a; Lopez-Africano 1998; Hoorn et al. 2010). No baixo curso, o rio Xingu representa um importante afluente da margem direita, que drena os escudos pré-cambrianos, desde sua nascente até desaguar no Oceano Atlântico. (Rhodes et. al., 1980; Kroonenberg and De Roever, 2011; Albert et. al., 2018).

A bacia do rio Xingu abrange uma área de drenagem de aproximadamente 520.000 Km<sup>2</sup> e cerca de 2.000 Km de comprimento com vazão média entre 2.582 e 9.700 m<sup>3</sup>/s (ANA, 2008). A pluviosidade nessa região é alta, variando de 1.750 a 3.500 mm por ano (Amaral, 1980).

O baixo curso do rio Xingu está inserido na porção setentrional da Província Amazônica Central (Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari & Macambira, 2004), no limite entre a bacia sedimentar do Amazonas (Paleozóico ao Neógeno) e seu embasamento formado por unidades mesoarqueanas a paleoproterozóicas (Rocha Neto et al., 2004). Estas unidades são representadas por charnockitóides e por gnaisses tonalíticos, granodioritos e granitóides do Complexo Xingu (Rocha Neto et. al., 2004).

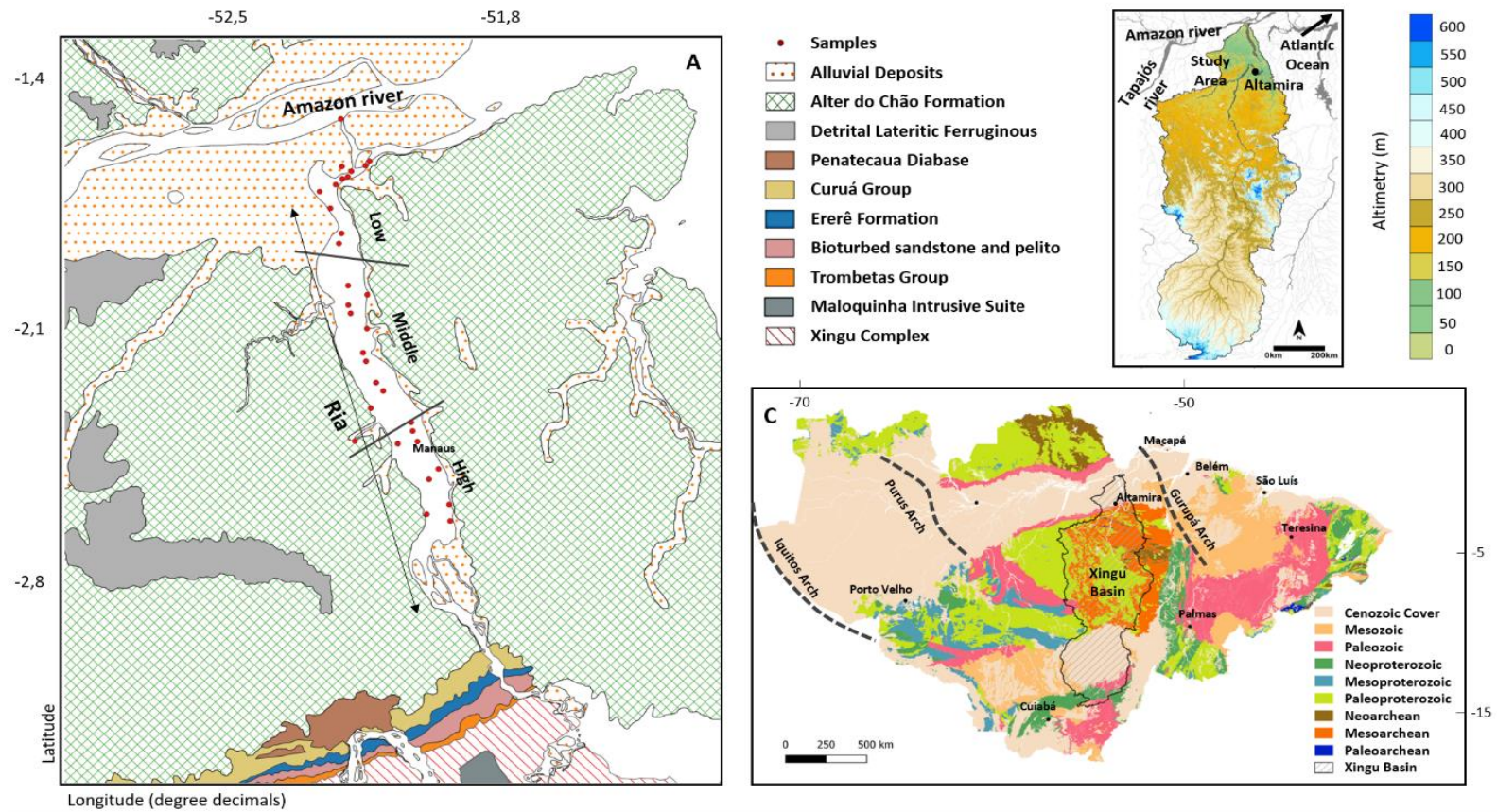


Figura 2.1: Mapa de localização da área de estudo: A: representa a ria do Xingu, que corresponde ao seu baixo curso e região de confluência com o rio Amazonas, os pontos amostrados subdivididos por setores (lower, middle e upper) e a geologia local. B: área de abrangência da bacia hidrográfica do rio Xingu situada no baixo curso da bacia amazônica antes de desaguar no oceano Atlântico. C: Cráton Amazônico e sua evidenciando a idade de suas unidades geológicas e onde a bacia do Xingu está localizada.

## **2. Aquisição de dados**

O trabalho consistiu na coleta de sedimentos de fundo em um único período (fevereiro de 2016) e amostragem adicional (junho de 2018) para detalhar o setor baixo do rio Xingu e sua confluência com o rio Amazonas. Os sedimentos de fundo foram utilizados, considerando serem depósitos acumulados ao longo dos anos, sem muitos efeitos de sazonalidade e permitem caracterizar ambientes fluviais com hidrodinâmica moderada. Um total de 32 amostras de sedimento de fundo foram coletadas durante todo o trabalho de campo com uma draga de Van Veen convencional com cerca de 15 cm de espessura, a bordo de uma embarcação de pequeno porte, a fim de amostrar toda a área de estudo. A navegação e o posicionamento foram realizados com um receptor GPS Garmin™ 60Map CSx.

### ***2.1. Metodologia***

As amostras de sedimentos foram analisadas quanto ao tamanho de grão com um granulômetro a laser SALD-2201 modelo Shimadzu, com faixa de medição de 0,120 a 1.000  $\mu\text{m}$ . A caracterização textural seguiu a classificação de Sheppard (1954) baseada nas porcentagens de areia, silte e argila, conforme definido por Wentworth (1922). As estatísticas granulométricas foram calculadas de acordo com Folk e Ward (1957). Os resultados permitiram o mapeamento textural inédito desta área.

As composições minerais foram determinadas no Laboratório de Caracterização Mineral do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Pará. Todas as amostras direcionadas para investigação de elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , and  $\text{K}_2\text{O}$ ) e traço (Ba, Cr, Cs, Dy, Er, Ga, Hf, Ho, Nb, Pr, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y and REE) por fusão de uma alíquota usando metaborato ou tetraborato de Li seguido de dissolução em uma solução de triácido em amostra total. As determinações elementares foram realizadas por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado, enquanto a perda de ignição (LOI) foi analisada por gravimetria. Todas as amostras foram analisadas no ALS Global Analytical Laboratories, e 28 foram usadas como padrão para a análise de sedimentos.

As relações entre os elementos maiores, traço foram obtidas através da análise dos componentes principais (PCA) utilizando o software XLSTAT®, além de considerar outras variáveis como: setor de localização da ria (1: upper, 2: middle, 3: lower), grupo mineralógico e escala phi, está última obtida através da análise granulométrica.

Associações elementares (maior, traço e REEs) em sedimentos foram determinadas usando correlações de Pearson. Os valores críticos para os coeficientes de correlação em  $p < 0,05$  foram considerados altamente significativos. A análise de componentes principais (ACP) foi utilizada para determinar as relações entre as variáveis e simplificar a interpretação dos dados com base nos principais fatores de controle.

Os elementos maiores também permitiram avaliar o grau de intemperismo químico com base no índice de alteração intempérica, CIA (*Chemical Index of Alteration*), deduzido por Nesbitt and Young (1982) e no cálculo da proporção molecular de  $Al_2O_3-Na_2O+CaO-K_2O$  contida nos sedimentos. Os resultados foram plotados em diagrama ternário A-CN-K (Fedó *et al.* 1995; Nesbit & Young 1982) para relacionar a influência do intemperismo na história composicional dos sedimentos. A distribuição dos ETRs nos sedimentos foi utilizada como indicador de proveniência e para identificar sua relação com a composição das possíveis rochas fontes.

### **3. Resultados**

#### **3.1. Padrões texturais e grupos mineralógicos**

A porção central do rio Xingu (Upper e Middle sector) evidenciou concordância entre dados mineralógicos e granulométricos, de modo que em regiões situadas no canal principal da ria, apontam sedimentos mais finos, com detecção de uma assembleia mineralógica plural e homogênea, indicando, por exemplo, presença de minerais como a caulinita, anatásio na fração total analisada. Em zonas mais a montante, próximos ao delta de cabeceira, zona superior da ria, há ocorrências de mesma assembleia mineralógica, contudo essa identificação só é possível através da extração de argilominerais.

Houve diminuição dos picos de quartzo na porção central, devido a predominância de sedimentos mais finos (silt+clay), o que representou melhor discriminação dos minerais constituintes. A amostra Amaz-18 ainda que com predomínio de grãos maiores, indicou ser uma zona sensível que passa a se diferenciar da assembleia mineralógica a montante (Figura 2.2)



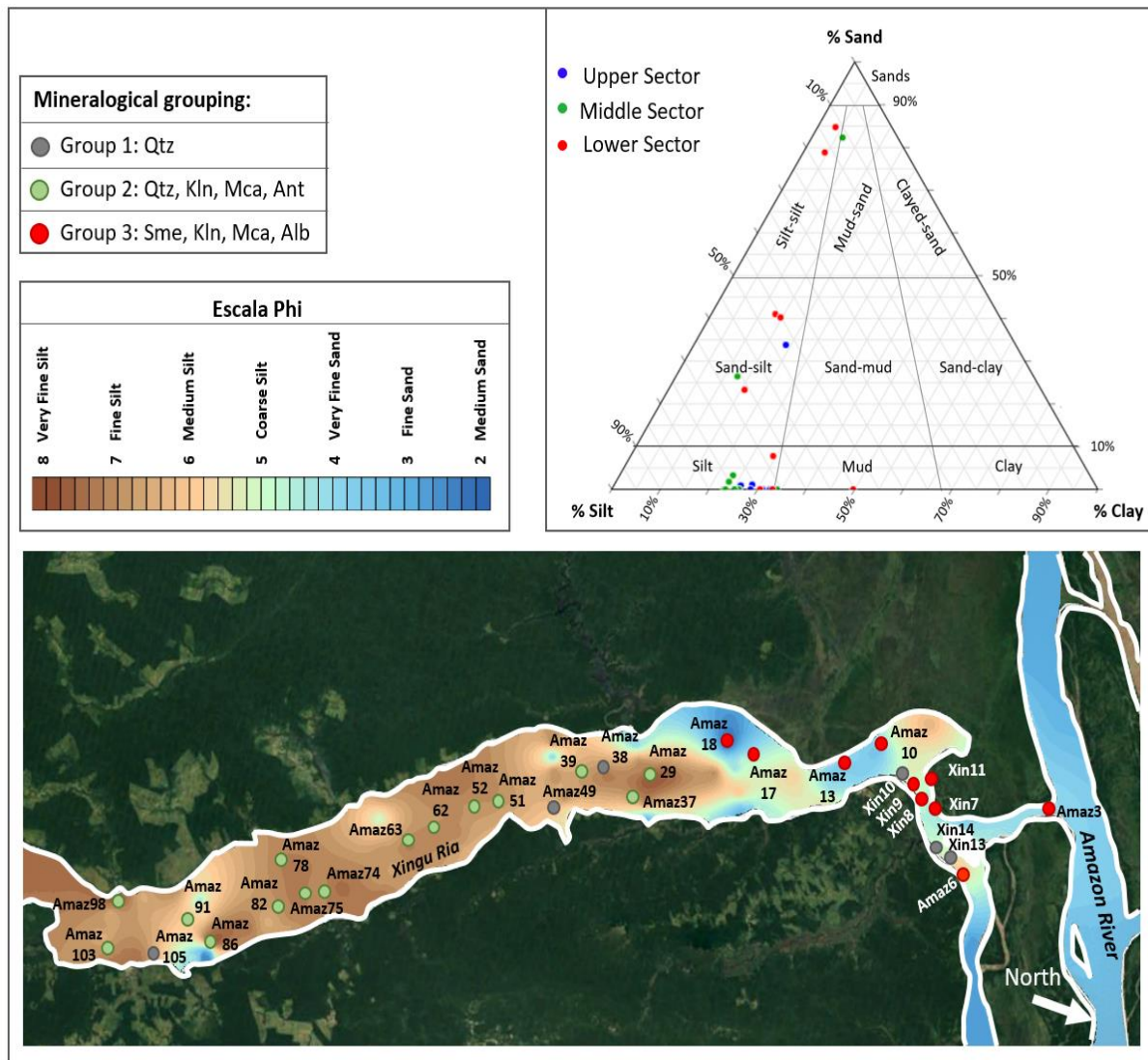


Figura 2.2: Grupos mineralógicos identificados na área de estudo e plot de caracterização granulométrica.

Portanto, os dados mineralógicos evidenciaram certa discriminação geográfica, que permitiu o agrupamento por zonas. Grupo 1: está associada a picos elevados do mineral quartzo, as amostras desse grupo geralmente estão situadas próximo as margens, coincidindo com a maior predominância de areia. Grupo 2: foi possível discriminar a presença de minerais como a caulinita – Kln, quartzo – Qtz e eventuais ocorrências de anastásio – Ant e micas – Mca em regiões situadas no canal principal da ria, este grupo foi o de maior ocorrência, se prolongando por quase toda a extensão da área estudada. Grupo 3: há ocorrência de minerais como esmectita – Smc, micas – Mca, Albita – Alb e menores ocorrências de caulinita – Kln.

### ***3.2. Geoquímica de óxidos e traço***

Os elementos maiores na forma óxidos foram relacionados aos teores de silício.  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  e  $TiO_2$  apresentaram coeficiente de correlação negativo de -0,97, -0,62 e -0,61 respectivamente, indicando aumento do teor de silício a diminuição desses elementos. Já o  $CaO$ ,  $MgO$  e  $Na_2O$  não apresentaram boa correlação, contudo foi possível discriminar a setorização de suas concentrações, indicando o setor mais baixo com concentrações mais elevadas desses óxidos.



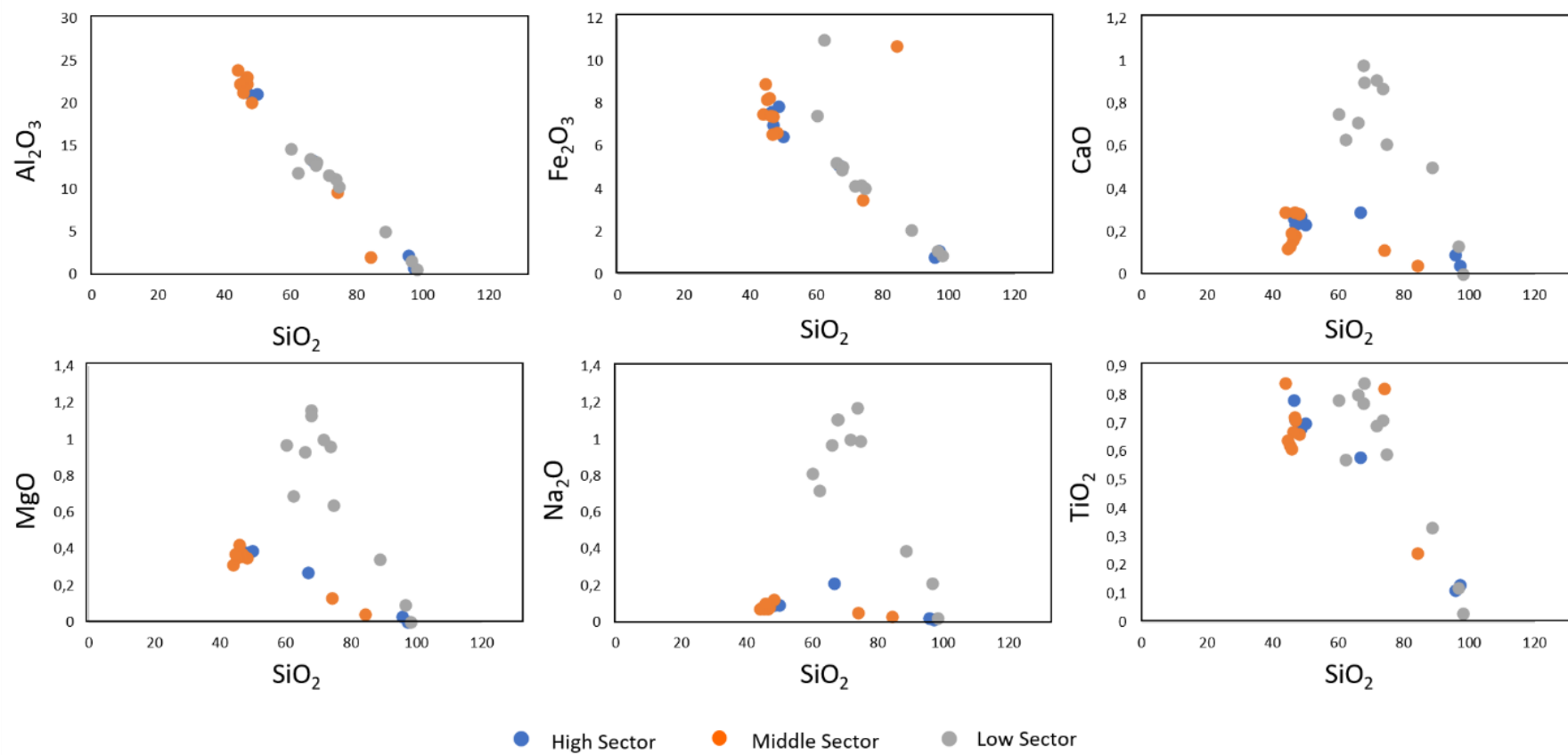


Figura 2.3: Distribuição de óxidos maiores associados ao SiO<sub>2</sub> entre os 3 setores estudados

Os elementos traço Ba, Cr, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zr não apresentaram variações significativas ao longo da extensão da ria, portanto não houveram oscilações geográficas nos teores dos referidos elementos. Amostras com elevados teores de areia apresentaram baixas concentrações dos elementos citados, com exceção do Zr e Hf que tiveram suas concentrações mais elevadas em amostras arenosas e com predomínio de quartzo em sua composição.

Tanto em termos de elementos maiores quanto traço, a normalização em relação a crosta continental superior apresentou variações expressivas (figura 2.4). A exceção foi o empobrecimento nas concentrações de MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O e Sr, possivelmente a suas altas mobilidades ao longo processo intempérico. Os demais elementos quando normalizados apresentaram valores de concentração próximos de 1, com maior empobrecimento em amostras com teor maior de areia.

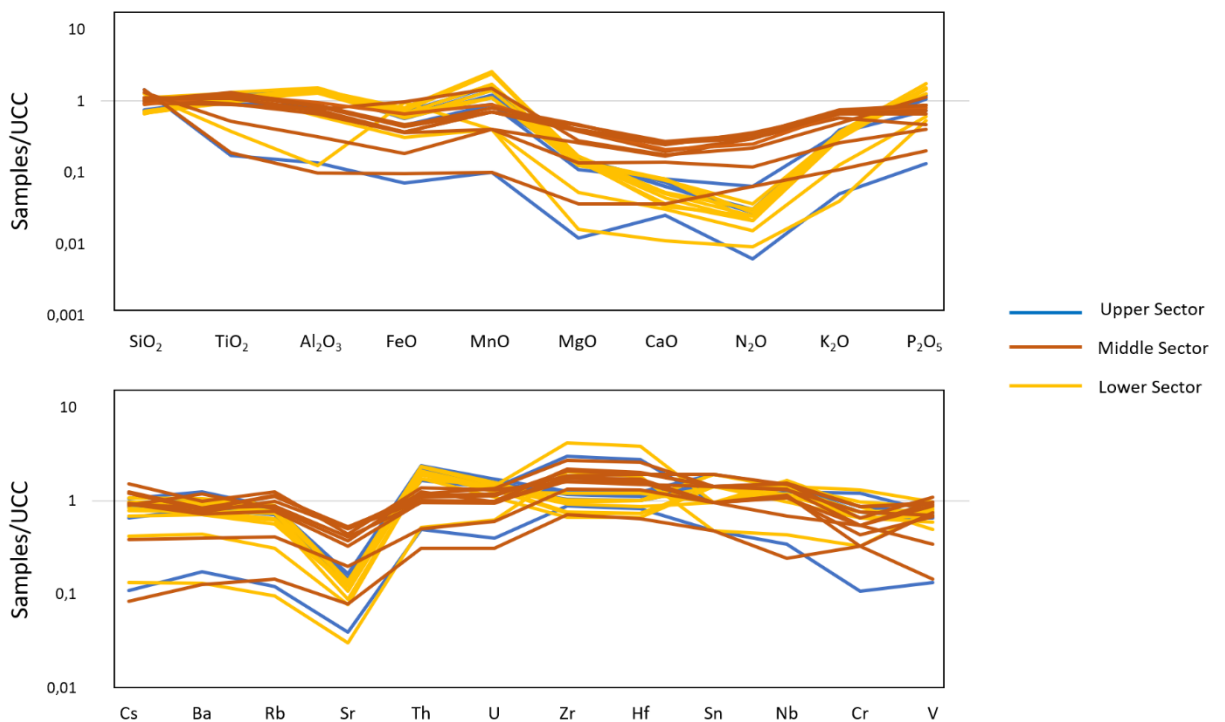


Figura 2.4: Normalização de óxidos maiores e elementos traço em relação a Upper crust continental (UCC)

### **3.3. Elemento Terras Raras**

As concentrações de REE (*Rare Earth Element*) não tiveram oscilações significativas ao longo da ria, porém se desconsiderarmos as amostras marginais com alto teor de areia, que por sua vez, representam pouca assimilação de REE, houve uma diminuição expressiva no  $\Sigma$ REE sentido montante-jusante, o Upper sector apontou maiores concentrações de  $\Sigma$ REE (253,5-372,7 mg.kg<sup>-1</sup>) com uma média de 331,5 mg.kg<sup>-1</sup>, seguido pelo Middle sector (153,8-353,1 mg.kg<sup>-1</sup>) com mg/kg média de 287,8, o lower sector (168,3-257,1 mg.kg<sup>-1</sup>) apresentou média de 201,5 mg/kg. Todos mostraram-se ligeiramente enriquecidos em comparação com o UCC, com exceção de amostras arenosas presentes nos setores médio e superior. Os REEs foram divididos em dois subgrupos convencionalmente denominados: (i) REE leve (LREE, La a Eu) e (ii) REE pesado (HREE, Gd a Lu). LREE, especialmente La e Ce, são mais abundantes do que REE pesado (HREE). Uma boa correlação positiva entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e o  $\Sigma$ REE ( $r = 0,91$ ) indicaram que eles estão principalmente concentrados nas frações de Al-silicato (argila).

#### **Table 3 (Anexo)**

### **3.4. Principal Component Analysis (PCA)**

Uma forma de elucidar caminhos para a interpretação geoquímica dos sedimentos no rio Xingu, foi a análise de principais componentes (PCA). Para elementos maiores, os dois componentes principais (PC) (figura 5), juntos representaram 80,72% (F1: 42,17%; F2: 38,55%) da variância total que evidenciou certo grau de alinhamento das amostras situadas no setor baixo aos elementos com o CaO e Na<sub>2</sub>O. Contudo, as amostras (setor alto e médio) majoritariamente mostraram-se fortemente associadas ao Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO e a escala phi em menor proporção.

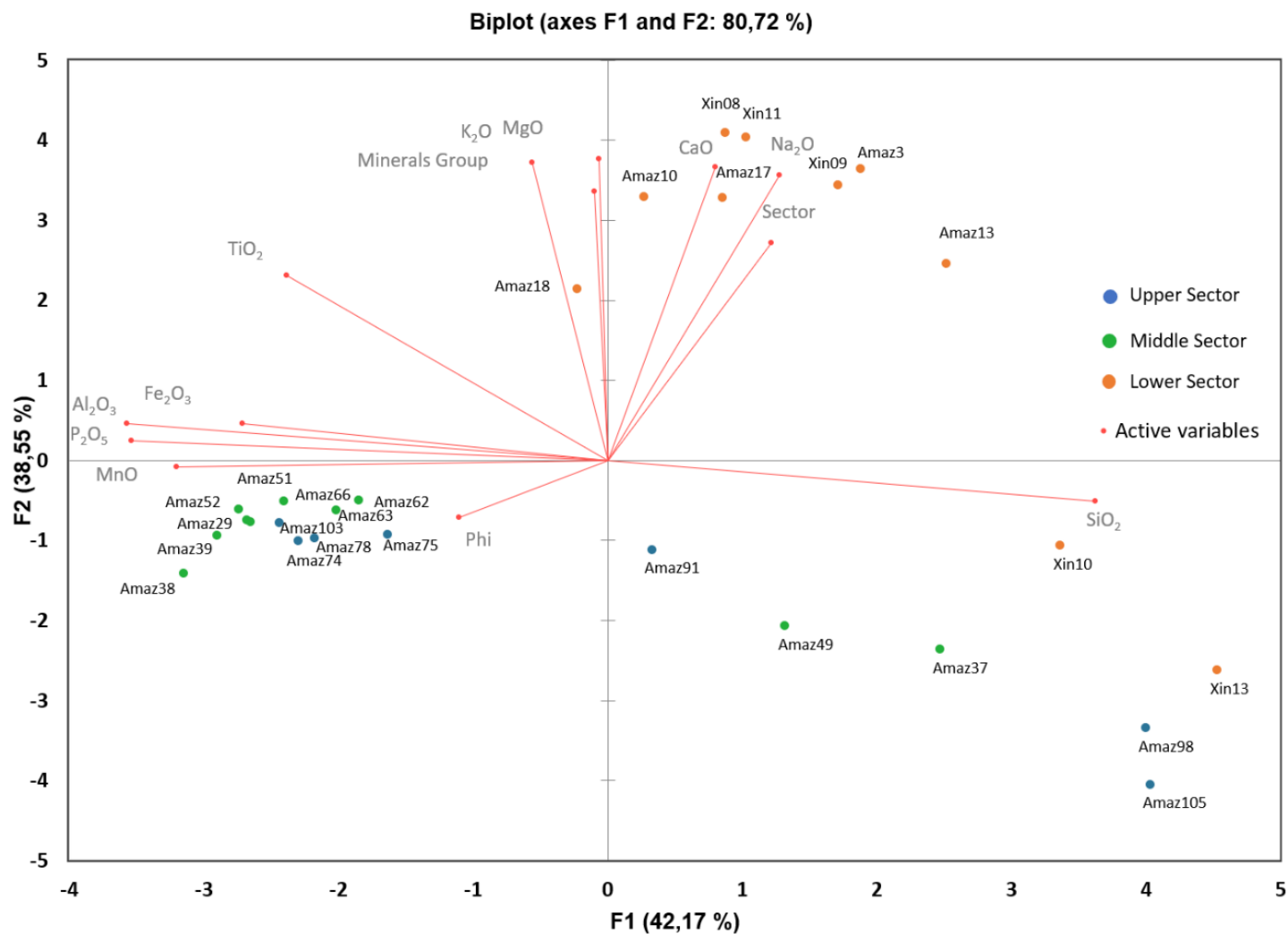


Figura 2.5: Análise PCA para elementos maiores, grupo mineralógico, setor de localização e escala phi

Com base na ponderação da contribuição de cada variável, há alta carga positiva para  $\text{SiO}_2$  e alta carga negativa para  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e em menor proporção  $\text{TiO}_2$  e escala phi em F1. F2 é caracterizado por alta carga positiva de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , setor de localização e grupo mineralógico.

As amostras Amaz-105, Amaz-98 e Amaz-91 do setor alto, as amostras Amaz-49 e Amaz-37 do setor médio e as amostras Xin-10 e Xin-13, apresentaram certo grau de correlação com o teor de silício (Figura 5). A análise PCA discriminou bem 2 grupos: o setor baixo e o setor médio e alto em termos de geoquímica elementar e outras variáveis associadas, como por exemplo o grupo mineralógico e escala phi.

Para elementos traço, os dois componentes principais (F1 e F2), juntos representaram 87,36% (F1: 71,84%; F2: 15,52%) da variância total. Com base na ponderação da contribuição de cada variável.

Com base na ponderação da contribuição das variáveis, há alta carga positiva para V, Rb, Nb, Cs, Er, Y, Dy, Ho, Ba, Cr e U em F1 (figura 6). O F2 é caracterizado por alta carga positiva de Zr, Hf, setor de localização e em menor proporção Sr e grupo mineralógico, já para carga negativa somente a escala phi.

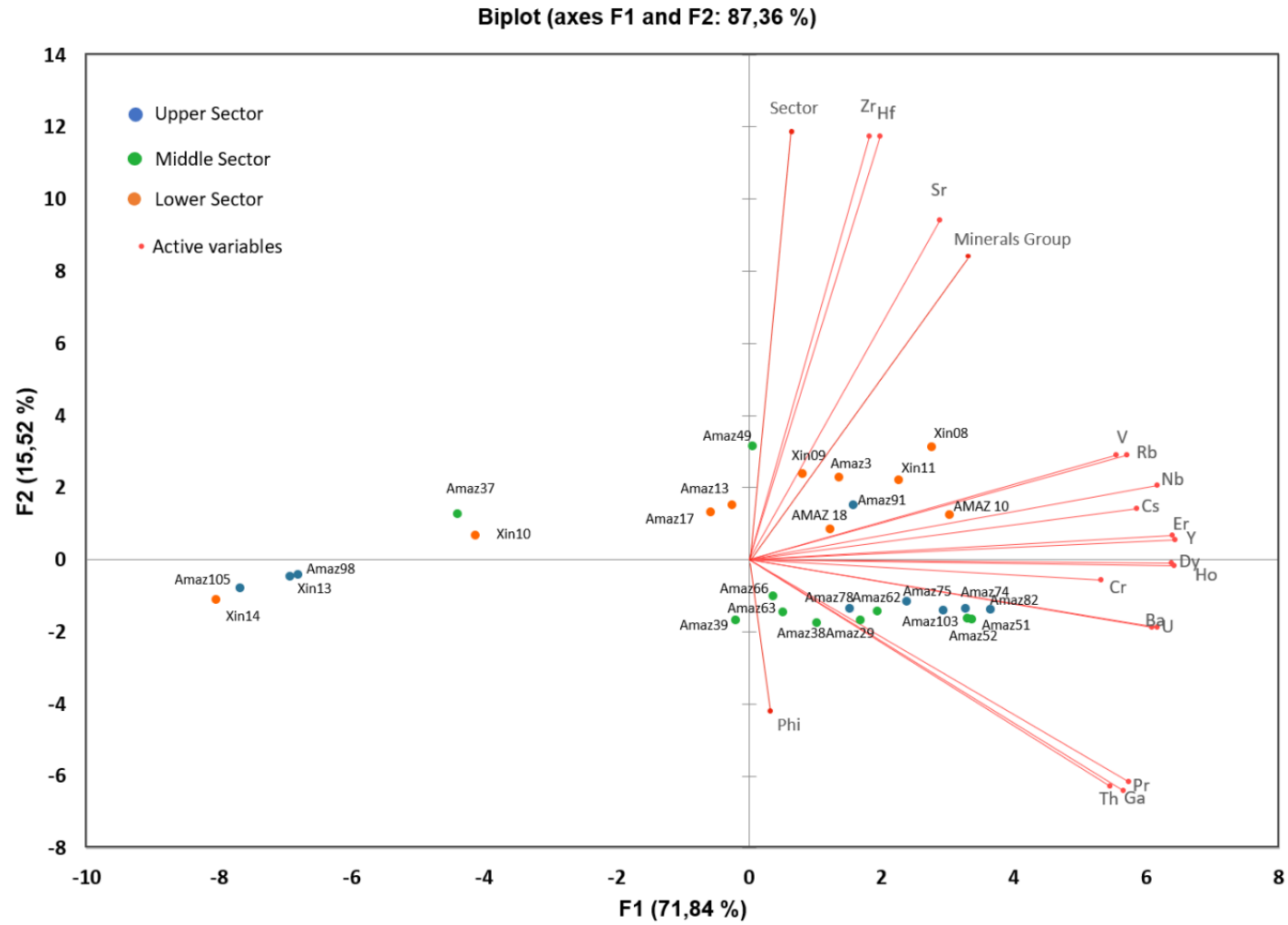


Figura 2.6: Análise PCA para elementos traço, grupo mineralógico, setor de localização e escala phi

## 4. Discussão

### 4.1. *Classificação dos sedimentos e padrão de deposição*

É evidente, tanto pelos padrões texturais e mineralógicos, quanto pela geoquímica dos sedimentos a existência de um grupo de amostras em regiões a montante (Upper e Middle sector), discriminado mineralogicamente como Group 1 (figura 2). As amostras desse grupo, são compostas essencialmente por quartzo, apresentam padrões texturais heterogêneos com predominância de areia, sugerindo pouco retrabalhamento dos sedimentos e por não estarem situadas no canal do rio, mas em bancos e regiões rasas, possivelmente estão associadas ao produto da erosão das margens adjacentes.

O canal principal da ria, cuja sua maior abrangência representa o setor médio, independentemente do método utilizado, apontou um padrão textural mais fino, composto essencialmente por silte e argila. A mineralogia associada também indicou uma maior diversidade e geoquímica discriminante em relação as razões compostas por elementos imóveis, o que sugere maior retrabalhamento dos grãos.

Apesar de certa homogeneidade mineralógica, marcada essencialmente pela presença de quartzo muitas vezes associado aos feldspatos, tanto no setor montante quanto jusante, a ocorrência de feldspatos ficou mais limitada ao setor baixo quando comparados ao médio e alto, que apresentou picos em amostras localizadas na região de confluência com o rio Amazonas e pouca ou nenhuma à montante. As amostras dos setores médio e alto foram marcadas essencialmente pela presença de quartzo, caulinita e anatásio e ausência de feldspatos, que denota uma assembleia mineralógica mais madura e lixiviada em comparação com a região jusante. No lower sector (à jusante), há a presença de feldspatos, esmectita, sugerindo indícios de imaturidade mineralógica.

Martinelli et al 1993 evidencia em sua investigação geoquímica ao longo do rio Amazonas desde sua foz até cerca de 2500 km a montante, diminuições significativas nos teores de quartzo e aumento na concentração de esmectita/vermiculita a jusante da foz do rio Xingu.

Mineli (2013) e Souza (2018) apontam grande variação na assembleia de minerais pesados no baixo curso do rio Xingu, o que sugere sedimentos de proveniência distinta. Foram encontrados por estes autores, um percentual expressivo de turmalina e zircão em areias na região de Volta Grande e no setor baixo do rio Xingu, sugerindo uma proveniência com maior contribuição de rochas ígneas.

Medeiros Filho et al. (2016) usaram as assinaturas mineralógicas, geoquímicas e isotópicas em sedimentos recentes de fundo para investigar os processos hidrodinâmicos no baixo curso do rio Tapajós, de modo que extensão da influência do rio Amazonas nos depósitos de fundo e mistura de sedimentos ficou limitada a zona de confluência. No rio Xingu, o comportamento é semelhante sugerindo um padrão de deposição para os tributários baixos do rio Amazonas.

#### ***4.2. Intemperismo Químico***

A composição de elementos maiores nos sedimentos do rio é usada para estudar a quantificação do intemperismo químico e físico, para determinar as relações entre os elementos e a classificação das rochas, bem como para avaliar os processos geoquímicos que operam na bacia do rio (Rollinson, 1993, Singh et. al., 2005).

Para a interpretação da intensidade do intemperismo químico foram aplicados proxies, que tendem a refletir a alteração de novas partículas de rocha.  $K_2O/Al_2O_3$  é comumente interpretado como um proxy para alteração porque o potássio é um elemento solúvel em água que é liberado durante a alteração do feldspato potássico e tem sido aplicado ao estudo de sedimentos em margens continentais (Hu et. al., 2012; Babu, 2017; Sahoo et. al., 2017).

A razão  $K_2O/Al_2O_3$  apontou uma relação negativa com  $SiO_2/Al_2O_3$ , implicando que os sedimentos mais arenosos são geralmente menos alterados do que os sedimentos ricos em lama, sugerindo processos de formação entre o setor médio e alto do setor mais baixo da ria.

Se considerarmos um aumento progressivo da razão  $K_2O/Al_2O_3$  a jusante, então podemos ver que o estado de intemperismo químico no baixo curso do rio Xingu é discriminante ao de grande parte do curso principal, embora os sedimentos na parte superior e central da ria pareçam ser ligeiramente mais alterados do que o setor mais baixo, mas uma alteração maior pode refletir os tempos de transporte lentos nas partes superiores, com diluição de sedimentos a jusante por maior fornecimento de fontes mais frescas.

Nesbitt e Young (1982) propuseram a quantificação da intensidade do intemperismo químico expressa como um índice químico de alteração (CIA) onde:

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] * 100$$

A correção para CaO da contribuição de carbonato não foi feita porque o  $CO_2$  não foi determinado. Assim, para calcular o  $CaO^*$  foi adotada a suposição proposta por McLennan (1993) onde assume-se que a quantidade de CaO em silicatos é igual ao  $Na_2O$ , considerando que Ca e Na são caracterizados por mobilidade semelhante em sedimentos intemperizados



(Garzanti *et. al.*, 2013). Os valores de CaO foram sempre  $> \text{Na}_2\text{O}$ , condição que valida o método.

O CIA foi desenvolvido para uso em perfis de solo, mas sua utilização tem sido comumente aplicada a sedimentos em rios e em testemunhos (Singh et al 2005; Wan et al. 2010, Silva, 2016; Sahoo et al. 2017).

A relação CIA vs  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  teve similaridade com a razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , embora esteja menor correlacionada, também distingue o setor médio e alto do setor baixo. É evidente certo grau de correlação entre a localização da amostra, grau de alteração ou o tamanho do grão. Vemos também, que o tamanho do grão é um controle primário no proxy de alteração para o entendimento do intemperismo no sistema.

O diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  (figura 2.7) apresentou boa correlação entre as razões, onde foi possível discriminar os 2 grupos, um essencialmente composto por amostras do setor baixo e outro grupo composto, em sua maioria pelos setores médio e alto com indicativo de teores maiores de argilominerais.

O diagrama de discriminação de proveniência de Roser e Korsch (1988), as funções discriminantes formuladas (isto é, bivariadas) são baseadas em concentrações de elementos principais imóveis e variáveis. Neste diagrama, os sedimentos do presente estudo ficaram situados nos campos de proveniência sedimentar ígnea intermediária com amostras do setor médio apontando certa proveniência de origem básica, provavelmente associado a presença de formações rochosas nas proximidades de Volta Grande, montante da área, porém as amostras se mostraram essencialmente derivadas de rochas geradoras mistas.

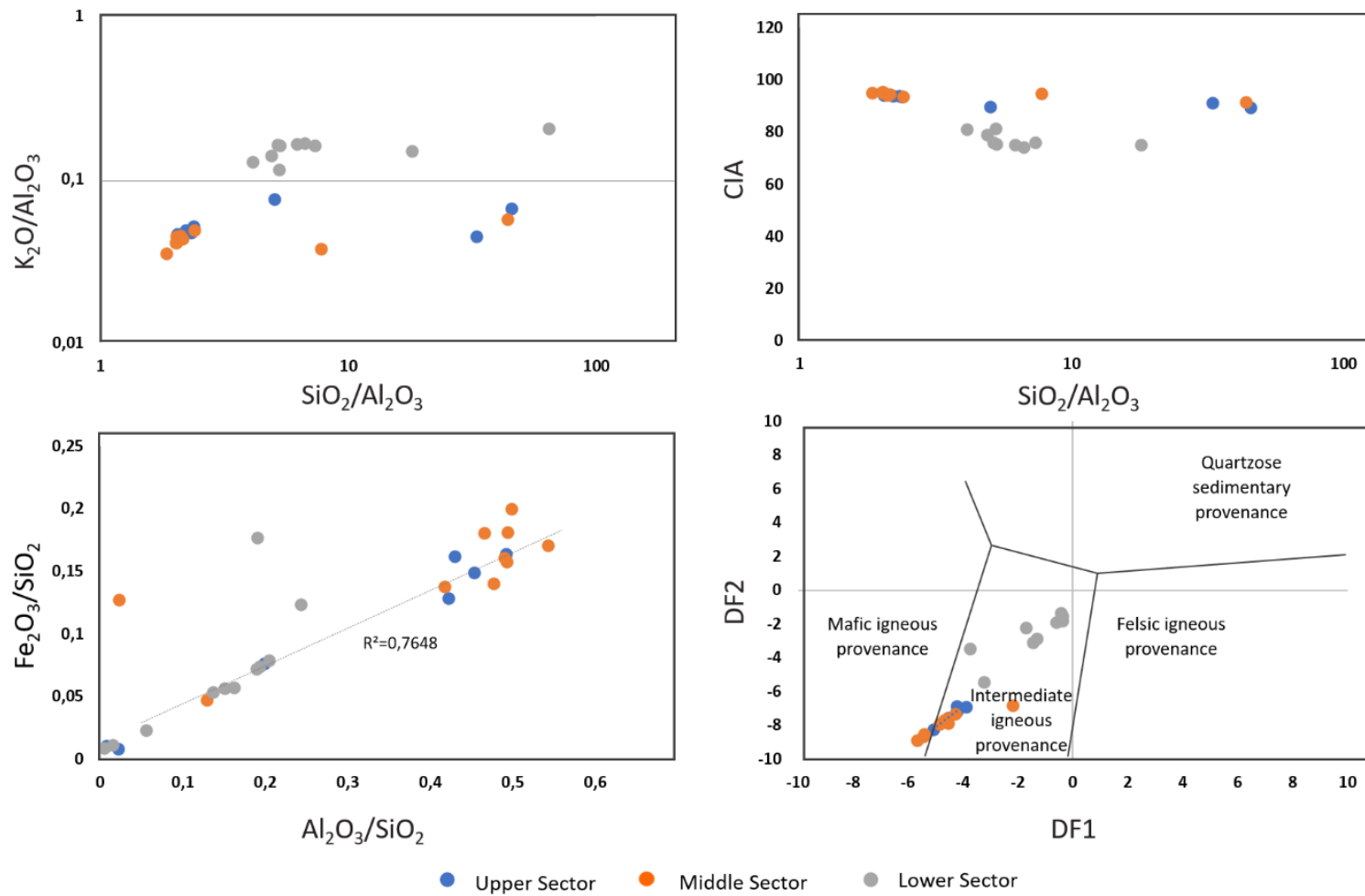


Figura 2.7: Diagramas de razões em óxidos maiores, associados as razões  $SiO_2/Al_2O_3$  e  $Al_2O_3/SiO_2$  respectivamente, bem como o CIA e o diagrama DF2 vs DF1 indicam proveniência de fontes.

Uma forma de avaliar o intemperismo químico foi plotar o CIA calculados para as diferentes amostras dentro de um diagrama triangular, outro objetivo foi demonstrar como as amostras do rio Xingu se comparam em relação a Upper Crust (UC, Taylor & McLennan 1985), Average Post-Archean Australian Shale (PAAS, Taylor & McLennan 1985) e a média dos estudos já consolidados no rio Amazonas. Os sedimentos do lower sector se distinguem bem do canal principal da ria, mostrando valores CIA mais baixos, indicando que estão menos alterados. O rio Amazonas é um ambiente de maior hidrodinâmica, contudo seu sedimento deriva dos Andes percorrendo um longo caminho sob unidades fanerózoicas, se confirmada sua contribuição no lower sector, explicaria presença de sedimentos menos alterados, uma vez que o menor estado de alteração também reflete o transporte rápido através das planícies de inundação, onde ocorre a maior parte do intemperismo químico.

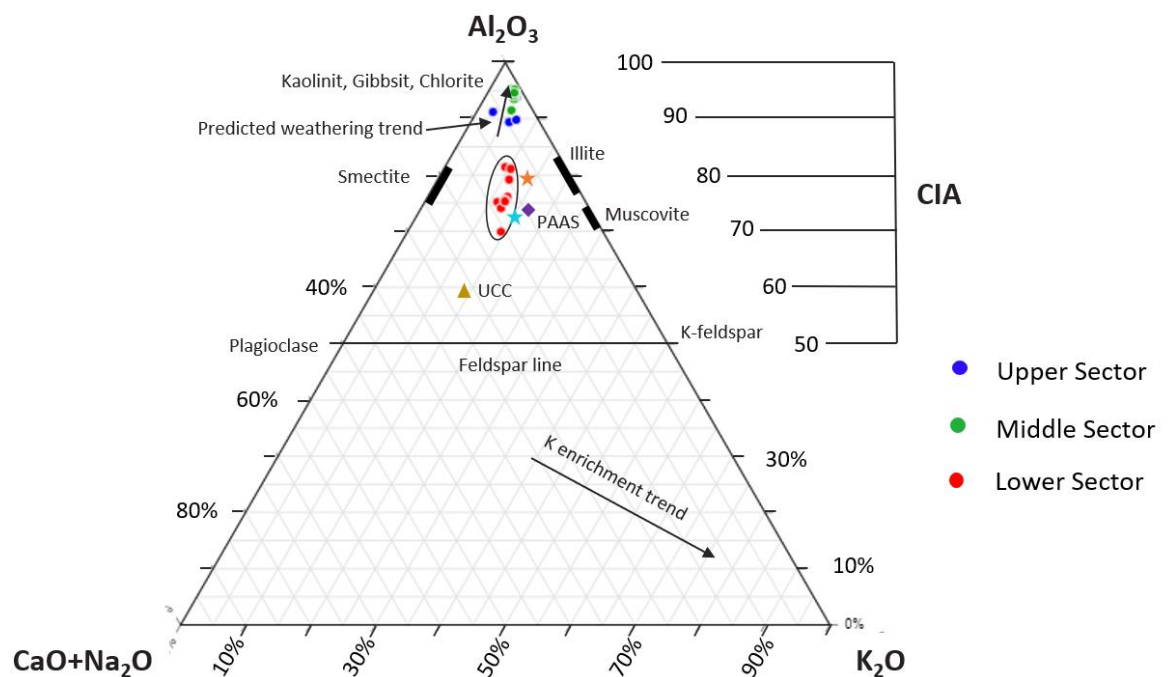


Figura 2.8: Diagrama ternário A-CN-K (Fedó et al. 1995; Nesbit & Young 1982) mostrando a influência do intemperismo na história composicional dos sedimentos. A estrela azul representa sedimentos de fundo do rio Amazonas a jusante de Santarém (cerca de 230 km a montante da foz do rio Xingu) obtidos por Medeiros Filho et al 2016 e a estrela amarela representa dados de material em suspensão essencialmente do rio Xingu de Baturin, 2019.

A Figura 8 mostra os valores CIA calculados para as diferentes amostras dentro de um diagrama triangular e demonstra como as amostras do Xingu ria se comparam a outros rios principais. Os valores de CIA mais baixos indicam padrões menos alterados. A tendência implica que estamos amostrando material progressivamente mais arenoso a jusante ou que menos material alterado está sendo adicionado ao fluxo principal de outras fontes.

Geralmente há mais variabilidade de intemperismo químico nos tributários em comparação com o fluxo principal, especialmente quando se considera a CIA, ocorrendo mais heterogeneidade local dentro das bacias tributárias menores (He et al 2015).

#### ***4.3. Conservação de elementos traço e REE***

Os elementos traço em sedimentos de uma bacia hidrográfica resultam das influências concorrentes de proveniência, intemperismo, diagênese, classificação de sedimentos e geoquímica de elementos individuais. (Rollison, 1993). O Zr apresentou certa correlação com o Th com pouco enriquecimento de minerais pesados. A presença de minerais associados ao quartzo pode justificar os altos teores de Zr.

A geoquímica elementar permitiu traçar a proveniência de sedimentos e rochas sedimentares, juntamente com a análise dos elementos imóveis (Al, Ti, Zr, Hf, Th) e dos elementos terras raras (REE) por serem pouco fracionados durante os processos de intemperismo e concentrarem-se nos sedimentos de fundo em detrimento da fração dissolvida dos rios. (Bhatia, 1985, Taylor and McLennan, 1985, McLennan 1989).

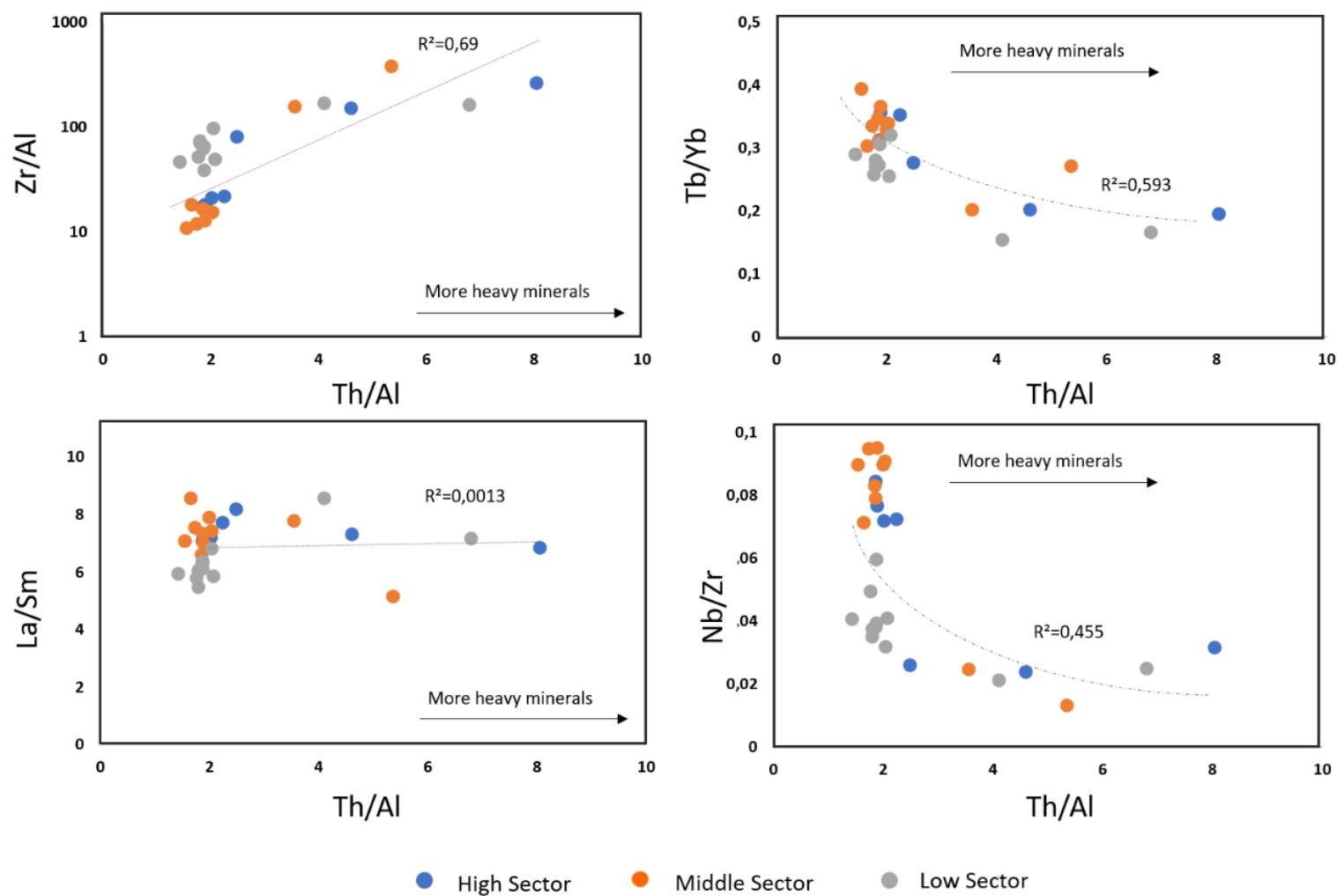


Figura 2.9: Razões conservativas de elementos traço associadas a razão Th/Al discriminadas entre setores.

A razão La/Sm indicou certo fracionamento de REE, indicando maior enriquecimento de LREE para as amostras do rio Xingu. O fracionamento de REE nos sedimentos do rio Amazonas já foi evidenciando por Goldstein e Jacobsen, 1988 que exhibe padrões de depleção de HREE.

A química dos sedimentos do leito de rios muitas vezes não reflete com precisão suas rochas após o intemperismo (Nesbitt et al., 1996). No entanto, a abundância e os padrões de REE mostraram-se razoavelmente bem preservados durante o intemperismo, refletindo seu padrão menos móveis durante os processos sedimentares e hidrológicos.

Em resumo, a mobilidade e o fracionamento do REE podem ou não ter relação direta com o intemperismo químico. Embora a composição REE dos sedimentos do rio possa ser distinta das regiões de origem (perfil de intemperismo) e pode não refletir, de forma clara os processos de intemperismo total, os sedimentos finos do rio refletem a média da crosta intemperizada nas bacias hidrográficas e tendem a ter padrões REE uniformes normalizados por UCC (Su, et al 2017). Portanto, os sedimentos em grandes rios apesar de seus tamanhos de captação e geologia de proveniência significativamente diferentes, todos podem representar as médias de matéria terrígena entregue ao oceano em termos de composições REE.

Novamente, o enriquecimento relativo dos LREE para as amostras, com relação aos HREE, indica fontes predominantemente félsicas. A abundância relativa das rochas fontes, as condições de intemperismo nas regiões de origem e os processos de seleção hidráulica, são considerados os principais fatores de controle dos conteúdos dos REE nos sedimentos (Bahtia, 1985; Garçon *et al.* 2014; Garzanti *et al.* 2010).

Estudos anteriores enfatizaram a condição de pH como importante fator de controle e sugeriram que os REEs são facilmente removidos das argilas em condições ácidas (intemperismo), mas tornam-se fixos em condições neutras ou alcalinas (erosão e transporte) [Nesbitt, 1979]. Segundo o diagrama proposto por Su et al., 2019, as amostras de sedimentos tendenciam a um perfil mais associado ao transporte e erosão de rios (figura 9), conforme mostrado pela razão  $LREE/HREE_{UCC}$  (normalizado a crosta continental superior). As razões  $LREE/HREE_{UCC}$  apresentaram valores predominantemente menores que 1 no lower sector e acima de 1 no middle e upper sector.

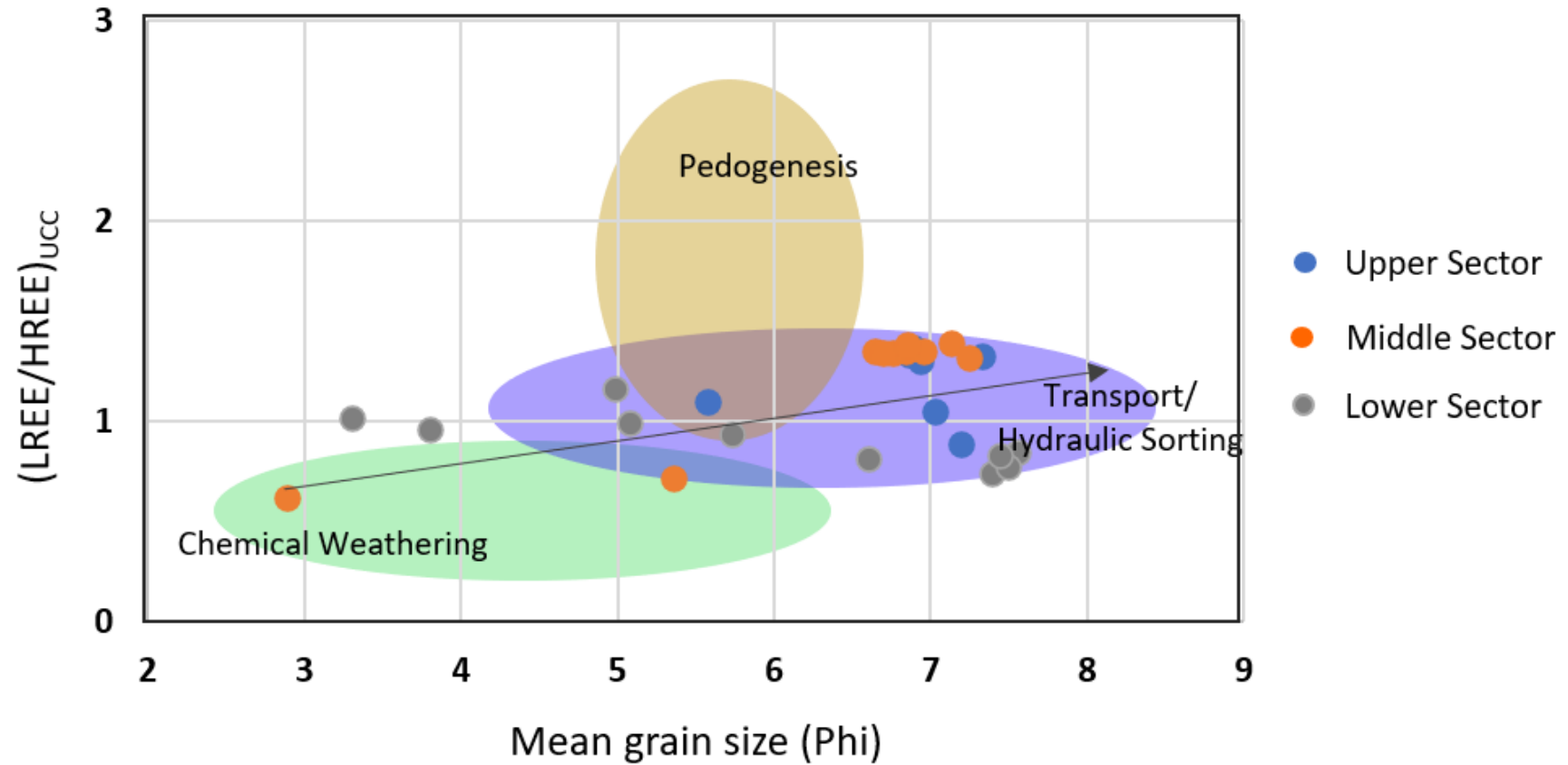


Figura 2.10: Correlação entre a razão  $LREE/HREE_{UCC}$  e o tamanho médio do grão sedimentar (phi escale), proposto por Su et al 2019, discriminando o intemperismo químico do transporte/ classificação hidráulica e pedogênese.

O fracionamento de REE em sedimentos siliciclásticos é controlado principalmente pelo grau de intemperismo químico/pedogênese, enquanto processos no rio (ou seja, classificação hidráulica) podem homogeneizar o intemperismo e alterações pedogênicas e, assim, diminuir o fracionamento de REE em sedimentos de rio. Em outras palavras, a partição de mineral induzida por classificação hidráulica controla ainda mais a composição de REE por meio da alteração da proporção de componentes REE de granulação fina.

De um modo geral, um padrão geoquímico de mobilidade de elementos, seja por enriquecimento ou empobrecimento de elementos maiores e traço é esperado. Considerando que a área de estudo representa apenas uma pequena extensão de um rio com quase 1000 km de extensão, investigar o seu baixo curso até a sua foz representa apurar o balanço geoquímico, além da importante contribuição do rio que recebe seu aporte. A considerar variáveis físicas como descarga fluvial e maré, esses efeitos podem ser ainda mais potencializados. Um modelo esquemático para o rio Xingu, considerando a extensão da ria, um pequeno trecho a montante, e o trecho a jusante até a foz do rio Amazonas sobre a mobilidade geoquímica é apresentado na figura 10.



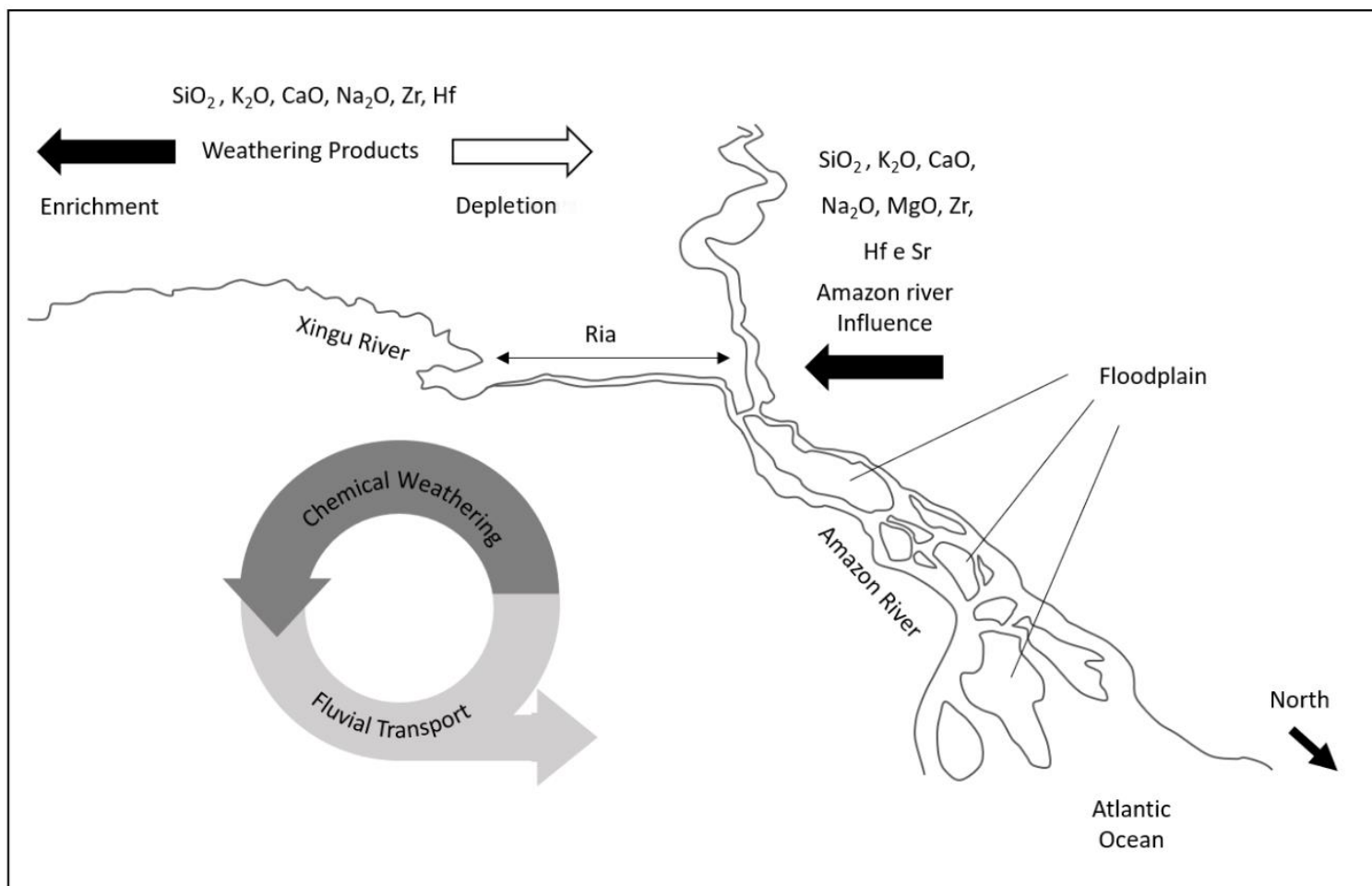


Figura 2.11: Modelo esquemático de enriquecimento e depleção de elementos no rio Xingu e a influência do rio Amazonas no geochemistry budget.

Padrões de depleção de elementos como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Zr, Hf são esperados para o transporte fluvial, considerando a presença de minerais secundários no setor baixo e a dissolução da sílica e potássio em minerais primários. Contudo a influência do rio Amazonas, possivelmente associada a hidrologia sazonal remodela a geoquímica em seu baixo curso, bem como padrões texturais e mineralógicos por praticamente um terço da ria, compreendendo sua contribuição por quase ou senão todo o setor baixo.

## 5. Conclusão

O trecho a jusante da ria do Xingu (lower sector) foi discriminado do canal principal e trecho a montante (Middle e Upper sector) apontando indícios de contribuição de fontes não exclusivas do próprio rio Xingu, possivelmente havendo o aporte sedimentar do rio Amazonas desta localização em direção ao setor de confluência ou ainda troca de matéria na confluência Xingu-Amazonas evidenciando padrões de mistura.

A avaliação do intemperismo químico e transporte fluvial na composição geoquímica dos sedimentos da ria do Xingu indicou certo empobrecimento de elementos como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Zr e Hf. Houve certo alinhamento entre o Chemical alteration index (CIA) e  $\Sigma\text{REE}$ , com enriquecimento de LREE, padrão já estabelecido pelos tributários do rio Amazonas.

A mobilidade de elementos maiores e traço evidenciou ligação com a setorização da ria, sendo mais claramente discriminado o setor baixo dos setores médio e alto. Os REE mostraram relativa preservação em suas concentrações pela ação do intemperismo químico e transporte fluvial de montante a jusante.

Os sedimentos presentes no leito do canal principal da ria do Xingu ratificam informações sobre geologia e transporte de sedimentos fluviais e muito tem a dizer sobre o material drenado ao longo de uma bacia de drenagem. Os dados avaliados permitiram traçar modelos para depleção e enriquecimento de elementos pouco conservativos, processos hidrológicos e o balanço geoquímico.

O padrão de zoneamento observado pela granulometria, juntamente com a mineralogia e geoquímica associadas, corroboraram com a estatística multivariada (PCA) que confirmaram a formação de grupos bem individualizados entre o setor montante (Upper e Middle) e o setor jusante da ria (lower) além de evidências efetivas de sedimentos, oriundos das margens da ria, possivelmente produto da erosão de regiões adjacentes.

Grande parte das análises exibiram também semelhanças granulométricas, mineralógicas e geoquímicas entre os sedimentos do rio Amazonas e amostras localizadas na região de confluência entre os dois rios. A esmectita, por exemplo mostra-se um forte indicador da contribuição do rio Amazonas nos tributários de origem cratônica, o rio Tapajós ratifica esta condição (Medeiros Filho, et. al., 2016).

Com base nos resultados, foi evidenciado que a influência do rio Amazonas pode estar associada ao bedload na região de confluência Xingu-Amazonas representada pelo lower sector. As significativas variações químicas nos sedimentos de fundo do rio Xingu revelam que as características texturais e mineralógicas exercem um papel importante no controle das composições químicas destes sedimentos.

A geoquímica de sedimentos de fundo no baixo rio Xingu, apesar de drenar regiões cratônicas em zonas mais elevadas, reforçam que o bedload são derivados de fontes mais heterogêneas com composições predominantemente ígnea intermediária e que foram submetidos a importante reciclagem durante o transporte fluvial.

#### REFERENCIAS

- Ahnad, I.; Chandra, R. 2013. Geochemistry of loess-paleosol sediments of Kashmir Valley, India: Provenance and weathering. *Journal of Asian Earth Sciences*. 66, 73-89.
- Albert, J. S., Val, P., & Hoorn, C. 2018. The changing course of the Amazon River in the Neogene: center stage for Neotropical diversification. *Neotropical Ichthyology*, 16(3). doi:10.1590/1982-0224-20180033
- Amaral, G., 1980. Conhecimento Atual da Geologia da Região Amazônica. *In: Simpósio Sobre as Características Geológico-Geotectônicas da Região Amazônica*. ABGE, pp. 01-43.
- ANA - Agencia Nacional de Águas, 2014. Hidroweb: Serviço de Informações Hidrológicas. Available at: <http://www2.ana.gov.br/Paginas/default.aspx>. (Accessed March 2020).
- Babu, K. 2017. Geochemical characteristics of sandstones from Cretaceous Garudamangalam area of Ariyalur, Tamilnadu, India: Implications of provenance and tectonic setting. *Journal of Earth System Science*, 126(3). doi:10.1007/s12040-017-0821-3
- Bhatia, M. R. 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic greywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology*, 45: 97–113.

- Basu, A.R.; Sharma, M.; DeCelles, P.G. 1990. Nd, Sr-isotopic provenance and trace element geochemistry of Amazonian foreland basin fluvial sands, Bolivia and Peru: implications for ensialic Andean orogeny, *Earth Planet. Sci. Lett.* 100, 1–17
- Baturin, G. N., & Gordeev, V. V. 2019. Geochemistry of Suspended Matter in the Amazon River Waters. *Geochemistry International*, 57(2), 197–205. doi:10.1134/s0016702919020022
- Bertassoli Jr, D.J., Sawakuchi A.O., Sawakuchi H.O., Pupim F.N., Hartmann G.A., McGlue M.M., Chiessi, C.M., Zabel M., Schefuß, E., Pereira, T.S., Santos, R.A., Faustino, S.B., Oliveira, P.E., Bicudo, D.C. 2017. The Fate of Carbon in Sediments of the Xingu and Tapajós Clearwater Rivers, Eastern Amazon. *Front. Mar. Sci.* 4:44. doi: 10.3389/fmars.2017.0004
- Bouchez, J., J. Gaillardet, C. France-Lanord, L. Maurice, and P. Dutra-Maia (2011), Grain size control of river suspended sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q03008, Doi:10.1029/2010GC003380.
- Dupré, B., Gaillardet, J., Rousseau, D., Allégre, C. J. 1996. Major and trace elements riverborne material: the Congo Basin. *Geochim, Cosmochm Acta*, **60**: 1301-1321.
- Fairbridge, R. W.; Finkl, C. W. “Cratonic Erosional Unconformities and Peneplains.” *The Journal of Geology*, vol. 88, no. 1, 1980, pp. 69–86. JSTOR, [www.jstor.org/stable/30068481](http://www.jstor.org/stable/30068481).
- Fedo C M, Nesbitt H W, Young G M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleo-weathering conditions and provenance. *Geology*, 1995, 23: 921–924
- Fookes, P. G., Dearman, W. R., & Franklin, J. A. (1971). Some engineering aspects of rock weathering with field examples from Dartmoor and elsewhere. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 4(3), 139–185.
- Franzinelli, E.; Potter, P. E. 1983. Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon River System. *J. Geol.* 91, 23-39.
- Gaillardert, J., Dupré, B., Allégre, C. J., Négrel, P. 1997. Chemical and physical denudation in the Amazonian River Basin. *Chemical. Geology.*, **142**: 141-173.
- Garçon, M., Chauvel, C., France-Lanord, C., Limonta, M., Garzanti, E. 2014. Which minerals control the Nd–Hf–Sr–Pb isotopic compositions of river sediments? *Chem Geol* 364:42–55

- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanordb, C., Vezzoli, G., Censi, P., Galy, V., Najman, Y. 2010. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 1. Bedload sand (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). *Earth Planet Sci Lett* 299:368–381
- Gibbs, R. J. 1967. The Geochemistry of the Amazon River System: Part I. The Factors that Control the Salinity and the Composition and Concentration of the Suspended Solids. *Geological Society of America Bulletin*, 78(10), 1203.
- Goldstein SJ, Jacobsen SB. 1988. Rare earth elements in river waters. *Earth and Planetary Science Letters* **89**: 35–47
- He, M.; Zheng, H.; Clift, P. D.; Tada, R.; Wu, W.; Luo, C. 2015. Geochemistry of fine-grained sediments in the Yangtze River and the implications for provenance and chemical weathering in East Asia. *Progress in Earth and Planetary Science*. 6, 32.
- Horbe, A. M. C; Trindade, I. R. 2009. Química, isotópicos de Pb e proveniência de sedimentos da bacia do rio Solimões. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**: 635 646.
- Horbe, A. M. C.; Trindade, I. R.; Dantas, E. L.; Santos, R. V.; Roddaz, M. 2014. Provenance of quaternary and modern alluvial deposits of the Amazonian floodplain (Brazil) inferred from major and trace elements and Pb–Nd–Sr isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 411 (2014) 144–154
- Hu, D.; Böning, P., Köhler, C.M., Hillier, S., Pressling N., Wan, S., Brumsack, H.J, Clift, P.D. 2012. Deep sea records of the continental weathering and erosion response to East Asian monsoon intensification since 14 ka in the South China Sea. *Chem Geol* 326–327:1–18
- Kroonenberg, S. B., & de Roever, E. W. F. 2011. Geological Evolution of the Amazonian Craton. *Amazonia: Landscape and Species Evolution*, 7 28. doi:10.1002/9781444306408.ch2
- Martinelli L.A., Victoria R.L., Dematte J.L.I., Richey J.E., Devol A.H. 1993. Chemical and mineralogical composition of Amazon River floodplain sediments, Brazil. *Appl. Geochem.*, 8(4):391-402.
- McDaniel, D.K., McLennan, S.M., Hanson, G.N. 1997. Provenance of the Amazon fan muds: constraints from Nd and Pb isotopes. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 155, 169–176.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Mineral. Soc. Amer. Rev. Mineral.* 21, 169e200

- McLennan, S.M., 1993. Weathering and global denudation. *The Journal of Geology* 101, 295-303.
- Medeiros Filho, L. C.; Lafon, J. M.; Souza Filho, P. W. M. 2016. Pb-Sr-Nd isotopic tracing of the influence of the Amazon River on the bottom sediments in the lower Tapajós River. *Journal of South American Earth Sciences*. 70, 36-48.
- Millot, R., Gaillardet, J., Dupré, B., Allégre, J. C. 2002. The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **196**: 83-98
- Mineli, R. C. 2013. Proveniência e retrabalhamento sedimentar das areias da Volta Grande do rio Xingu, PA. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Belém, p. 74.
- Nesbitt HW, Young GM. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major chemistry of lutites. *Nature*. 299:715-7. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implication for provenance studies. *J. Geol.* 104, 525–542.
- Nguyen, T. T. H., W. Zhang, Z. Li, J. Li, C. Ge, J. Liu, X. Bai, H. Feng, and L. Yu. 2016. Magnetic properties of sediments of the Red River: Effect of sorting on the source-to-sink pathway and its implications for environmental reconstruction, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, 270–281.
- Rocha Neto, M.B., 2004. Programa Geologia do Brasil – PGB. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Belém SA-22.
- Rollinson H. 1993. Using trace elements data. In: Rollinson H (ed) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Prentice Hall, Pearson, pp 133–134.
- Roser, B.P., And Korsch, R.J. 1985, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: A discussion: *Journal of Geology*, v. 93, p. 81–84.
- Sahoo, P. K., Guimarães, J. T. F., Souza-Filho, P. W. M., da Silva, M. S., Nascimento, W., Powell, M. A., Costa, V. E. 2017. Geochemical characterization of the largest upland lake of the Brazilian Amazonia: Impact of provenance and processes. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 541–558. doi:10.1016/j.jsames.2017.10.016

- Sayler, P. T.; Boavetura, G. R. 2003. Distribution and partition of trace metals in the Amazon basin. *Hydrol. Process.* **17**, 1345–1361.
- Singh, M., Sharma, M., & Tobschall, H. J. 2005. Weathering of the Ganga alluvial plain, northern India: implications from fluvial geochemistry of the Gomati River. *Applied Geochemistry*, 20(1), 1–21. doi:10.1016/j.apgeochem.2004.07.005
- Souza, T. P. 2018. Influência do rio Amazonas nos sedimentos de fundo do rio Xingu: Evidências mineralógicas e geoquímicas. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, p. 115.
- Stallard, R. F., & Edmond, J. M. 1987. Geochemistry of the Amazon: 3. Weathering chemistry and limits to dissolved inputs. *Journal of Geophysical Research*, 92(C8), 8293.
- Stallard, R. F., Edmond, J. M., 1983. Geochemistry of the Amazon. 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research*, **88** (C14): 9671–9688.
- Su, N., Yang, S., Guo, Y., Yue, W., Wang, X., Yin, P., & Huang, X. (2017). Revisit of rare earth element fractionation during chemical weathering and river sediment transport. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(3), 935–955. doi:10.1002/2016gc006659
- Tassinari, C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22(3),174-182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 28, Becca, pp. 471-485
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985, *The Continental Crust: its composition and evolution*: Oxford, Blackwell, 311 p.
- Teodulo, M.J.R., 2017. Geoquímica elemental, mineralogia e isótopos de Sr, Nd e Pb em sedimentos de fundo no baixo curso do rio Amazonas e tributários: Considerações sobre proveniência e mistura de sedimentos. DR Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, p. 209.

Viers, J., Dupré, B., and Gaillardet, J. 2008. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database: *Science of the total Environment*, v. 407, p. 853–868, doi:10.1016/j.scitotenv.2008.09.053

Vital, H., Stattegger, K., 2000. Lowermost Amazon River: evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International*, v. 72, p. 53-60.



### CAPÍTULO III

---

#### SEASONAL HYDRODYNAMIC MODEL AND TIDAL EFFECTS ON SEDIMENT TRAPPING IN THE LOWER COURSE OF THE XINGU RIVER (RIA). DOWNSTREAM HYDROLOGICAL IMPACTS AFTER THE DAM (UHE BELO MONTE)

**Lucio C. Medeiros Filho<sup>\*a,b</sup>; Nils Edvin Asp Neto<sup>a,b,c</sup>**

*<sup>a</sup>Graduate Program in Geology and Geochemistry, Institute of Geosciences, Federal University of Pará, Postal Code 66075-110 Belém, PA, Brazil.*

*<sup>b</sup>Coastal Geology Laboratory, Institute for Coastal Studies, University of Pará, Bragança, Postal Code 68600-000 Belém, PA, Brazil.*

#### ABSTRACT

The Xingu River represents a low tributary of the Amazon River, under constant hydrodynamic (tidal and fluvial discharge) and hydro-meteorological (annual hydrological cycle oscillations) forcing at different temporal scales. However, this configuration in its low course to its mouth generates mechanisms of transport and deposition of sediments in its bed. A hydrodynamic model was implemented in order to evaluate seasonal variations in terms of sediment flow and transport, using as parameters at the open boundary, hourly flows upstream and astronomical tidal components downstream. The analyzed periods represent the partitioned simulation of 3 distinct periods: high flow, falling flow and low flow. The Delft 3D Flow module, associated with MPS data and coupled to the MOR module, showed a well-marked sediment transport and accumulation pattern, mainly governed by river discharge. The generated data were calibrated with level measurements along the ria and ADCP cross-sections with complete cycle records at the mouth of the Xingu River. The results showed a muddy sedimentation dynamics in its bed, with a zone of maximum turbidity in sections of greater depth, with river discharge as the main forcing and tidal action secondarily on a scale ten times smaller. The Amazon River, with its discharge peak in June, proved to be a tidal dissipating agent at the mouth of the Xingu River, enhancing the action of river discharge in this period. River discharge in 2016, during its high flow, had its intensity reduced compared to 2018, representing an atypical year in relation to average annual flows, this condition, according to historical variations, indicates being intrinsically associated with the filling of the reservoir that supplies the hydroelectric project UHE Belo Monte causing significant variations in the natural hydrodynamic settings downstream.

Keywords: Xingu River; tidal forcing; fluvial discharge, sediment transport, hydrodynamic model

## **1. Introdução**

O rio Xingu é um dos principais tributários da margem direita do rio Amazonas. No seu baixo curso, tem sua morfologia caracterizada por corredeiras em canais múltiplos retilíneos que correm sobre sistemas de fraturas e convergem para um canal largo com morfologia de ria fluvial (Archer 2005). A montante da ria está situada a região de Volta Grande do rio Xingu, com maiores declividades, raras para o baixo curso dos rios amazônicos, contudo foram cruciais para a localização do Empreendimento Hidrelétrico de Belo Monte, segundo o relatório de impacto ambiental de Belo Monte (Eletrobrás 2009).

Os canais da Volta Grande do Xingu são zonas de transferência de sedimentos arenosos finos a grossos, os quais são depositados no setor de montante da ria (Mineli 2013). O setor do baixo curso do rio Xingu ou ria é caracterizado pela desaceleração do fluxo do rio, que também sofre influência de ondas geradas principalmente pelas marés astronômicas. Zonas fluviais influenciadas pelas marés (TIFZs) representam alguns dos ambientes mais complexos da Terra (Dalrymple e Choi, 2007), e no caso do rio Xingu, apresenta forte ação das marés desde sua foz até centenas de quilômetros a montante, em um sistema de água doce.

Este trabalho consistiu na elaboração de um modelo número hidrodinâmico anual da ria do Xingu para simular fluxos não estacionários, os efeitos da dissipação da maré dinâmica, fenômenos de transporte e deposição de sedimentos provenientes de marés e da descarga fluvial em escala sazonal.

## **2. Configurações Hidrodinâmicas**

O baixo rio Xingu, tem configurações muito semelhantes aos estuários, tendo forte ação das marés em sua foz e zona de confluência com o rio Amazonas e um setor intermediário a montante dominado pela ação da descarga fluvial. Contudo, por ter uma configuração de rio continental, sendo o afluente mais baixo do rio Amazonas, seus fluxos de maré são fortemente impactados por sua vazão natural, mas também pela geometria/batimetria do leito e densidade da água (Jay e Smith, 1988). Esses fatores conduzem fluxos hidrodinâmicos assimétricos com dominância de enchente ou vazante (Dyer 1997), e transporte líquido de sedimentos associado (Guo et al., 2014), e são referidos como retificação de maré (Huthnance 1973; Bowers e Al-Barakati 1997).

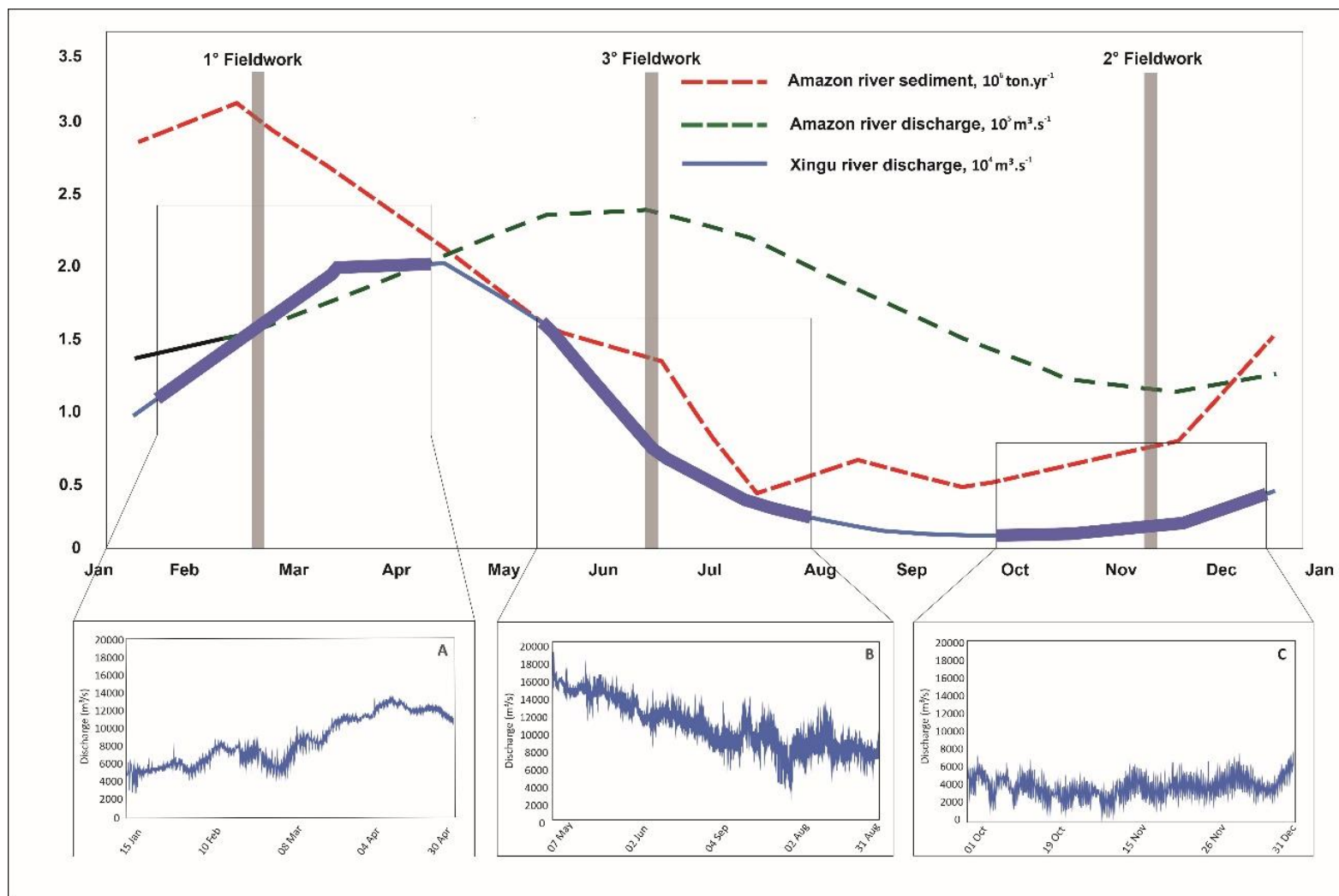


Figura 3.1: Médias históricas anuais (acima) e oscilações horárias (abaixo) dos últimos anos de vazão no setor montante.

### **3. Métodos**

Para este estudo foi adotada a modelagem numérica bidimensional através de seus módulos de escoamento open source do Delft 3D – Flow, acoplado ao transporte de sedimentos (SED) e evolução morfológica (MOR). O módulo MOR do Delft3D integra os efeitos das ondas, correntes e transporte de sedimento para estimar o desenvolvimento morfológico. Ele foi elaborado para simular o comportamento morfodinâmico de rios, estuários e áreas costeiras em escalas de tempo que podem variar de dias a anos devido às complexas interações entre todos os processos que regem a morfodinâmica de um determinado ambiente (DELTARES, 2010a). Contudo, as fronteiras abertas estão situadas em uma área continental (figura 3.2) e dada a magnitude dos fenômenos hidrológicos e a pouca influência dos ventos da região equatorial, esta forçante não foi considerada.

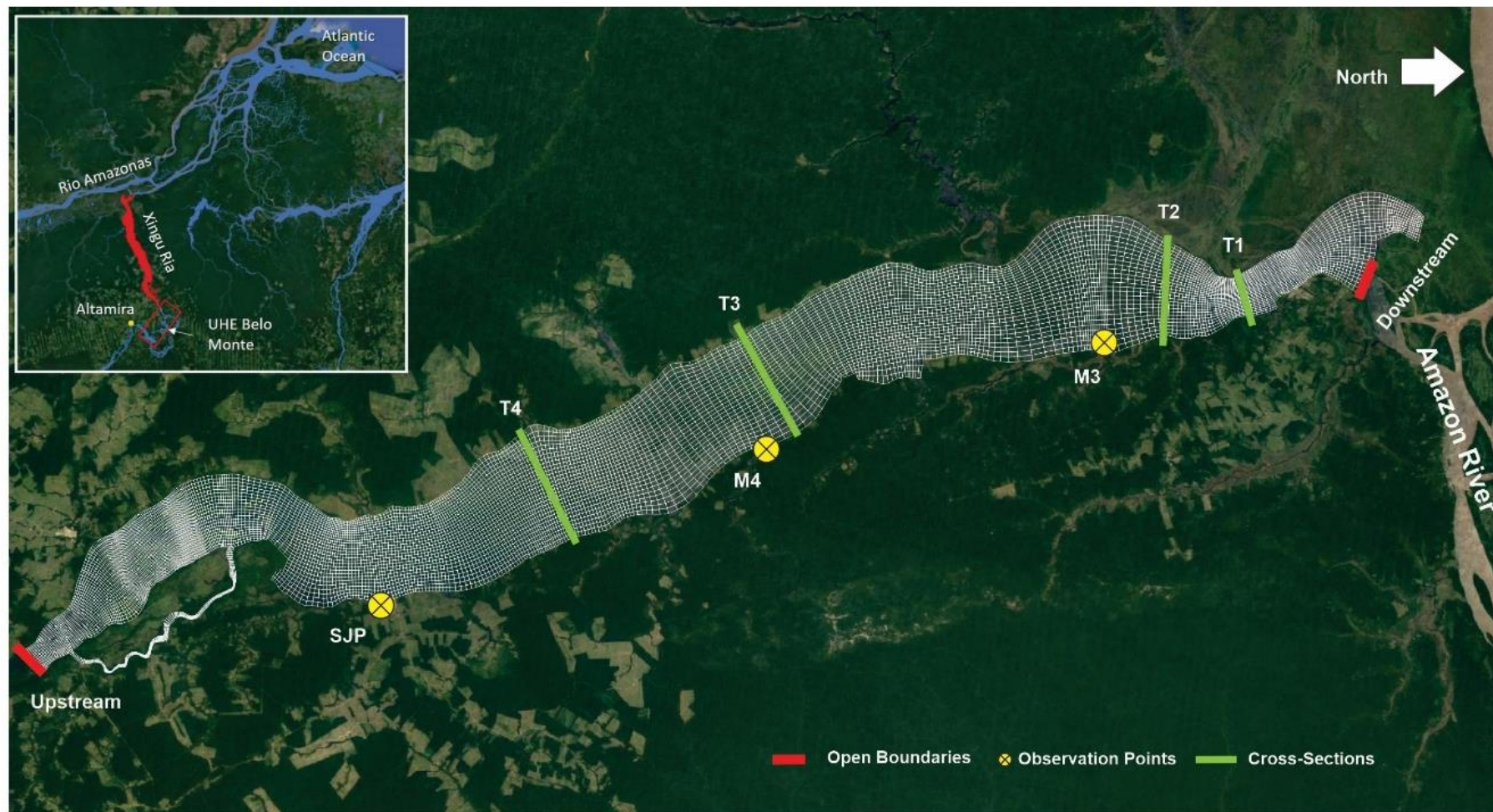


Figura 3.2: Mapa de localização e esquema de simulação baseado em dados medidos. M3 e M4 representam pontos com registros de nível e T1 representa a medição de uma seção transversal de velocidade e descarga que foram necessários para a calibração do modelo.

Os dados da fronteira aberta a montante foram extraídos do inventário da Eletrobrás de estudos ambientais para operação da UHE Belo Monte e fornecidos pela Agência Nacional de Águas (ANA). Os períodos analisados correspondem a 2016 e 2018 e que abrangem as fases de pré e pós operacionalização da barragem, que se deu início em abril de 2016. Os dados também trazem subsídios para avaliar eventuais mudanças nos padrões hidrológicos e sedimentares a jusante da barragem, caso ocorram.

Para simulação, foi adotado o módulo FLOW, que representa um modelo hidrodinâmico multidimensional formulado a partir das equações completas de Navier-Stokes, mais a aproximação para águas rasas. Suporta variações verticais de densidade através da aproximação de Boussinesq e simula escoamentos através da decomposição de Reynolds, resolvendo fluxos turbulentos somente em grandes escalas.

A malha numérica hidrodinâmica, resolve através de técnicas numéricas e algoritmos computacionais, as equações governantes que regem o escoamento dos fluidos.

$$\nabla P + \rho g + \mu \nabla^2 V = \rho \frac{\partial v}{\partial t} + V \cdot \nabla V$$

Onde as forças representam o somatório da pressão ( $\nabla P$ ), gravidade ( $\rho g$ ) e atrito ( $\mu \nabla^2 V$ ) iguais a densidade do fluido multiplicado pela variação da velocidade sobre o tempo ( $\rho \frac{\partial v}{\partial t}$ ) somados a velocidade e direção do movimento do fluido ( $V \cdot \nabla V$ ).

Os resultados do modelo foram verificados e cruzados com dados medidos em campo e a qualidade foi avaliada através de parâmetros estatísticos, como desvio padrão, correlação e erro quadrático médio (RMSE). Onde  $P_i$  é a variável prevista e  $O_i$  é a variável medida,  $N$  é o número de dados, como segue:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}}$$

A composição final é a representação da ria do Xingu, que corresponde ao seu trecho mais baixo, cuja as condições de contorno a montante estão situadas abaixo da região de Volta Grande (estação fluviométrica UHE Belo Monte Jusante) e o trecho a jusante está situado na confluência do rio Amazonas.

Em todos os cenários foram utilizados dois tipos de monitoramento, são eles os pontos de observação (*M3*, *M4* e *SJP*) situados em locais específicos de monitoramento in locu e as seções transversais (*T1*, *T2*, *T3* e *T4*) com o objetivo de avaliar a dissipação da maré.

Tabela 3.1: Principais parâmetros utilizados para calibração do modelo

Parâmetros	Fevereiro/2016	Novembro/2016	June/2018
<b>Período simulado</b>	01/02/2016 - 31/04/2016	15/10/2016 – 31/12/2016	22/05/2018 – 30/08/2018
<b>Time step</b>	0.5	0.5	0.5
<b>Bottom roughness: chézy</b>	20	30	20
<b>Horizontal eddy viscosity (m<sup>2</sup>/s)</b>	1	1	1
<b>Horizontal eddy viscosity/ diffusivity (m<sup>2</sup>/s)</b>	10	10	10
<b>Gravity (m/s<sup>2</sup>)</b>	9.81	9.81	9.81
<b>Water density (kg/m<sup>3</sup>)</b>	1000	1000	1000

Considerando a sazonalidade histórica, os períodos simulados foram: a) 01 february – 30 april, high flow; b) 22 may – 30 august (falling flow); c) 15 october – 31 december (low flow).

A rugosidade de fundo representa as perdas por atrito devido à interação das correntes de maré e do fundo. Para este parâmetro foi utilizado o coeficiente de Chézy. As perdas por atrito juntamente com a turbulência contribuem para a dissipação natural de uma quantidade significativa de energia no oceano. Valores mais altos de Chézy representam um leito mais liso, enquanto valores mais baixos representam um leito mais áspero, o valor adotado, assim como os demais parâmetros adotados encontra-se na tabela 1.

Medições de sedimentos em suspensão foram feitas, afim de se estimar a sua concentração média na confluência com rio Amazonas. Registros históricos de descarga, nível e sedimentos a montante foram obtidos pela Agência Nacional de Águas. As velocidades e direções da corrente ainda que medidas não foram utilizadas na calibração pois são difíceis de reproduzir com precisão e são fortemente afetadas pela batimetria local.

Componentes astronômicas de maré foram utilizadas considerando cartas da Fundação de Estudos do Mar (FEMAR) de estações nas proximidades da foz do rio Xingu e foram ajustadas de acordo com os níveis medidos na fronteira aberta a jusante (OBD – *Open Boundary Downstream*) e confrontadas com dados de componentes de maré gerados a partir de níveis medidos gerados através do software SisBaHia. Os dados da carta e os dados gerados em previsão de marés foram cruzados e utilizados na simulação do modelo.

Tabela 3.2: Componentes de maré adotados na simulação do modelo numérico hidrodinâmico.

Components	February-April		May - August		October - December	
	Amplitude	Fase	Amplitude	Fase	Amplitude	Fase
<b>M2</b>	0,821	201	0,502	211	1,111	241
<b>S2</b>	0,126	206	0,102	237	0,080	206
<b>MS4</b>	0,049	313	0,039	322	0,031	313
<b>N2</b>	0,121	171	0,094	171	0,077	171
<b>K2</b>	0,035	226	0,003	239	0,022	226
<b>MSF</b>	0,183	292	0,116	292	0,160	292
<b>K1</b>	0,127	18	0,005	45	0,06	28
<b>O1</b>	0,023	24	0,039	61	0,014	24
<b>L2</b>	0,061	264	0,008	283	0,039	264
<b>MN4</b>	0,042	263	0,035	251	0,027	263
<b>MU2</b>	0,062	17	0,064	6	0,039	17
<b>M4</b>	0,103	287	0,080	287	0,065	287
<b>NU2</b>	0,028	176	0,018	176	0,017	172
<b>MO3</b>	0,027	160	0,017	160	0,017	160
<b>MK3</b>	0,027	172	0,017	172	0,014	46
<b>P1</b>	0,022	46	0,014	46	0,012	130
<b>2N2</b>	0,019	130	0,012	130	0,006	236
<b>T2</b>	0,009	236	0,006	236	0,094	170
<b>MM</b>	0,077	29	0,079	23	0,028	70



Adicionalmente, dados de imagens de satélite foram extraídos do projeto Mapbiomas Água, com intuito de avaliar eventuais mudanças na superfície de água que possam gerar intercorrências nos padrões hidrológicos do rio Xingu. O mapeamento de superfície de água é baseado em um conjunto de bandas composicionais, obtidas da imagem Landsat na escala de sub-píxel, que permitem estimar a superfície de água. É esse processo de decomposição da informação espectral que possibilita detectar corpos hídricos com misturas de vegetação, solo e água. Os insumos representam imagens dos satélites Landsat 5, 7 e 8 compreendendo uma série temporal de mais de 30 anos. Os dados permitem analisar os tipos de corpos hídricos, suas transições e tendências. Para a região de Volta Grande do Xingu, onde está situado o empreendimento hidrelétrico, o limite territorial que possui maior abrangência de massa d'água é o do município de Vitória do Xingu.

Os corpos hídricos são identificados por suas características composicionais, temporais e morfométricas. Os dados do MapBiomias são públicos, abertos e gratuitos.

#### **4. Resultados**

A análise histórica da descarga do rio Xingu a montante evidencia forte redução para o ano de 2016, contudo nos anos seguintes, os máximos valores registrados evidenciam forte concordância com as médias históricas. De um modo geral, houve ligeiro atraso e redução nos picos sazonais, tanto em termos de descarga, quanto em nível para o ano de 2016, o que fez dele, um ano com significativa atenuação nas variações sazonais ao longo dos meses.

Segundo médias históricas de vazão do rio Xingu, foi observado menor variação dos níveis diários de água para os meses junho a agosto, ou seja, menor influência das oscilações de maré, havendo pouco aumento de nível na enchente e baixa redução na vazante. Tanto nos registros obtidos em campo quanto na simulação é possível observar menores variação na amplitude de maré que oscilaram entre cerca de 0.15 a 0.2m. Já nos meses de fevereiro a abril e outubro a dezembro, essas oscilações de nível foram um pouco mais evidentes, variando cerca de 0.4m nos dois períodos.

Para a descarga, tanto de fevereiro a abril quanto em outubro a dezembro a magnitude de um ciclo completo de maré, entre enchente e vazante mostra-se mais preservada, com predomínio de maré vazante. Já para junho e agosto, o padrão é semelhante, porém com oscilações menores.

Os dados simulados quando confrontados com os dados medidos mostraram-se concordantes. Os valores reais de descarga foram medidos próximo a foz, que corresponde a seção transversal T1. Neste ponto para os períodos de *high flow e low flow* as diferenças entre enchente e vazante não se apresentaram tão expressivas, com valores de descarga na vazante entre 20.000 e 25.000 m<sup>3</sup>/s e enchente entre 18.000 e 20.000 m<sup>3</sup>/s. Já para *falling flow* fica evidente os baixos valores de descarga na enchente, indicando menor influência e ação das marés, somados ao ano 2018 também haver maior descarga quando comparado ao ano de 2016.

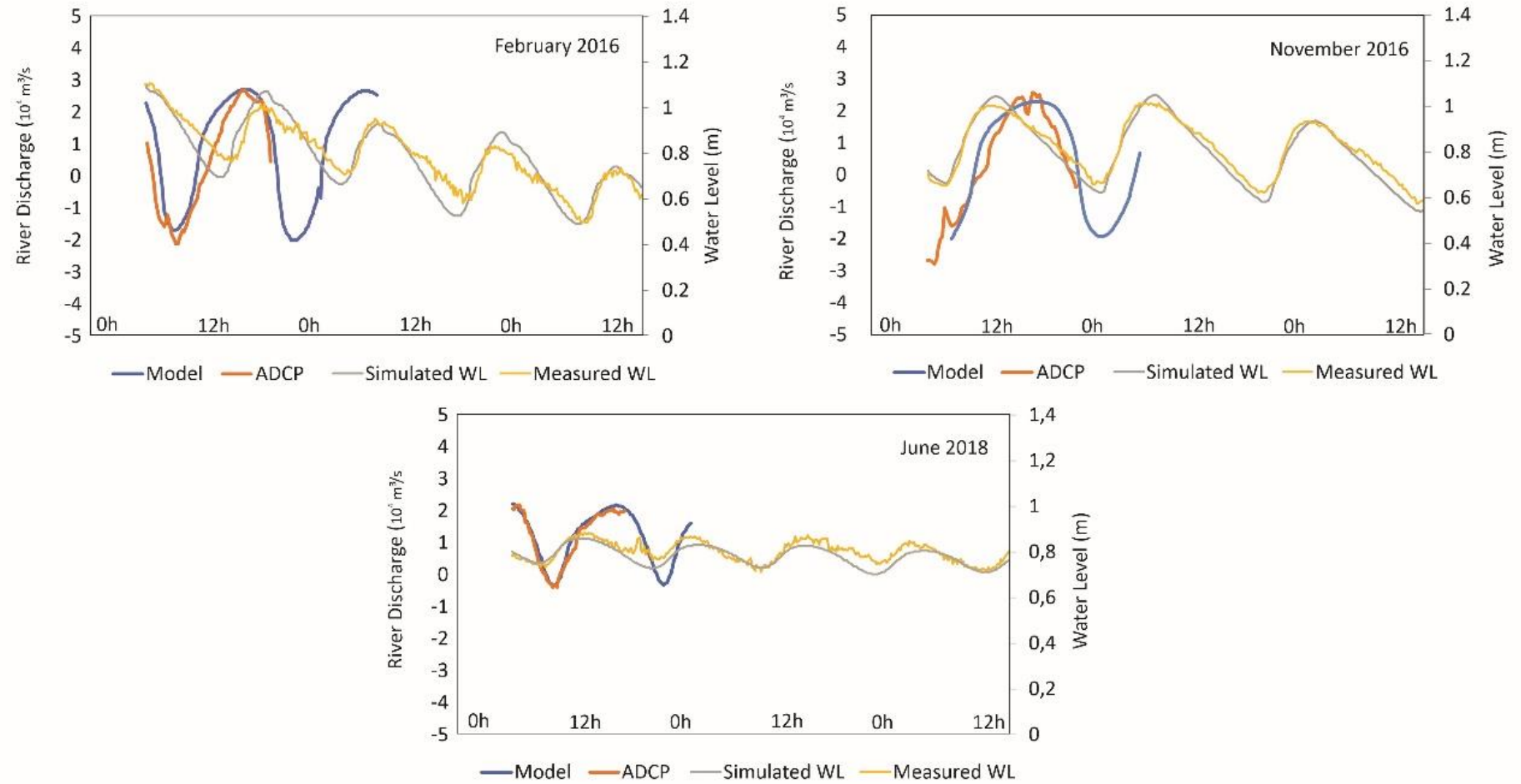


Figura 3.3: Valores de nível de água (sensor de pressão) e vazão média (ADCP) medidos comparados com o modelo gerado.

Tabela 3: Parâmetros estatísticos gerados entre simulação e dados medidos em campo

<b>Período</b>	<b>Standard deviation</b>	<b>Correlação</b>	<b>Rms</b>
<b>Feb 2016</b>	0.24662	0,925	0,0215047
<b>Nov 2016</b>	0,014374	0,984	0,256740
<b>Jun 2018</b>	0,012428	0,884	0,359115

Parâmetros estatísticos como desvio padrão, correlação e raiz quadrada média (RMS) também foram estimados para todos os três resultados do modelo durante um ciclo de maré e comparados com os resultados de campo para quantificar o desempenho do modelo. As flutuações da superfície da água obtidas a partir do modelo estão de acordo com os dados de campo. Embora existam algumas discrepâncias, os dados foram ajustados ao nível de base, conforme estações definidas pela ANA e as variações do nível da água mostraram-se concordantes entre os diferentes resultados do modelo (figura 3.4).

Simulações de transporte de sedimentos puderam ser estimadas considerando valores medidos nas fronteiras abertas disponibilizados pela ANA (montante) e dados medidos em campanhas de campo durante os diferentes períodos abordados (jusante). De um modo geral nas duas fronteiras, as maiores concentrações de sedimentos em suspensão foram em fevereiro. Os dados de CTD obtidos em FTU e convertidos para SSC em  $\text{kg/m}^3$  corroboram com dados obtidos pela estação fluviométrica a montante, com valores maiores em fevereiro, diminuindo em junho e novembro. Os dados medidos superficialmente em junho de 2018 foram ligeiramente maiores ( $0,005 \text{ kg/m}^3$ ) que em fevereiro de 2016 ( $0,0044 \text{ kg/m}^3$ ), portanto com certa discordância dos dados de CTD para o mesmo período, podendo ou não, estar associado a um estágio turbulento de maré, considerando uma única coleta de amostra de água.

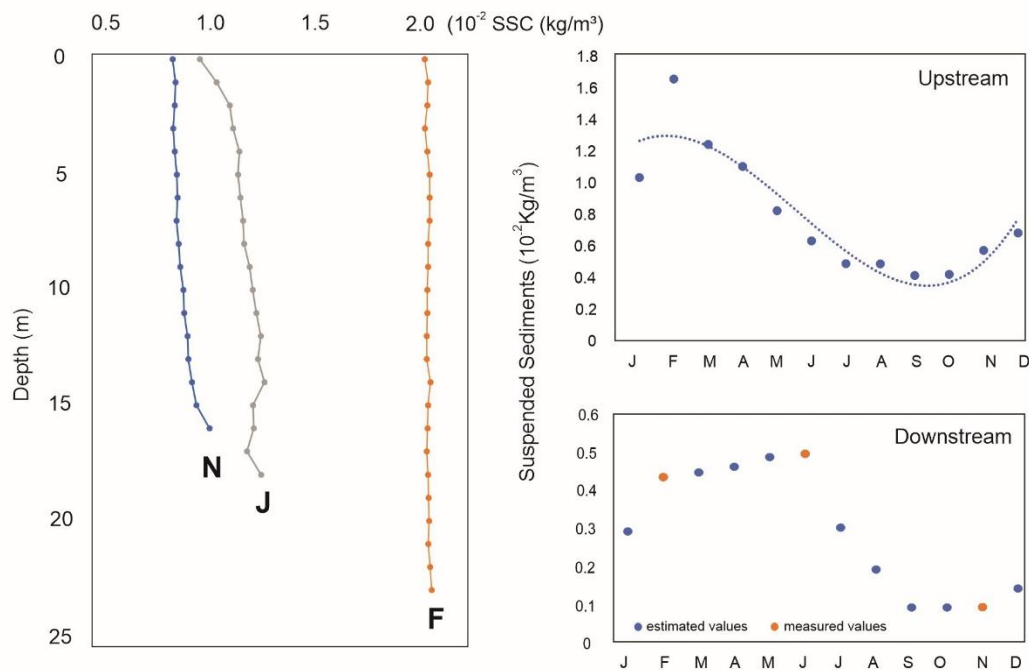


Figura 3.4: Variação de sedimentos em suspensão em profundidade obtidos através de um CTD (F: february 2016; N: november 2016; J: june 2018) comparados com valores médios determinados e a montante, obtidos pela ANA.

## 5. Discussão

### 5.1. Hidrodinâmica

A penetração da maré é o resultado da interação do escoamento fluvial e do movimento oscilatório gerado pela maré na sua embocadura, onde essas ondas longas são geralmente amortecidas e progressivamente distorcidas pelas forças do atrito no fundo e a vazão fluvial (Godin, 1999) e influenciadas também pela geometria do canal (Ippen e Harleman, 1966). As principais forças intervenientes no processo são as de gravidade (principal agente no escoamento fluvial), as de pressão (provenientes de desníveis na linha d'água gerados pela maré), as de atrito (geradas pela resistência no fundo), as inerciais e finalmente, as provenientes da estratificação da água (ocorre por diferenças de densidade), está última pouco significativa, considerando os dados levantados.

É evidente no rio Xingu, a ocorrência de um amortecimento da maré devida a vazão fluvial, com menores amplitudes em períodos de cheia que na estiagem e também uma redução na sua celeridade ou aumento da fase (Dronkers, 1964, Goring, 1984, Godin, 1985, 1991b, 1999, Shetye e Gouveia, 1992, Jay e Kukulka, 2003). Em alguns casos este amortecimento não é tão evidente, porque as marés são amplificadas em certos ambientes e dissipadas em outros, tendo que levar em consideração características da geometria do canal como larguras e profundidades (Prandle e Rahman, 1980, Jay, 1991, Shetye e Gouveia, 1992, Friedrichs e Aubrey, 1994, Jay e Flinchem, 1997, Lanzoni e Semtnara 1998). Na ria do Xingu o amortecimento de maré ocorre em períodos de máxima descarga sazonal do rio Amazonas, considerando sua magnitude cerca de 12 vezes maior que a descarga do rio Xingu. A resultante entre o amortecimento de maré gerado do baixo amazonas em picos de descarga (maio até julho) é recebido pelo rio Xingu na condição de afluente com variações maiores entre montante e jusante. Ou seja, os processos resultantes da interação das marés oriundas do Oceano Atlântico e descarga máxima do rio Amazonas influencia a hidrodinâmica do baixo rio Xingu, como mostrado nas oscilações de diárias nos três períodos sazonais analisados (figura 3.5).

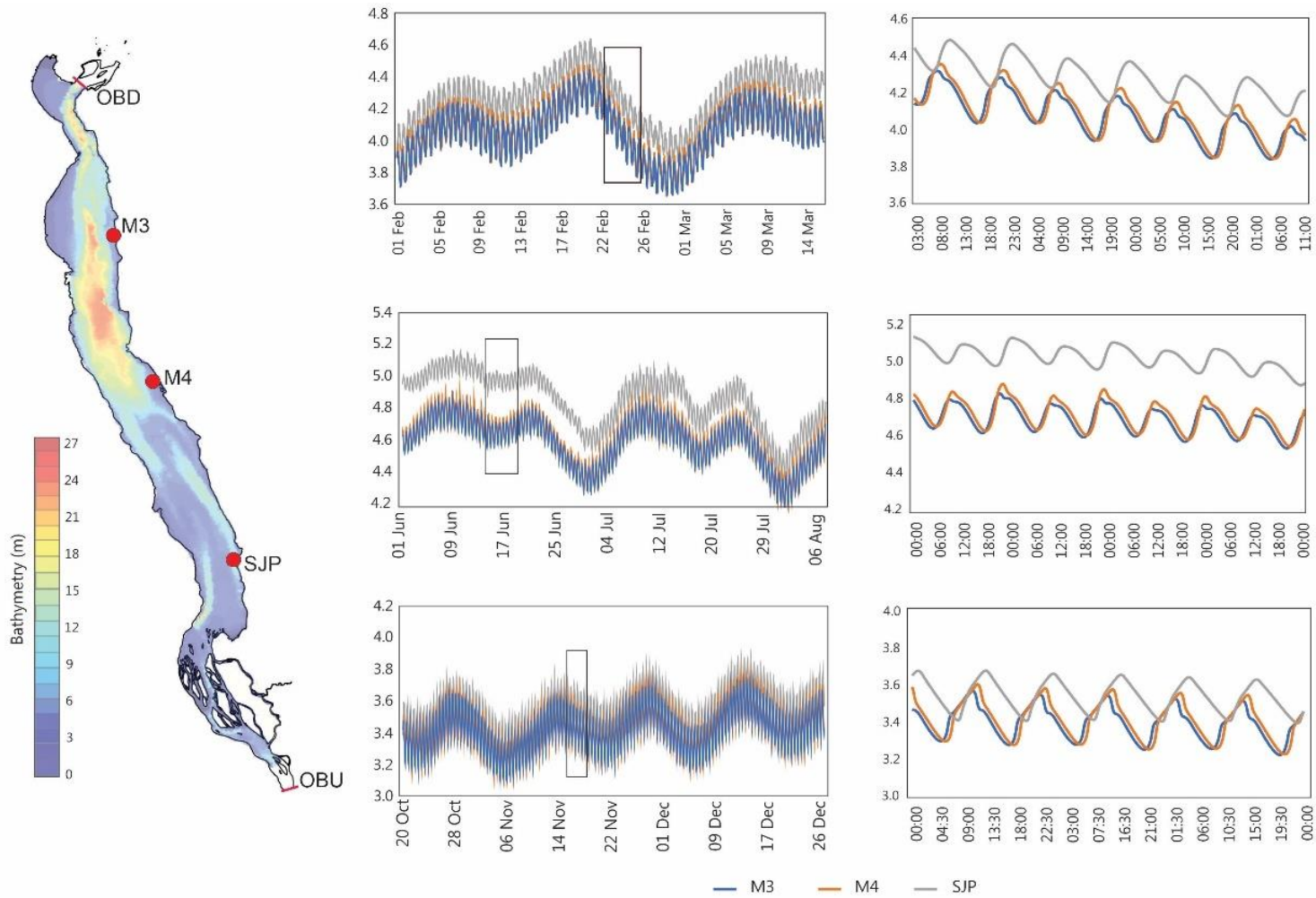


Figura 3.5: Oscilações de nível sazonal (left) e diário (right) nos diferentes pontos de monitoramento. De baixo para cima os registros representam alto fluxo, queda de fluxo e baixo fluxo.

Nos três períodos sazonais analisados ocorre modificações na forma das curvas de níveis e velocidades com a presença de assimetrias, ou seja, com tempos de duração diferentes para os períodos de enchente e vazante. A assimetria das marés pode ser importante como mecanismo de acúmulo de sedimentos e formação de zonas de máxima turbidez em estuários (Gallo e Vizon 2005). No rio Xingu, a propagação da maré apresenta velocidades de enchente maiores e como consequência com períodos de tempo menores que os de vazante sendo, portanto, um sistema dominado pela enchente (Dronkers, 1964, Harleman e Lee, 1969, Goring, 1984, Godin, 1999). Este tipo de assimetria, chamada positiva (Friedrichs e Aubrey, 1994), foi observada em estuários compridos (-100 km) ou curtos (-10km), largos (-1000m) ou estreitos (-100m) e com ou sem vazão fluvial (Shetye e Gouveia, 1992), sendo de muita importância na acumulação ou não de sedimentos dentro do estuário. Para identificar e explicar os mecanismos responsáveis pela assimetria de maré, o fluxo observado foi modelado em velocidades e níveis de água analisados harmonicamente.

Os dados de nível obtidos pelo modelo gerado mostram-se concordantes com os níveis observados na fronteira adotada a montante. Nesta condição de contorno as variações médias foram cerca de 0.14 m havendo pouca ou nenhuma perda de amplitude entre OBU e SPJ. É evidente a influência da vazão fluvial no amortecimento da onda de maré (figura 5). O efeito é semelhante ao termo do atrito, ou seja, com uma progressiva diminuição das amplitudes dentro do canal com o aumento da vazão. Gallo e Vinzon (2005).

Considerando a defasagem entre os picos de máxima descarga sazonal entre o rio Xingu e Amazonas, a máxima descarga anual do Amazonas (março a junho) condiciona o amortecimento da maré enquanto que suas maiores amplitudes ocorrem na estiagem. Essa condição atribui ao rio Amazonas um papel regulador na hidrodinâmica fluvial do rio Xingu.

Os períodos simulados evidenciam uma assimetria de maré positiva com predomínio de vazante, esse efeito mostra-se ligeiramente mais intensificado a montante (figura 5). Esse encurtamento da enchente, que é mais evidente entre fevereiro e maio, potencializa seu efeito gerando condições favoráveis de transporte e deposição de sedimentos em trechos mais profundos da ria.



## 5.2. *Transporte de Sedimentos*

A descarga máxima do rio Xingu, não é tão significativa na dissipação da maré dinâmica a montante de sua ria, contudo essa forçante rege o transporte e aprisionamento de sedimentos na ria. Na extremidade a jusante foi possível investigar possíveis influências hidrológicas do rio Amazonas na dinâmica de sedimentos do baixo curso do rio Xingu, principalmente associado a condição de remanso sazonal. A estiagem condiciona a penetração da maré e o consequente transporte de sedimentos a montante. Porém, mesmo nestas condições esse transporte fica restrito até cerca 20km a montante não ocorrendo grande aporte sedimentar para além desta distância.

Silva et al 2021 evidencia a presença de sedimentos lamosos no leito da ria do Xingu, também associados a depósitos orgânicos, sugerindo uma complexa interação na morfologia (área da seção transversal e espaço de acomodação), na hidrodinâmica (correntes fluviais e de maré) e no suprimento de sedimentos (fontes amazônicas/andinas versus xinguanas/cratônicas), que controlam as taxas de acúmulo de sedimentos e a evolução deposicional do rio Xingu.

Os resultados do modelo destacam as interações entre as forças de maré, fluviais e topográficas que resultam em retificação de maré dependente da profundidade e, portanto, zonas de transporte de sedimentos residuais que podem ser impulsionados pelas enchentes ao longo das margens rasas do canal ou direcionadas pelo refluxo em regiões mais profundas. Essa condição é melhorada em descargas mais baixas, mas o aumento da descarga fluvial reduz o número e o tamanho das regiões com transporte e fluxo de sedimentos líquidos direcionados por inundação. Esses padrões de transporte de sedimentos fornecem um mecanismo para entender a topografia a jusante e gerar formas de leito direcionadas pela ação das marés. A análise dos dados do modelo revela que o transporte de sedimentos se deve tanto à variabilidade das marés como do fluxo a montante.

A dinâmica de deposição dos sedimentos no leito da ria a partir do modelo gerado, está muito mais associada a forçante de descarga fluvial do que da ação das marés ou cunha do Amazonas. Contudo forçante das marés atua como facilitadora de aprisionamento de sedimentos no leito da ria e tem a intensidade de sua ação regida pela descarga sazonal. Períodos de baixa descarga (setembro até dezembro) sua ação é potencializada, chegando a atingir maiores distâncias adentro da ria.

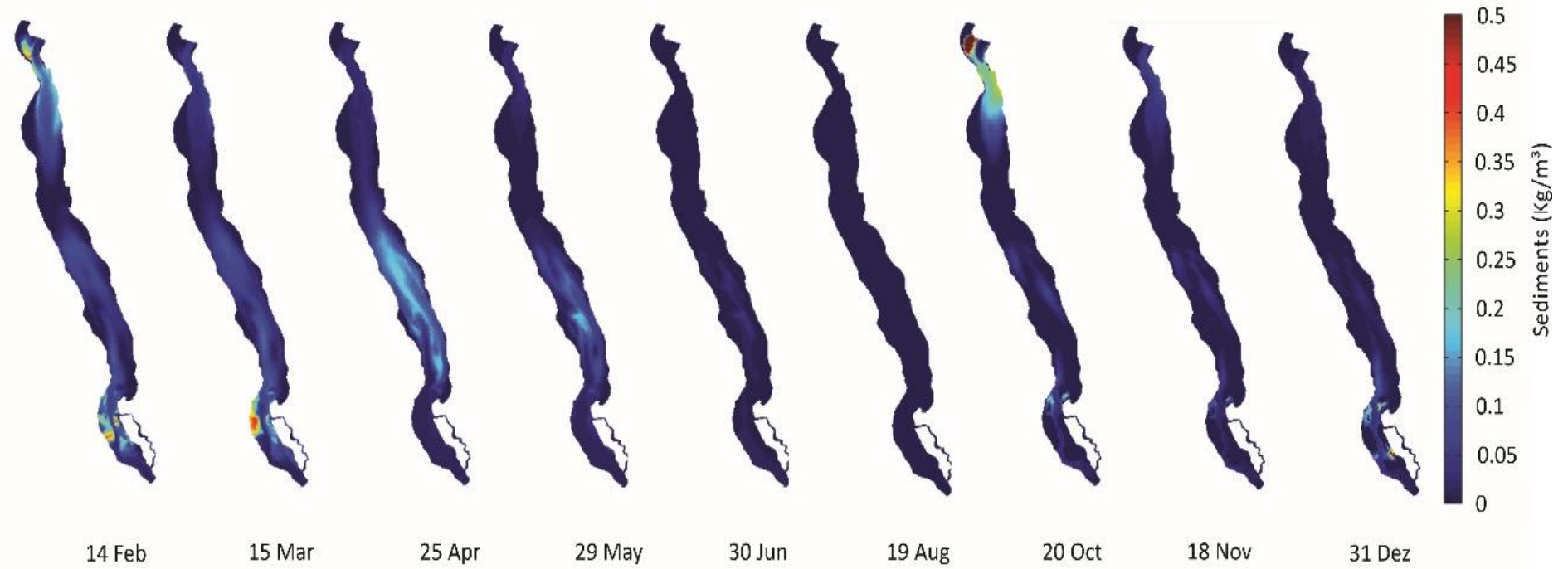


Figura 3.6: Estágios sazonais de concentração de sedimentos em suspensão (kg/m<sup>3</sup>)

Na estiagem sazonal que se inicia a partir de agosto tanto para o rio Amazonas quanto para o rio Xingu, a amplitude e penetração de maré é máxima. Essa condição de remanso sazonal associada a descarga do rio Amazonas (figura 6) ainda que em sua menor magnitude, mas dezenas de vezes maior que a do rio Xingu corrobora com fluxos e transporte de sedimentos associadas aos ciclos diários de maré.

O transporte de sedimentos da ria do Xingu, mais precisamente em seu leito a montante é regido predominantemente pela descarga fluvial entre os meses de fevereiro e maio e em menor escala associada a ação das marés em uma escala dezena de vezes menor.

Sawakuchi et al 2017, sugeri expressiva mistura de material sedimentar na confluência Xingu-Amazonas em períodos sazonais de alto fluxo. O comportamento da ria pode ser comparável a extensão de um estuário, em termos de processos hidrodinâmicos, com ausência de salinidade, isso implica haver uma zona de turbidez máxima (ZTM), típica de estuários, que convergem materiais advindos tanto da foz quanto do canal da ria a montante, tendo o rio Amazonas com um terceiro elemento regulador na hidrodinâmica.

Apesar dos sedimentos do leito da ria serem predominantemente siltosos, as extremidades tendem a apresentar um fundo com maior heterogeneidade, e portanto, um percentual mais expressivo material arenoso. A modelagem bidimensional com a ferramenta de modelagem numérica, Delft2D-Flow/Mor, foi realizada para reproduzir o transporte sazonal de sedimentos, contudo a simulação não considerou os efeitos da heterogeneidade do sedimento. Nesse sentido, o coeficiente de rugosidade que melhor representou a dissipação da amplitude de maré a montante foi o coeficiente de rugosidade Chezy de valor 25.

### ***5.3 Variações temporais e sazonalidade***

Os dados de níveis sugerem oscilações sazonais na descarga fluvial maiores em 2016 se comparados a 2018.

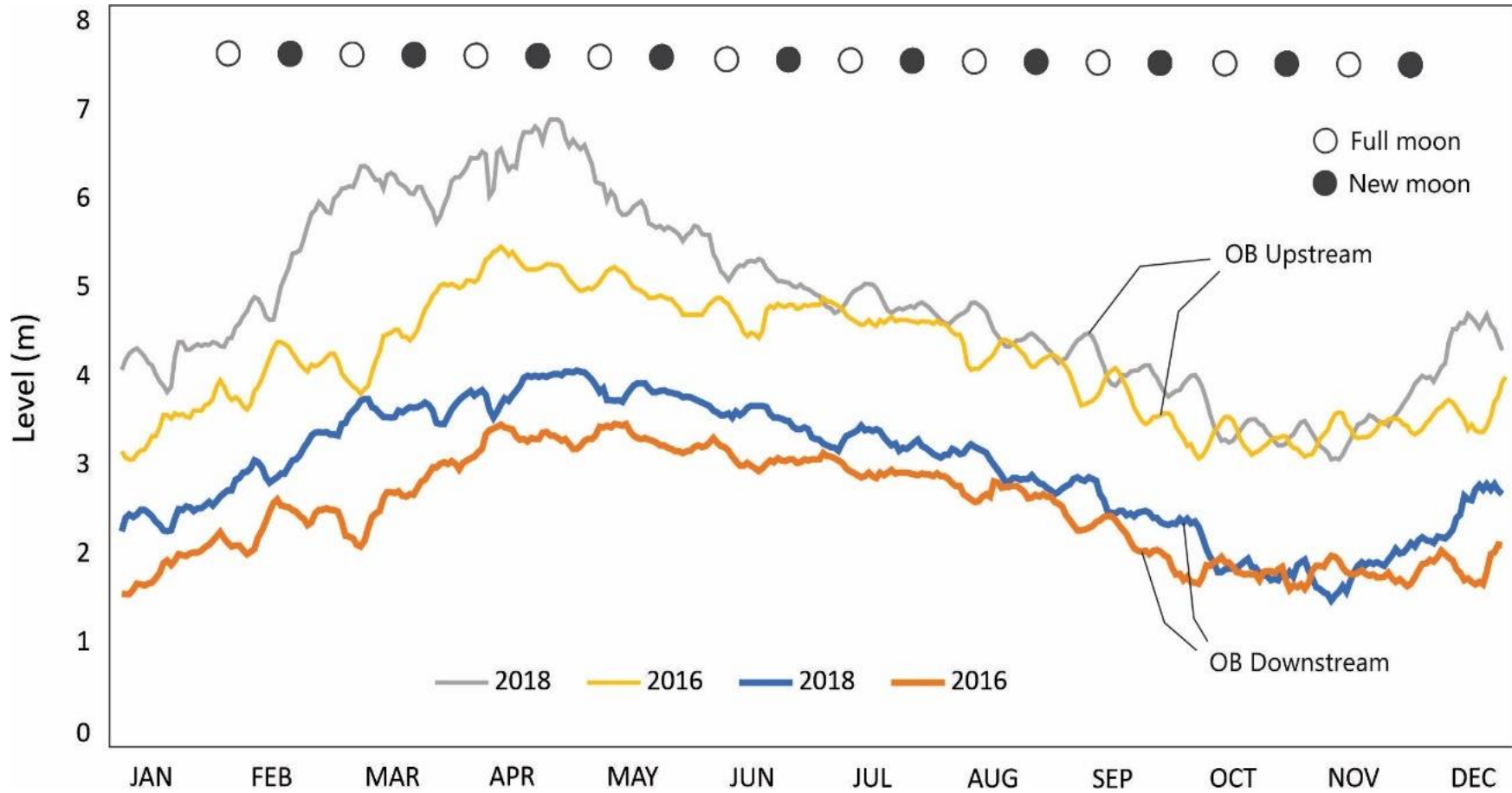


Figura 3.7: Série anual em 2016 (linhas vermelhas e azuis) e 2018 (linhas amarelas e cinzas) nas fronteiras abertas a montante e jusante.

Efeitos meteorológicos, como por exemplo o El Niño teve pouca ou nenhuma influência na descarga sazonal da área durante o período analisado, considerando sua forte ocorrência entre 2015 e 2016 e uma fraca intensidade entre 2018 e 2019. Portanto considerando o ano de 2016 ter as menores vazões observados, pelo menos nos 10 últimos anos, a operacionalização da UHE Belo Monte, representa um potencial indicativo a ser considerado nas máximas descargas observadas. Contudo, os anos que se sucederam estiveram compatíveis com as médias históricas, o que indica que seu regime hidrodinâmico permanece fortemente regido pelas forçantes hidrometeorológicas com pouco efeito da barragem.

Oscilações de nível a montante da ria, monitoradas a partir de registros horários reforçam as menores amplitudes entre enchente e vazante em junho e maiores amplitudes em fevereiro e novembro (figura 8). Essas variações de amplitude corroboram com as intensidades de fluxo do rio Amazonas.

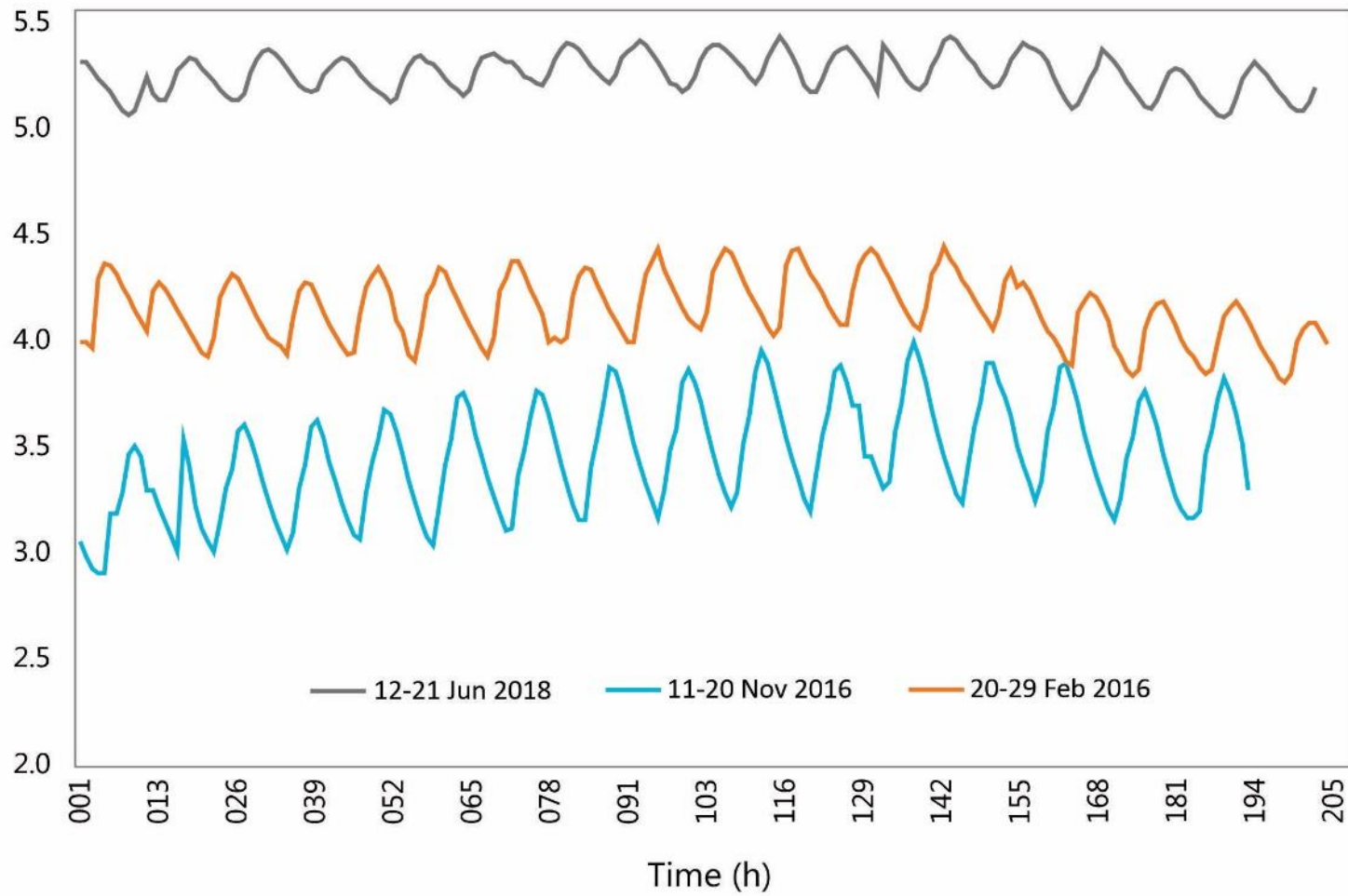


Figura 3.8: Variações de nível nos três períodos sazonais analisados em escala de horas na fronteira aberta a montante (estação fluviométrica UHE Belo Monte Jusante)

De um modo geral, o ano de 2016 teve valores máximos de vazão menores que os registrados em outros anos, inclusive quando comparado a 2018. Esse efeito de menor intensidade pode estar associado a uma ação maior de penetração das marés. Contudo a sazonalidade do rio Amazonas também se mostrou um fator determinante de influência hidrológica até mesmo em setores mais a montante na ria do Xingu. Sua alta descarga, que se dá entre maio e julho sugere um efeito dissipador de maré, e, portanto, com menor penetração e oscilação durante este período.

A estiagem representa o menor nível sazonal e, portanto, a maior amplitude. Pode-se dizer que existe uma relação inversa de nível e descarga do rio Amazonas com a amplitude da maré na ria do Xingu.

Os fluxos barotrópicos são impulsionados por gradientes na elevação da superfície da água e têm o potencial de mover água e sedimentos do rio Amazonas para a ria do Xingu em escalas de tempo sazonais e de maré. Fricke et al 2017 aborda esses aspectos nas confluências Amazonas-Xingu e Amazonas-Tapajós a partir de mudanças sazonais de elevação.

Na ria do Xingu, as mudanças sazonais e de maré na elevação da superfície da água são de magnitude semelhante, com uma mudança sazonal de cerca de 2 m, em comparação com uma amplitude de maré de cerca de 40 cm durante a alta vazão do Amazonas e cerca de 1 m durante baixa descarga (Kosuth et al., 2009). Embora a magnitude dos sinais sazonais e das marés possam ser semelhantes, as marés semidiurnas, devido à sua maior frequência, representam a maior parte da troca barotrópica com a ria do Xingu.

Embora os efeitos da maré possam não ser suficiente para mover sedimentos para as partes mais centrais da Ria do Xingu, o efeito combinado de máximas inundações e da defasagem sazonal entre os diferentes picos de descarga (Amazonas e Xingu) pode atuar para bombear sedimentos por maiores quilômetros a montante. A defasagem de sedimentação refere-se ao tempo durante o qual os sedimentos continuam a ser transportados rio acima (durante a decantação) por um fluxo minguante que não é mais capaz de manter as partículas em suspensão, um efeito agravado pela diferença entre as velocidades críticas para o transporte e a erosão (Straaten e Kuenen, 1958).

Segundo Fricke et al 2017, uma condição de estratificação na confluência Xingu-Amazonas é regida por um regime de fluxo baroclínico restrito ao mês de agosto, período de queda do rio Amazonas e baixa vazão do rio Xingu. Contudo, essa é uma condição específica, não diagnosticada nas simulações e pode representar processo local restrito a zona de confluência e

ao ajuste sazonal de intensidade de descarga de ambos os rios predominando ao longo das estações anuais o regime barotrópico.

As quantidades de sedimentos tornam-se limitadas quanto mais a montante da confluência. Silva et al 2021 aponta mudanças nos efeitos de maré de acordo com a morfologia de fundo e seção transversal da ria, que regula o comportamento da altura da maré, com efeitos de atenuação, manutenção e amplificação sendo observados ao longo de toda a extensão da ria.

### ***5.3. Implicações do empreendimento hidrelétrico***

Análises temporais evidenciam um expressivo aumento da superfície de água a partir do ano de 2016, associado a operacionalização da usina hidrelétrica de Belo Monte. Os dados históricos indicam um ganho de cerca de 156 km<sup>2</sup> de superfície de água, o que justifica uma redução considerável na vazão anual a jusante quando comparado as médias históricas. O início da ria caracterizado a montante da área de estudo foi mais sensível aos impactos nas magnitudes de vazão com picos entre 13.000 a 14.000 m<sup>3</sup>/s quando normalmente esses valores atingem valores médios da ordem de 20.000 m<sup>3</sup>/s em períodos de cheias sazonais, normalmente entre fevereiro e março.

A jusante os valores médios utilizados foram de níveis. Em 2016 esses valores em condições máximas registram níveis da ordem de 3,2m enquanto que em médias históricas esse valor fica em torno de 4m. Esses valores quando convertidos em vazão a partir de uma curva-chave indicam vazões da ordem de 2.500 m<sup>3</sup>/s quando a vazão média estimada seria da ordem de 5.000 m<sup>3</sup>/s.

A partir de 2016, imagens de satélite apontam um ganho expressivo de massa de água que corresponde ao preenchimento do reservatório que abastece o empreendimento hidrelétrico de Belo Monte que resultaram da expressiva redução da vazão média anual em relação aos dados históricos.



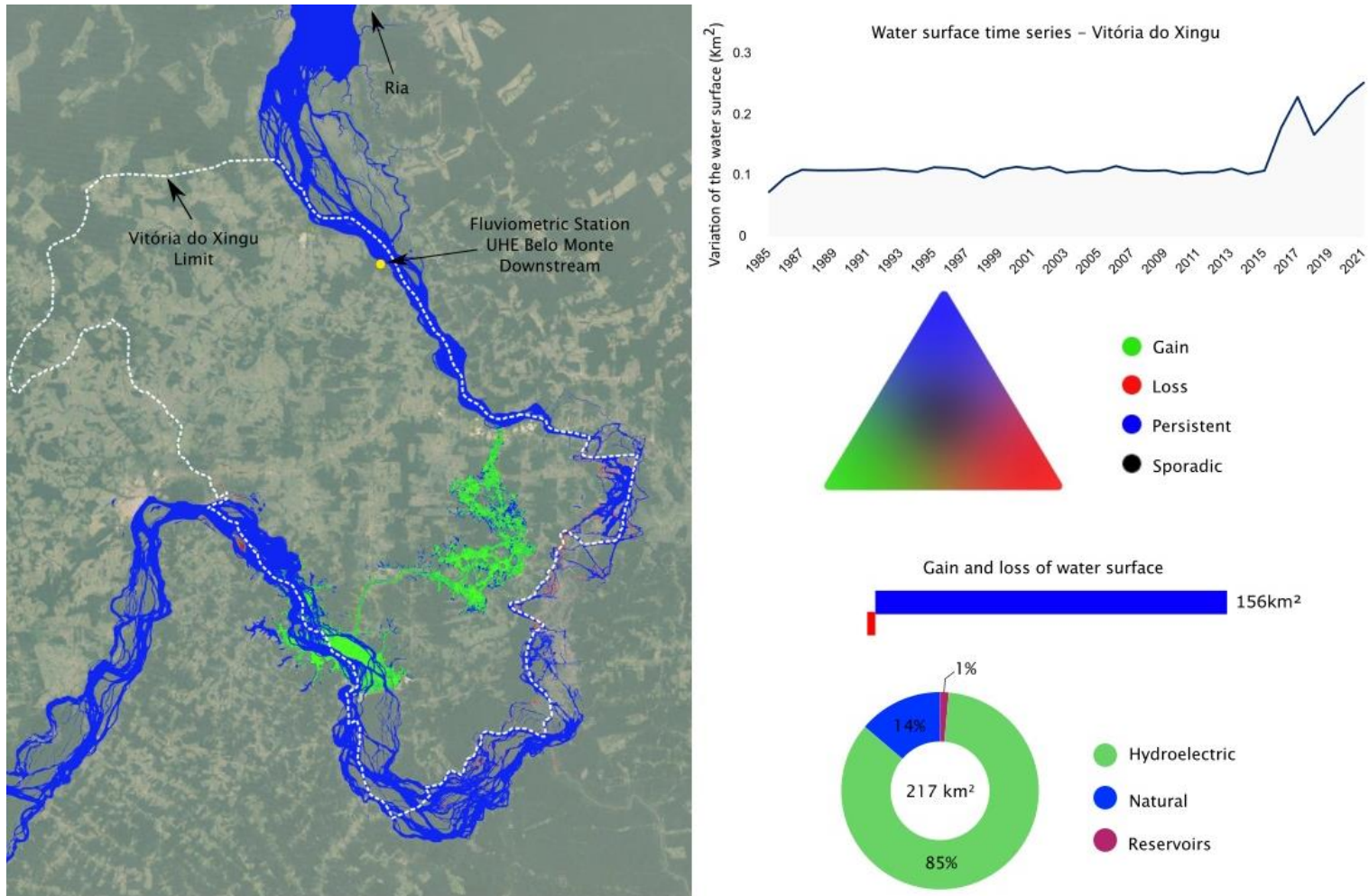


Figura 3.9: Dados levantados do projeto Mapbiomas Água sobre variação histórica de acréscimo e perda da superfície de água nas últimas três décadas no município de Vitória do Xingu.

## Conclusões

A dinâmica Xingu-Amazonas se assemelha aos estuários tendo o rio Amazonas com um terceiro agente regulador na dinâmica de transporte e deposição de sedimentos. Assimetria de maré assume um papel geológico importante, pois gera fluxos mais intensos, de menor duração e mais capacidade de transporte na maré enchente. O resultado deste processo pode justificar a presença de sedimentos lamosos em setores mais largos e profundos da ria.

O modelo hidrodinâmico gerado permitiu extrapolar a dinâmica de fluxo e transporte para a porção central da ria, não ficando restrito as fronteiras abertas da área de estudo, permitindo entender o mecanismo de interação entre a descarga fluvial e maré, bem como a dinâmica sedimentar associada.

A determinação das amplitudes e fases das componentes de maré, sejam as de origem puramente astronômico ou decorrentes de águas rasas, assim como do nível médio e a descarga horária mostraram-se fundamentais na determinação de sua hidrodinâmica da ria Xingu e sua relação com o rio Amazonas. Contudo variações expressivas nas alturas de maré, apesar de mais evidentes no ano de 2016 parecem estar atreladas ao processo de preenchimento do reservatório que abastece o empreendimento hidrelétrico de Belo Monte comprometendo sensivelmente a intensidade de fluxo da vazão natural do rio Xingu e potencializando a ação das marés a montante.

## REFERÊNCIAS

- ANA, Agência Nacional de Águas (2019). Disponibilidade e demanda de recursos hídricos no Brasil. Cadernos de Recursos Hídricos. Brasília.
- Archer, A.W. (2005) *Review of Amazonian depositional systems. In: Fluvial Sedimentology VII (Eds M.D. Blum, S.F. Marriott and S.F. Leclair), pp. 17–39. International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., Oxford.*
- Bowers, D.G., Al-Barakati, A., 1997. Tidal rectification on drying estuarine sandbanks. *Estuaries* 20 (3), 559–568. <https://doi.org/10.2307/1352614>.
- Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvialmarine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth Sci. Rev.* 81 (3–4), 135–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>.
- Deltares, 2010a. Delft3D-Flow User Manual. Version 3.14 Revision 11214, Delft
- Dronkers JJ (1964) Tidal computation in rivers and coastal waters. North-Holland, New York.
- Dyer, K.D. 1997. *Estuaries - A physical introduction*. Chichester, J Wiley & Sons, 195 p.
- ELETROBRÁS. 2009. Aproveitamento hidrelétrico de Belo Monte - Relatório de Impacto Ambiental - RIMA. 100p.
- Fricke A.T, Nittrouer C.A, Ogston A.S, Nowacki D.J, Asp N.E, Souza Filho P.W, da Silva M.S, Jalowska A.M. 2017. River tributaries as sediment sinks: Processes operating where the Tapajós and Xingu rivers meet the Amazon tidal river. *Sedimentology* 64: 1731–1753.
- Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1994, "Tidal Propagation in Strongly Convergent Channels", *Journal of Geophysical Research*, v. 99, pp. 3321-3336.
- Gallo, M. N., Vinzon, S. B. 2005. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. *Ocean Dynamic.* 55: 441-448. DOI 10.1007/s10236-005-0003-8
- Godin G (1999) The propagation of tides up rivers with special considerations on the upper Saint-Lawrence river. *Estuarine Coast Shelf Sci* 48:307–324
- Goring, D.G., 1984, "Analysis of the Tidal River Records by a Harmonic Regressive Technique", *Journal of Hydrology*, v. 73, pp. 21-37

Guo, L., van der Wegen, M., Roelvink, J.A., He, Q., 2014. The role of river flow and tidal asymmetry on 1-D estuarine morphodynamics. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* 119, 2315–2334. <https://doi.org/10.1002/2014JF003110>.

Harleman, D.R.F., Lee, C.H., 1969, *The Computation of Tides and Currents in Estuaries and Canals*. v.16, USA, Army Corps of Engineers.

Hoitink, A.J.F., Jay, D.A., 2016. Tidal river dynamics: implications for deltas. *Rev. Geophys.* 54 (1), 240–272. <https://doi.org/10.1002/2015RG000507>.

Jay, D.A., Smith, B.S., 1988. In: Dronkers, J., van Leussen, W. (Eds.), *Residual Circulation in and Calcification of Shallow, Stratified Estuaries, Physical Processes in Estuaries*. Springer Verlag, Berlin, pp. 21–41

Jay, D.A., 1991, "Green's Law Revisited: Tidal Long Wave Propagation in Channels with Strong Topography", *Journal of Geophysical Research*, v. 96, pp. 20585-20598.

Jay, D.A., Flinchem, E.P., 1999, "A Comparison of Methods for Analysis of Tidal Records containing Multiscale Non-tidal Background Energy", *Continental Shelf Research*, v. 19, pp. 1695-1732.

Huthnance, J.M., 1973. Tidal current asymmetries over the norfolk sandbanks. *Estuar. Coast Mar. Sci.* 1 (1), 89–99. [https://doi.org/10.1016/0302-3524\(73\)90061-3](https://doi.org/10.1016/0302-3524(73)90061-3).

Ippen AP, Harleman DRF (1966) Tidal dynamics in estuaries. In: Ippen AP (ed) *Estuary and coastline hydrodynamics*, Mc Graw Hill Book, Chap 10. pp 493–545.

Jay, D.A., Kukulka T., 2003, "Revising the Paradigm of Tidal Analysis-the Uses of Non-stationary Data", *Ocean Dynamics*, v. 53, pp. 1 10-125

Lanzoni, S., Seminara, G., 1998, "On Tide Propagation in Convergent Estuaries", *Journal of Geophysical Research*, v. 103,n. C13, pp. 30793-30812

Prandle, D., Rahman M., 1980, "Tidal Responses in Estuaries", *Journal of Physical Oceanography*, v. 10, pp. 1552-1573.

Projeto MapBiomias – Mapeamento da superfície de água no Brasil (Coleção 1), acessado em 22/02/2022 através do link: <https://plataforma.brasil.mapbiomas.org/>

Sawakuchi, H. O., Neu, V., Ward, N. D., Barros, M. L. C., Valerio, A. M., Gagne-Maynard, W., Cunha, A. C., Less, D. F. S., Diniz, J. E. M., Brito, D. C., Krusche. A. V., Richey, J. E.

Carbon Dioxide Emissions along the Lower Amazon River. 2017. Carbon Dioxide Emissions along the Lower Amazon River. *Frontiers in Marine Science*. 4. 10.3389/fmars.2017.00076.

Shetye, S.R., Gouveia, A.D., 1992, "On the Role of Geometry of Cross-section in Generating Flood Dominant in Shallow Estuaries", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 35, pp. 113-126.

Silva, A.M.M., Asp, N.E., Gomes, V.J.C., Braga, A.A., Gomes, J.D., Fricke, A.T., Souza-Filho, P.W.M., Souza, T.P., Almeida, P.D., Ogston, A.S., Nittrouer, C.A. 2021. Recent sedimentation in an Amazon tidal tributary: Integrated analysis of morphology and sedimentology. *Journal Of South American Earth Sciences*, 107: 103134.

## CONCLUSÕES FINAIS

A dinâmica do baixo Xingu (ria) pode-se assemelhar aos estuários tendo o rio Amazonas com um terceiro agente regulador na dinâmica de transporte e deposição de sedimentos. Assimetria de maré assume um papel geológico importante, pois gera fluxos mais intensos, de menor duração e mais capacidade de transporte na maré enchente. O resultado deste processo pode justificar a presença de sedimentos lamosos em setores mais largos e profundos da ria. Contudo, a hidrodinâmica é majoritariamente controlada pela descarga fluvial do rio Xingu, com controle e atuação sazonal dos aumentos de níveis, defasagem entre os picos descargas dos rios Amazonas e Xingu e ação diária das marés semidiurnas.

O trecho a jusante da ria do Xingu (setor de confluência) a partir da geoquímica e mineralogia apontou contribuição de fontes não exclusivas do próprio rio Xingu, ou ainda troca de matéria na confluência Xingu-Amazonas evidenciando padrões de mistura poucos quilômetros a montante. A avaliação do intemperismo químico e transporte fluvial na ria do Xingu indicou certa depreciação de elementos como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Zr e Hf. Houve certo alinhamento entre o índice de alteração química (CIA) e  $\Sigma\text{REE}$ , com enriquecimento de LREE, padrão já estabelecido pelos tributários do rio Amazonas.

Em resumo, o alinhamento conjunto de abordagens hidrodinâmicas, geoquímicas e mineralógicas somados permitiram investigar e interpretar com mais clareza os processos hidrodinâmicos, seus efeitos de maré e descarga fluvial. padrões de mistura, evidenciar possíveis fontes e a origem dos sedimentos, bem como a sazonalidade associada. Essa abordagem multidisciplinar possibilitou um entendimento mais profundo sobre a dinâmica de interação entre os rios Xingu e Amazonas, transporte e aprisionamento de sedimentos e seu balanço hídrico associado.

## REFERÊNCIAS

- Ab'Saber, A.N. (1996). Paleoclima e Paleoecologia da Amazônia Brasileira. In A.N. Ab'Saber (Ed.), *A Amazônia: Do Discurso à Praxis* (pp. 49-66). São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo.
- Allègre, C.J., Dupré, B., Negrel, P., Gaillardet, J. 1996. Sr–Nd–Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: constraints about erosion processes. *Chem. Geol.* 131: 93–112.
- Allison, M. A., Nittrouer, C. A., and Kineke, G. C. (1995b). Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon River. *Marine Geology*, 125:303–328.
- Amaral, G., 1980. Conhecimento Atual da Geologia da Região Amazônica. *In: Simpósio Sobre as Características Geológico-Geotectônicas da Região Amazônica*. ABGE, pp. 01-43.
- Andel, T. J. H. V. (1967). The Orinoco Delta. *Journal of Sedimentary Research*, 37:297–310.
- Archer, A. W. (2005). Review of Amazonian depositional systems. *Fluvial Sedimentology VII*, International Association of Sedimentologists.
- Barua, D. K. (1990). Suspended sediment movement in the estuary of the Ganges-Brahmaputra-Meghna river system. *Marine Geology*, 91:243–253.
- Bertassoli Jr, D. J., Sawakuchi A. O., Sawakuchi H. O., Pupim F. N., Hartmann G. A., McGlue M.M., Chiessi C.M., Zabel M., Schefuß E., Pereira T.S., Santos R.A., Faustino S.B., Oliveira P.E., Bicudo D.C. (2017). The fate of carbon in sediments of the Xingu and Tapajós clearwater rivers, eastern Amazon. *Frontiers in Marine Science*, 4: 44.
- Booij, N., Ris, R. C.; Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation, *J. Geophys. Res.*, C4, 104, 7649-7666.
- Bouchez J., Lajeunesse E., Gaillardet J., France-Lanord C., Dutra-Maia P., Maurice L. (2010). Turbulent mixing in the Amazon River: The isotopic memory of confluences. *Earth Planet. Science Letters*, 290(1-2): 37–43.
- Cohen, M.C.L. ; Souza Filho, Pedro W.M. ; Lara, R.J. ; Behling, H. ; Angulo, R.J. 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Braganca Peninsula (Northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* v. 13, n.4, p. 433-443.

Cohen, Marcelo Cancela Lisboa; Behling, Hermann ; Lara, Ruben José ; Smith, Clarisse Beltrão ; Matos, Hellen Rosy Soares ; Vedel, Vincent. 2009 Impact Of Sea-Level And Climatic Changes On The Amazon Coastal Wetlands During The Late Holocene. *Vegetation History And Archaeobotany*, V. 18, P. 425-439.

Dhuime B., Hawkesworth C.J., Storey C.D., Cawood P.A. 2011. From sediments to their source rocks: Hf and Nd isotopes in recent river sediments. *Geology*, **39**: 407–410.

Dosseto A., Bourdon B., Gaillardet L., Bourgoïn M., Allègre C.J. 2006. Weathering and transport of sediments in the Bolivian Andes: Time constraints from uranium series isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 248: 759-771.

Dunne, T., Mertes, L. A. K., Meade, R. H., Richey, J. E., and Forsberg, B. R. (1998).

Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 110:450–467.

Eisma, D., Augustinus, P.G.E.F., Alexander, C., (1991). Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Netherlands Journal of Sea Research*, 28(3), 181-192.

Elliott, M. and McLusky, D. S. (2002) The need for definitions in understanding estuaries. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 55, 815–827.

Filizola, N. 1999. O Fluxo de Sedimentos em Suspensão nos Rios da Bacia Amazônica Brasileira. Brasília, Publ. Aneel, 63 p.

Filizola, N.; Guyot, J.L. 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques*, 49(1):143-153.

Filizola, N. and Guyot, J. L. (2009). Suspended sediment yields in the Amazon basin: an Assessment using the Brazilian national data set. *Hydrological Processes*, 23:3207–3215.

Freitas, P. T. A.; Asp, N. E.; Souza Filho, P. W. M.; Nittrouer, C. A.; Ogston, A. S.; Silva, M. S. 2017. Tidal influence on the hydrodynamics and sediment entrapment in a major Amazon River tributary e Lower Tapajós River. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 189-201. Doi: 10.1016/j.jsames.2017.08.005.

Fricke, A. A. T.; Nittrouer, C. A.; Ogston, A. S.; Nowacki, D. J.; Asp, N. E.; Souza Filho, P. W. M.; Silva, M. S.; Jalowska, A. M. 2017. River tributaries as sediment sinks: Processes



operating where the Tapajos and Xingu rivers meet the Amazon tidal river. *Sedimentology*.  
Doi: 10.1111/sed.12372.

Gaillardet, J.; Dupré, B.; Allègre, C.; Négrel, P. 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical Geology*, 142: 141-173.

Genz, F.; Cirano, M.; Lessa, G.C. ProcED: a MATLAB package for processing ADCP estuarine data. *Revista Brasileira de Geofísica*, São Paulo, v. 28, n. 2, June 2010.

Geyer, W.R.; Beardsley, R.C.; Lentz, S.J.; Candela, J.; Limeburner, R.; Johns, W. E.; Castro, B. M.; Soares, I. D. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research* 16: 575-616, 1996.

Gibbs, R.J. 1967. Geochemistry of the Amazon river system, parte I. The factor that control the salinity and composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 1203-1232.

Guyot J.L., Bourges J., Cortez J. 1994. Sediment Transport in the Rio Grande, an Andean River of the Bolivian Amazon Drainage Basin. *In: Olive L.J., Loughran R.J., Kesby J.A. (eds.) Variability in Stream Erosion and Sediment Transport*. Canberra, IAHS, p. 223-231.

Holthuijsen, L.H., Booij, N. and Herbers, T.H.C.,(1989). A prediction model for stationary, short- crested waves in shallow water with ambient currents. *Coastal Eng.*, 13: 23-54.

Holthuijsen, L. H.; Booij, N.; Ris, R. C. (1993). A spectral wave model for the coastal zone, Proc. 2nd Int. Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis, New Orleans, Louisiana, 630-641.

Horbe A.M.C., Trindade I.R. (2009). Química, isotópicos de Pb e proveniência de sedimentos da bacia do rio Solimões. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**: 2-4.

Irion, G. (1984). Sedimentation and sediments of Amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since Pliocene times. In Sioli, H., editor, *The Amazon*, pages 201–214. DR W. Junk Publishers, Dordrecht.

Irion, G., Bush, M. B., Nunes de Mello, J. A., Stüben, D., Neumann, T., Müller, G.,

Morais de, J. O., and Junk, J.W. (2006). A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 240:523–535.

Irion, G. De Mello, J.A.S.N.; Morais, J.; Piedade, M.T.F.; Junk, W.J. and Garming, L. Development of the Amazon Valley During the Middle to Late Quaternary: Sedimentological and Climatological Observations (Chapter 2), In: W.J. Junk *et al.* (eds.), Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management, Ecological Studies 210, Springer, pp. 615. 2010.

Jeandel C., Arsouze T., Lacan F., Techine P., Dutay J. C. 2007. Isotopic Nd compositions and concentrations of the lithogenic inputs into the ocean: A compilation, with an emphasis on the margins, *Chemical Geology*, **239**, 156–164.

Kosuth, P., Callède, J., Laraque, A., Filizola, N., Guyot, J.L., Seyler, P., Fritsch, J.M., Guimarães, V. Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River. 2009. *Hydrological Processes*, **23**, 3141–3150.

Kravtsova, V. I., Mikhailov, V. N., and Kidyaeva, V. M. (2009). Hydrological regime, morphological features and natural territorial complexes of the Irrawaddy River Delta (Myanmar). *Water Resources*, **36**:243–260.

Landim, P.M.B.; Bósio, N. J.; Wu, F.T.; Castro, P.R.M. Minerais Pesados Provenientes do Leito do Rio Amazonas. *Acta Amazônica*, v.13, p. 51-72. 1983

Latrubesse E.M.; Franzinelli E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, v. 44, p. 241-257, 2002.

Latrubesse, E.M., Stevaux J.C., Sinha R., 2005. Tropical Rivers. *Geomorphology* **70**, 187-206.

Lima, W.J.S. Sedimentologia e proveniência de depósitos recentes do rio Amazonas, entre Santarém (PA) e Macapá (AP). Belém. 2013. 86p. Trabalho de conclusão de curso. Faculdade de Geologia. Universidade Federal do Pará. Belém, 2013.

Marengo, J.A., Liebmann, B., Kousky, V.E, Filizola, N.P. and Wainer, I.C. Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. 2001. *Journal of Climatology*. American Meteorological Society, p. 833-852.

Martinelli, L.A., Vitoria, R.L., Damatte, J.L.I., Richey, J.E.; Devol, A.H. 1993. Chemical and mineralogical composition of Amazon River floodplain sediments - Brazil. *Applied Geochemistry*, **8**: 391-402.

- 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. 2009.
- McDaniel, D.K.; McLennan, S.M.; Hanson, G.N. 1997. Provenance of the Amazon Fan muds: Constraints from Nd and Pb isotopes, in Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., and Peterson, L.C., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*
- Mead, R. H. (1969) Landward Transport of Bottom Sediments in Estuaries of the Atlantic Coastal Plain. *Journal of Sedimentary Research*, **39**, 222-234 College Station, Texas, Ocean Drilling Program, v. 155, p.169–176.
- Mead, R. H., Nordin, C. F., Curtis, W. F., Rodrigues, F. M. C., Do Vale, C. M., and Edmond, J. M. (1979). Sediment loads in the Amazon River. *Nature*, 278:161–163.
- Meade, R.H.; Dunne, T.; Richey, J.E. 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*. 228, 488-490.
- Medeiros Filho, L. C., Lafon, J. M., Souza Filho, P. W. M. 2016. Pb-Sr-Nd isotopic tracing of the influence of the Amazon River on the bottom sediments in the lower Tapajós River. *Journal of South American Earth Sciences*, **70**: 36-48.
- Mertes, L. A. K. (1994). Rates of flood-plain sedimentation on the central Amazon River. *Geology*, 122:171–174.
- Milliman, J. D. and Meade, R. H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 91:1–21.
- Milliman, J. D. and Farnsworth, K. L. (2011) *River Discharge to the Coastal Ocean*. Cambridge University Press, Cambridge, 384 pp.
- Millot, R., Allègre, C.J., Gaillardet, J., Roy, S. 2004. Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust. *Chemical Geology* 203: 75– 90.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 279, 715–717.
- Nittrouer, C. A. and DeMaster, D. J. (1996). The Amazon shelf setting: Tropical, energetic, and influenced by a large river. *Continental Shelf Research*, 16:553–573.

Nittrouer C.A.; Sternberg R.W.; Carpenter R.; Bennett J.T. 1979. The use of Pb-210 geochronology as a sedimentological tool: Application to the Washington continental shelf. *Marine Geology*. 31(3-4):297-316.

Nittrouer, C. A. , Kuehl, S., Sternberg, R., Figueiredo, A. and Faria, L. 1995. Na introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, **125**, 177–192.

Nittrouer, C. A., Kuehl, S. A., Sternberg, R. W., Figueiredo, A. G., and Faria, L. E. C.

(1995b). An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 125:177–192.

Nowacki, D. J., Ogston, A. S., Nittrouer, C. A., Fricke, A. T. and Van, P. D. T. (2015) Sediment dynamics in the lower Mekong River: Transition from tidal river to estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 6363–6383.

Pettna, J.L., Barros, A.L.M.M., Matos, W.D., Ribeiro, A.C.O., Carvalho, R.M. Estudos de Inventário Hidrelétrico na Amazônia: A Bacia do Rio Xingu. (1980). In: Simpósio Sobre as Características Geológico-Geotectônicas da Região Amazônica. ABGE, pp. 115-136.

Queiroz M. M. A., Horbe A. M. C., Moura, C. A. V. (2011). Mineralogia e química dos sedimentos de fundo do médio e baixo Madeira e de seus principais tributários – Amazonas – Brasil. *Acta Amazonica* **41**: 453 – 464.

Ris, R. C.; Booij, N.; Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions, Part II: Verification. *J. Geophys. Res.*, 104, C4, 7649-7666.

Rodriguez, S.K., (1993). Neotectônica e Sedimentação Quaternária na Região da “Volta Grande” do Rio Xingu, Altamira, PA. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo. 106p.

Saint-Paul, U., Schneider, H. (2010). Mangrove Dynamics and Management in North Brazil. *Ecological Studies* No. 211. Springer, Berlin, pp 9-15.

Santos, R.V.; Sondag, F.; Cochonneau, G.; Lagane, C.; Brunet, P.; Hattingh, K.; Chaves, J.G. S. 2014. Source area and seasonal  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variations in rivers of the Amazon basin. *Hydrol. Process.* DOI: 10.1002/hyp.10131.

Siegle, E.; Huntley, D.A.; Davidson, M.A., (2004a). Physical controls on the dynamics of inlet sandbar systems. *Ocean Dynamics*, 54: 360-373.

Siegle, E.; Schettini, C.A.F.; Petersen, O.S.; Truccolo, E.C.; Vested, H.J., (2004b). Hydrodynamic modelling of the Itajaí-Açu estuary. *Congresso Brasileiro de Oceanografia 2004*, Livro de Resumos.

Silva, A. M. M. ; Asp, N.E. ; Gomes, V. J. C. ; Braga, A. A. ; Gomes, J. D. ; Fricke, A. T. ; Souza Filho, P. W. M. ; Souza, T. P. ; Almeida, P. D. ; Ogston, Andrea S. ; Nittrouer, C.A. (2021). Recent sedimentation in an Amazon tidal tributary: Integrated analysis of morphology and sedimentology. *Journal of South American Earth Sciences*, 107: 103134.

Sioli H. (1968). Hydrochemistry and Geology in the Brazilian Amazon Region. *Amazoniana*, 3:267-277.

Sioli, H. (1984). The Amazon and its main affluents: Hydrography, morphology of the river courses, and river types. In Sioli, H., editor, *The Amazon*, pages 127–165. DR W. Junk Publishers, Dordrecht.

Souza Filho P.W.M. & Paradella W.R. 2002. Recognition of the main geobotanical features in the Bragança Mangrove Coast (Brazilian Amazon Region) from Landsat TM and RADARSAT-1 data. *Wetlands Ecology and Management*, 10:123-132.

Souza Filho, Pedro W.M.; Cohen, M.C.L. ; Lara, R.J. ; Lessa, G.C. ; Koch, B. ; Behling, H. Holocene coastal evolution and facies model of the Bragança macrotidal flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil. *Journal of Coastal Research, USA*, v. 39, n.SI, p. 306-310, 2006.

Souza Filho, P. W. M.; Gonçalves, F.D. ; Rodrigues, S.V.P. ; Costa, F.R. ; Miranda, F.P. Multi-sensor data fusion for geomorphological and environmental sensitivity index mapping in the Amazonian mangrove coast, Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. SI 56, p. 1592-1596, 2009a.

Souza Filho, Pedro W.M.; Prost, M.T.R.C. ; Miranda, F.P. ; Sales, M.E.C. ; Borges, H. V. ; Costa, F.R. ; Almeida, E.F. ; Nascimento Jr., W. R. Environmental sensitivity index (ESI) mapping of oil spill in the Amazon coastal zone: The Piatam MAr Project. *Revista Brasileira de Geofísica (Impresso)*, v. 27, p. 7-22, 2009.

Sutherland, J.; Hall, L.J.; Chesher, T.J. (2001). Evaluation of the coastal area model PISCES at Teignmouth (UK). *HR Wallingford Report TR 125*.

Sutherland, J. and Soulsby, R. (2003). The use of model performance statistics in modelling coastal morphodynamics. *Coastal Sediments '03* (ASCE), CD-ROM.

Teódulo, M. J. R. (2017). Geoquímica Elemental, Mineralogia e Isótopos de Sr, Nd e Pb em Sedimentos de Fundo no Baixo Curso do Rio Amazonas e Tributários: Considerações sobre Proveniência e Mistura de Sedimentos. Tese de Doutorado. Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Pará. Belém -Brasil.

Van Rijn, L.C., (1993). Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications, Amsterdam, *The Netherlands* ([www.aquapublications.nl](http://www.aquapublications.nl))

Van Rijn, L.C.; Walstra, D.J.R.; Grasmeijer, B.; Sutherland, J.; Pan, S.; Sierra, J.P. (2003). The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. *Coastal Engineering*, **47**: 295-327.

Van Straaten, L. M. J. U. and Kuenen, P. H. (1958) Tidal Action as a Cause of Clay Accumulation. *Journal of Sedimentary Research*, 28, 406–413.

Vital, H., Stattegger, K., 2000. Lowermost Amazon River: evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International*, v. 72, p. 53-60.

Vonhof, H.B., Kaadorp, R.J.G., 2010. Climate variation in Amazonia during the Neogene and the Quaternary. In: Amazonia Landscape and Species Evolution. Eds.: Hoorn C., Wesselingh F.P., Wiley, Oxford, p. 201-210.

Viers J., Roddaz M., Filizola N.P., Guyot J.L., Sondag F., Brunet P., Zouiten C., Boucayrand C., Martin F., Boaventura G.R. 2008. Seasonal and provenance controls on Nd–Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **274** (3-4): 511-523.

Wallace, A. R. (1853). A narrative of travels on the Amazon and Rio Negro: with an account of the native tribes, and observations on the climate, geology and natural history of the Amazon valley. Reeve and Company, London.

Wells, J.T. Tide-dominated estuaries and tidal rivers. In: Perillo, G.M.E. (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries* (Developments in Sedimentology), vol. 53. Elsevier, New York, 179-205p. 1995.

Wilson, I. G. (1973). Equilibrium Cross-section of Meandering and Braided Rivers. *Nature*, 241:393–394.

Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Maurice, L., Guyot, J.-L., Filizola, N., and Kubik, P. W. (2011). Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ-produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *Geological Society of America Bulletin*.

Wolanski, E., Ngoc Huan, N., Trong Dao, L., Huu Nhan, N., and Ngoc Thuy, N. (1996). Fine-sediment Dynamics in the Mekong River Estuary, Vietnam. *Estuarine Coastal And Shelf Science*, 43:565–582.

### ANEXO I: Tabela Geoquímica de elementos maiores e traço

Sector	Upper Sector								Middle Sector									Lower Sector											
	Amaz 103	Amaz 98	Amaz 105	Amaz 91	Amaz 82	Amaz 78	Amaz 75	Amaz 74	Amaz 66	Amaz 63	Amaz 62	Amaz 52	Amaz 51	Amaz 49	Amaz 39	Amaz 38	Amaz 37	Amaz 29	Amaz 18	Amaz 17	Amaz 13	Amaz 10	Xin 10	Xin 09	Xin 08	Xin 11	Xin 14	Xin 13	Amaz 3
SiO2	46,6	95,7	97,2	66,8	NSS	47	50	48,6	44	48,2	46,8	46,9	46,3	74,1	45,2	44,7	84,3	45,8	62,3	66	74,7	60,2	88,7	73,7	67,9	67,7	98,2	96,7	71,7
Al2O3	22,9	2,11	0,73	13,3	NSS	21,3	21,1	20,9	23,9	20,1	22,3	23,1	22,7	9,55	22,3	22,3	1,93	21,3	11,85	13,5	10,2	14,65	4,92	11,1	13,15	12,8	0,5	1,51	11,6
Fe2O3	7,62	0,79	1,06	5,12	NSS	7	6,43	7,87	7,51	6,63	6,56	7,39	7,44	3,48	8,2	8,92	10,7	8,27	11	5,21	4,01	7,44	2,07	4,17	5,02	4,89	0,85	1,07	4,11
CaO	0,26	0,09	0,04	0,29	NSS	0,23	0,23	0,27	0,29	0,28	0,29	0,18	0,16	0,11	0,13	0,12	0,04	0,19	0,63	0,71	0,61	0,75	0,5	0,87	0,9	0,98	<0,01	0,13	0,91
MgO	0,39	0,03	<0,01	0,27	NSS	0,37	0,39	0,38	0,31	0,35	0,36	0,37	0,37	0,13	0,35	0,37	0,04	0,42	0,69	0,93	0,64	0,97	0,34	0,96	1,16	1,13	<0,01	0,09	1
Na2O	0,09	0,02	0,01	0,21	NSS	0,1	0,09	0,09	0,07	0,12	0,09	0,08	0,07	0,05	0,07	0,08	0,03	0,1	0,72	0,97	0,99	0,81	0,39	1,17	1,11	1,11	0,02	0,21	1
K2O	1,06	0,14	0,02	1,01	NSS	1,04	1,09	0,99	0,84	0,98	1,01	1,03	0,96	0,36	0,91	0,91	0,11	0,92	1,36	1,88	1,64	1,87	0,73	1,84	2,13	2,07	0,14	0,31	1,9
Cr2O3	0,01	<0,01	<0,01	0,01	NSS	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,004	0,006	0,008	0,008	<0,002	<0,002	0,01
TiO2	0,78	0,11	0,13	0,58	NSS	0,71	0,7	0,68	0,84	0,66	0,72	0,71	0,67	0,82	0,62	0,64	0,24	0,61	0,57	0,8	0,59	0,78	0,33	0,71	0,84	0,77	0,03	0,12	0,69
MnO	0,09	0,01	0,02	0,09	NSS	0,14	0,12	0,16	0,11	0,14	0,11	0,17	0,17	0,04	0,24	0,26	0,04	0,24	0,15	0,07	0,04	0,09	0,04	0,07	0,08	0,07	0,01	0,01	0,07
P2O5	0,22	0,02	0,03	0,11	NSS	0,18	0,16	0,18	0,22	0,22	0,19	0,26	0,26	0,09	0,22	0,23	0,08	0,19	0,17	0,13	0,07	0,12	0,06	0,1	0,13	0,13	0,03	0,03	0,11
SrO	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	NSS	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02
BaO	0,07	0,01	<0,01	0,06	NSS	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,03	0,06	0,05	0,01	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,03	0,05	0,06	0,05	<0,01	0,01	0,05
LOI	21,8	2,78	1,65	13,65	21,4	21	17,85	20,7	20,2	21	20,1	20,3	20,4	10,25	20,4	20,6	4,13	20,6	10,55	9,04	6,34	11,5	3,64	5,23	6,61	7,56	0,82	0,93	6,02
CIA	94,20	89,41	91,25	89,80	-	93,96	93,74	93,93	95,22	93,58	94,13	94,71	95,02	94,84	95,26	95,26	91,47	94,62	81,39	79,13	75,89	81,03	75,23	74,10	76,06	75,47	-	69,91	75,28
Ba	610	109	44,7	518	710	556	637	781	445	485	600	625	659	276	446	494	81,9	549	746	456	522	625	252	479	512	511	45,1	79,8	524
Cr	80	10	10	110	80	60	70	80	60	60	70	120	90	80	60	70	30	70	50	30	40	60	50	70	80	80	20	30	50
Cs	4,55	0,54	0,21	3,2	4,95	4,27	4,7	5,17	3,39	3,86	4,77	4,63	5,23	2,05	4,11	4,51	0,65	4,76	4,38	4,54	4,52	7,45	1,89	4,57	5,9	5,88	0,13	0,41	6,09
Dy	7,04	0,96	0,73	5,09	7,04	5,9	6,73	6,94	4,73	5,31	5,89	6,49	6,26	4,6	4,49	5,39	3,25	5,98	5,59	4,66	4,45	6,29	2,33	5,6	6,94	6,54	0,61	1,12	5,05
Er	4,07	0,86	0,47	3,39	4,25	3,35	3,5	4,47	2,82	2,99	3,27	3,68	4,18	3,26	2,79	3,31	1,94	3,65	3,55	2,62	3,16	3,98	1,59	3,24	3,84	3,89	0,36	0,61	3,37
Ga	29,6	4,1	1,6	23,2	30,2	25,9	28,3	30,8	26,3	24,3	29,1	34,7	34	14,4	25	29,1	4,2	28,9	18,9	14,7	15	21,7	7,2	14	16,8	15,4	1,7	3,7	17,9
Hf	5,9	4,4	2,9	14,6	6,1	5,3	6,5	6,6	6,4	4,6	5,3	5,3	5,3	20,2	3,5	3,9	9,7	3,9	8,3	8,7	9	7,9	6,9	10,7	13,7	10,2	1,4	3,4	10,4
Ho	1,43	0,23	0,16	1,13	1,33	1,28	1,32	1,36	1	1,05	1,29	1,24	1,42	1,01	1,05	1,09	0,61	1,24	1,2	0,97	0,95	1,31	0,55	1,17	1,27	1,26	0,11	0,25	1,13
Nb	17,3	4,1	3,3	15	17,2	16,9	17,3	17,7	16,6	14,2	16,5	17,1	17,2	19,7	11,6	13,4	5,2	14	12,9	13,8	13	18,3	8,2	15,8	18,5	17,9	1,1	2,9	15,9
Pr	17,3	2,39	1,69	12,35	17,4	15,35	16,05	18,3	12,75	14	15,3	16,4	16,55	7,06	12,25	14	3,25	14,65	12,45	7,89	8,64	11,45	3,5	7,7	9,21	8,79	0,72	1,75	9,21



Rb	70,5	10,2	2,3	59,2	71,9	59,4	68,2	71,8	47,3	54,2	64,3	74,5	75,2	26	52,6	62	8,1	65,3	69,1	64,6	73,4	104	34,7	82,6	96,8	94,7	4,6	12,2	92,6
Sn	3	1	<1	2	4	3	3	4	2	2	4	3	4	2	3	3	1	3	2	2	2	3	2	3	3	4	1	1	3
Sr	45,6	12,6	4,2	52,9	60,2	41,1	47,6	52,8	38,7	40,3	44,1	44,3	43,6	24,8	28,3	34,3	9,6	43,8	119,5	105	131,5	140	63,7	161	163,5	166,5	3,9	25,4	168
Ta	1,1	0,1	<0,1	1,1	1,2	1,1	1,2	1,1	1,2	1	1,1	1,2	1,1	1,3	0,9	0,8	0,2	0,8	0,7	0,9	0,7	1,1	0,5	1,1	1,4	1,3	0,1	0,1	0,9
Th	22,9	5,14	3,11	17,45	24	21	22,5	24,8	20,8	19,8	21,8	24,3	24,4	17,95	18,15	20,4	5,47	21,3	13	10,15	10,05	14,45	5,31	10,55	12,45	11,9	1,8	3,28	11,5
U	4,23	1,08	0,75	3,72	4,52	3,71	3,77	4,59	3,38	3,63	3,75	4,06	4,26	3,91	2,94	3,52	1,67	3,63	2,64	2,63	2,54	3,51	1,63	2,68	3,66	3,21	0,53	0,84	3,06
V	67	13	9	73	71	63	64	71	68	57	68	95	82	48	67	75	79	78	95	72	66	105	33	68	92	88	<5	14	86
W	3	2	2	2	3	2	2	3	2	2	2	2	3	3	2	3	2	3	3	2	3	3	1	2	2	2	1	1	3
Y	36,7	6,9	4	30,2	35,9	32,8	36,3	38,1	27,8	29,9	34,4	34,9	37,4	27,8	26	28,2	17,9	30,8	30,4	26,8	26,7	36,1	15,7	30,6	36,7	36,3	3,3	6,4	30,4
Zr	225	171	104	576	226	200	240	244	232	179	198	190	189	798	129	141	394	147	315	339	342	306	257	421	525	360	44	136	404
La	76,8	11	7,6	56,5	77,9	70,2	75	82	64	65,2	72,3	78,3	77	33,3	56,9	62,8	12,7	64,9	49,4	33,7	36,9	49,5	17	34,6	39,5	40	3,8	8,5	39,3
Ce	160,5	21,3	16,1	109,5	158	145,5	155	169	128	130	147,5	143,5	160	64,7	117,5	135	29,2	141,5	117	73,3	80,8	107,5	30,9	66,1	77	75,6	6,9	16	85,2
Nd	61,6	8,2	5,4	45,4	59,3	53,6	56,1	63,9	44	50,3	52,7	60,4	61,2	25,5	43,3	50	11,4	53,8	46,1	30,3	33,8	42,7	14,5	32,1	37,7	38,8	2,3	6,8	35,1
Sm	10,6	1,5	1,11	6,89	10,35	9,88	10,4	10,6	7,47	8,85	10,9	9,89	10,35	4,28	8,02	8,31	2,46	9,21	8,43	5,67	5,76	7,83	2,49	6,3	6,5	6,9	0,53	0,99	6,42
Eu	1,85	0,24	0,15	1,34	1,64	1,58	1,91	1,91	1,35	1,49	1,7	1,8	1,85	0,87	1,46	1,63	0,45	1,78	1,52	1,08	1,09	1,54	0,4	1,16	1,25	1,55	0,03	0,2	1,28
Gd	7,64	1,18	0,77	6,28	7,14	7,06	7,3	8,11	5,61	5,94	7,22	8,13	8,56	4,04	5,67	6,4	2,86	6,94	6,72	4,75	5,33	6,66	2,27	5,49	6,28	6,29	0,45	1,1	5,61
Tb	1,23	0,19	0,11	1	1,16	1,06	1,19	1,31	0,85	0,99	1,14	1,18	1,16	0,7	0,89	0,93	0,48	1,07	1	0,8	0,74	1,1	0,42	0,84	1,06	1,01	0,08	0,13	0,88
Tm	0,58	0,14	0,09	0,54	0,58	0,43	0,51	0,6	0,42	0,46	0,55	0,58	0,59	0,52	0,38	0,45	0,29	0,51	0,53	0,39	0,39	0,55	0,29	0,46	0,66	0,63	0,04	0,11	0,5
Yb	3,44	0,94	0,56	3,6	3,41	3,38	3,51	3,7	2,79	3,17	3,28	3,58	3,41	3,45	2,25	2,77	1,76	2,92	3,11	2,75	2,7	3,58	1,64	2,98	3,9	3,9	0,48	0,84	2,86
Lu	0,56	0,15	0,06	0,49	0,55	0,48	0,55	0,53	0,45	0,43	0,52	0,49	0,54	0,54	0,41	0,43	0,26	0,49	0,46	0,47	0,44	0,55	0,21	0,54	0,63	0,59	0,07	0,12	0,49



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

## PARECER

### Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de LUCIO CARDOSO DE MEDEIROS FILHO

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **LUCIO CARDOSO DE MEDEIROS FILHO** orientando do Prof. Dr. **Nils Edvin Asp Neto (UFPA)** e co-orientando do Prof. Dr. **Jean-Michel Lafon (UFPA)**, composta pelos professores doutores **Eduardo Siegle (USP)**, **José Francisco Berredo Reis da Silva (MPEG)**, **Pedro Walfir M. Souza Filho (UFPA)**, e **Vinicius Tavares Kütter (UFPA)**, após apresentação da sua tese intitulada **“HIDRODINÂMICA, TRANSPORTE E PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR NO BAIXO RIO XINGU E SUA IMPORTÂNCIA COMO “TIDAL RIVER” AMAZÔNICO”**, emite o seguinte parecer:

O candidato realizou sua apresentação de forma clara, organizada e segura. Na arguição mostrou domínio da temática abordada e respondeu às perguntas formuladas pela banca. O trabalho escrito foi apresentado na forma de três manuscritos, sendo um submetido para publicação em periódico de impacto internacional. Dessa forma, a tese cumpre os requisitos para obtenção do título de doutor.

Finalmente, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

Belém, 14 de julho de 2022.

---

Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto (Orientador – UFPA)

---

Prof. Dr. Eduardo Siegle (Membro- USP)

---

Prof. Dr. José Francisco Berrêdo Reis da Silva (Membro-MPEG)

---

Prof. Dr. Pedro Walfir M. Souza Filho (Membro-UFPA)

---

Prof. Dr. Vinicius Tavares Kütter (Membro-UFPA)