

Artigo de Pesquisa

## Efeitos marinho e fluvial na dinâmica dos ambientes inundáveis do Estuário Superior do Rio Pará, Norte do Brasil

*Marine and fluvial effects on flooding environments dynamics of the Pará River Upper Estuary, Northern Brazil*

Samuel Rodrigues Ribeiro<sup>1</sup>, Roberto Célio Valadao<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Programa de Pós-Graduação em Geografia, Laboratório de Paleontologia e Macroevolução, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil. E-mail: ribeiro.samr@hotmail.com

ORCID: <http://orcid.org/0000-0003-3021-4029>

<sup>2</sup> Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil. E-mail: valadaobh@gmail.com

ORCID: <http://orcid.org/0000-0003-3449-7628>

Recebido: 04/09/2020; Aceito: 02/02/2021; Publicado: 01/10/2021

**Resumo:** Nas regiões litorâneas os ambientes inundáveis ocorrem no baixo curso dos rios e de seus afluentes, onde o ciclo diário de inundação comandado por marés resulta em condições hidrodinâmicas de considerável complexidade. Na costa norte do Brasil, na adjacência do Sistema Tocantins-Maratauíra (STM), estuário do Rio Pará, os ambientes inundáveis reúnem características físicas que incluem uma geografia insular de retaguarda continental, intensa descarga fluvial e um regime de marés com amplitude de até 6 m. A fim de compreender como os ambientes inundáveis desse estuário são afetados por marés, este trabalho se apoia em abordagem *multi-proxy* (hidrodinâmica, topografia, vegetação, morfologia e cobertura sedimentar superficial) para a delimitação do estuário do rio Pará em zonas e para a investigação dos ambientes inundáveis do STM, relacionando-os à zona estuarina correspondente. Baseado nos resultados alcançados, três ambientes inundáveis e um não inundável foram reconhecidos. Esses ambientes integram o Estuário Superior do Rio Pará e têm seu ciclo de inundação regido por mesomarés. Por outro lado, devido à alta descarga fluvial, a paisagem ecológica é constituída essencialmente por ecossistemas de água doce. Os resultados revelam que os ambientes mais suscetíveis à inundação se situam no intervalo entre 0 e 3 m e representam 39% do complexo insular. Paradoxalmente, a maior ocorrência destes ambientes inundáveis é no setor sul (40,6%), direcionado ao continente, realçando a natureza dinâmica e mais instável desse setor em relação ao setor norte (21,1%), direcionado ao mar. As evidências mostram ainda que a maré representa uma das principais forças indutoras da hidrodinâmica local, tornando os cursos integrados à rede de drenagem do STM compatíveis com a designação de rios de maré. Os resultados proveem melhor compreensão acerca da morfodinâmica da paisagem moderna e, ao mesmo tempo, expõem sua vulnerabilidade, tendo em vista sua ocupação humana.

**Palavras-chave:** Complexo insular; Fitoecologia; Tocantins-Maratauíra; Zonas estuarinas.

**Abstract:** In coastal regions, floodplain environments occur in the lower course of rivers and their tributaries, where the daily flooding cycle controlled by tides results in hydrodynamic conditions of considerable complexity. On the north coast of Brazil, close to the Tocantins-Maratauíra System (STM), in the Pará River Estuary, the flooding environments present physical characteristics such as insular geography in a sheltered continental sector, an intense fluvial discharge, and a tidal range up to 6 m. In order to understand how the floodplain environments of this estuary are affected by tides, this study performed a multi-proxy approach (hydrodynamics, topography, vegetation, morphology, superficial sedimentary cover) for the delimitation of the Pará River Estuary in zones and for the investigation of the floodplain environments of the STM, correlating them to the corresponding estuarine zone. From the results achieved, three floodplain environments and a non-floodable one were recognized. These environments integrate the Pará River Upper Estuary, and have their flooding cycle controlled by tides

with a mesotidal range. On the other hand, due to the high fluvial discharge, the ecological landscape essentially consists of freshwater ecosystems. It can be concluded from the results that the environments most vulnerable to flooding are in the interval between 0 and 3 m and represent 39% of the insular region. However, the highest occurrence of those environments is found in the southern sector (40.6%), landward-directed, which highlighted the dynamic and more unstable nature of this area when compared to the northern sector (21.1%), seaward-directed. It can be observed that the tide is one of the major forcings of local hydrodynamics, leading to the conceptual definition of the courses integrated into the STM drainage network compatible as tidal rivers. The results provide a better understanding of the morphodynamics of the modern landscape and expose its vulnerability, taking into account its human occupation.

**Keywords:** Islands complex; Fitoecology; Tocantins-Maratuaíra; Estuarine zones.

## 1. Introdução

O estuário é um sistema transicional aberto, caracterizado pela intensa troca de matéria e energia entre oceano e continente. Ele se estende da foz de um vale, onde o mar adentra o continente, até o limite terrestre em que a energia de maré é capaz de reverter a corrente fluvial. Essa reversão causa perceptíveis oscilações no nível da água a montante. Comumente, os estuários são divididos em três zonas definidas pela razão média da entrada de energia das marés *versus* energia fluvial: (i) estuário dominado por marés; (ii) estuário de energia mista (maré-fluvial); e (iii) estuário de domínio fluvial, mas com influência de maré (JAY; SMITH, 1990; HOITINK; JAY, 2016). Essa última zona, também denominada estuário superior, além de tradicionalmente ser a menos estudada em relação às adjacentes, tende a compartilhar características dos rios de maré. Em um rio de maré, embora o fluxo seja influenciado por marés e a corrente assuma caráter bidirecional (COHEN; MCCARTHY, 1963; VRIEND, 2003; CARR et al., 2004), suas águas não apresentam salinidade detectável (KJERFVE; MAGILL, 1989; COOK; SOMMERFIELD; WONG, 2007), pois a maré penetra muito além da influência salina, fenômeno típico no rio Amazonas (WELLS, 1995).

No golfo norte do Brasil, paralelo ao Amazonas, um vasto conjunto de estuários se desenvolve acoplado à rede de drenagem do rio Pará (Fig. 1a). Esse rio constitui o mais amplo vale escavado do litoral brasileiro (58,5 km), uma vez que não apresenta formações insulares em sua foz, a despeito do Amazonas. Tal configuração geomorfológica imprime no rio Pará, ao que tudo indica, características ambientais distintas daquelas vigentes no Amazonas ao estabelecer zonas estuarinas no interior do continente. Na calha do rio Pará, o Sistema Tocantins-Maratuaíra (STM) superpõe sua desembocadura e aporta mais de 60% (i. e. 10.900 m<sup>3</sup>/s [ANA, 2019]) do volume total que esse rio descarrega no Atlântico. Ao mesmo tempo em que o STM transfere seu fluxo ao rio Pará, durante a enchente, os efeitos marinhos avançam e se propagam na retaguarda do continente. A interação entre a descarga fluvial e o regime de marés semidiurnas, essa última com amplitude de até 6 m (EL-ROBRINI et al., 2018), resulta em intenso hidrodinamismo que engendra processos e efeitos sobre os ambientes estuarinos de montante ainda pouco compreendidos.

Baseado nas interações físicas que afetam e controlam o segmento principal do estuário do rio Pará, Corrêa (2005) reportou o domínio de correntes de marés. Gregório e Mendes (2009), por sua vez, notaram característica de estuário de energia mista ao trecho investigado por Corrêa (2005), a jusante do STM. Diante do exposto, é provável que o Tocantins-Maratuaíra apresente característica entre estuário de energia mista e estuário de domínio fluvial (Fig. 1b). Definir sua posição e identificar os mecanismos que o regem contribuirá sobremaneira para a compreensão de sua hidrodinâmica e, conseqüentemente, de seus ambientes inundáveis.

No contexto do litoral amazônico, os ambientes inundáveis (várzea) ocupam o baixo curso dos rios e de seus tributários, e têm seu ciclo de inundação diário comandado pelo regime das marés (LIMA; TOURINHO; COSTA, 2001). No caso do STM os ambientes inundáveis correspondem a extensa planície recortada pela drenagem local, atribuindo-lhe uma geografia insular (Fig. 1c). Apesar da morfologia da área constar de tabuleiros, esses se restringem ao interior do continente e apresentam caimento topográfico suave para o oeste (Maratuaíra e Tocantins), constituindo uma rampa sedimentar de topografia inferior (i. e. planície) em sua porção mesoterminal (Fig. 1d). A planície tem elevação  $\leq 5$  m (FURTADO; PONTE, 2013).

Tendo em vista essa configuração geomorfológica, estima-se que a hidrodinâmica estuarina exerça o controle da porção insular (até 5 m), devido à amplitude das marés (até 6 m). Apesar do balanço altimetria *versus* amplitude

de maré reforçar essa hipótese, é possível que nem todo o ambiente insular sujeito à hidrodinâmica local seja frequentemente afetado por marés, tendo em vista sua acomodação em trecho montante localizado a cerca de 180 km da atual linha de costa. Consequentemente, as ilhas que integram o STM devem apresentar particularidades ambientais que decorrem de resposta espaço-temporal distinta ao ciclo de inundação, em que algumas áreas se ajustam ao efetivo controle das marés, enquanto outras apresentam maior estabilidade. Nesse caso, os aspectos morfológicos e fitoecológicos e a constituição sedimentar dos ambientes inundáveis passam a ser regulados pelo gradiente da influência estuarina. É relevante ainda mencionar que compreender como essa área é atingida pelas inundações auxilia sobremaneira no estabelecimento de estratégias voltadas para o planejamento e gestão de suas ocupações e atividades humanas, haja vista a vulnerabilidade dos ambientes estuarinos à subida do nível relativo do mar (e. g., MACPHERSON; HAIGH; PATTIARATCHI, 2011).

A fim de identificar a hidrodinâmica estuarina, mediante reconhecimento da frequência com que as marés afetam os ambientes inundáveis no Sistema Tocantins-Maratauíra, este estudo emprega dados hidrodinâmicos, topográficos, morfológicos, ecológicos e da cobertura sedimentar superficial na proposição de compartimentação do estuário do rio Pará, Norte do Brasil. A proposta aqui desenvolvida enfatiza o caráter intrínseco de cada zona estuarina e estabelece os critérios de sua delimitação.

## 2. Área de Estudo

A área de estudo, localizada no segmento montante do rio Pará, foz do Tocantins e Maratauíra, compreende trecho continental e agrupamentos de ilhas. Dentre esses agrupamentos o principal é Urubuêua, pertencente aos municípios de Abaetetuba (82,7%) e Igarapé-Miri (18,3%). Face ao seu caráter multi-insular com mais de 100 ilhas contabilizadas, neste trabalho optou-se por reunir todas elas sob a designação de Complexo Insular do Oeste Abaetetubense (CIOA), o qual ocupa área de 410 km<sup>2</sup> (Fig. 1b). O CIOA integra o estuário do rio Pará, cujas marés alcançam amplitudes de até 6 m durante a sizígia.

O clima é tropical quente e úmido, tipo Am da classificação de Köppen, com valores médios anuais de temperatura em 27 °C, umidade relativa do ar em 85% e precipitação pluviométrica entre 2.300 e 2.800 mm (FAPESPA, 2016). Duas estações são reconhecidas na região, definidas por mudanças sazonais da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Durante os meses de março e abril, a ZCIT migra da latitude 14° N para 2° S (SOUZA-FILHO et al., 2009), estaciona sobre a costa paraense, o que acarreta maior umidade e volume de chuva (estação chuvosa - dezembro a maio). A ZCIT faz o movimento inverso de agosto a setembro, o que reduz as chuvas e define a estação seca - junho a novembro (MORAES et al., 2005).

O relevo é modesto e plano em razão da estrutura geológica subjacente. A morfologia consta de tabuleiros paraenses ( $\leq 30$  m), terraços (5 - 10 m) e planícies ( $\leq 5$ ) (Fig. 1c). Os tabuleiros, de acordo com Dantas e Teixeira (2013), são embasados por rochas sedimentares pouco litificadas de idade terciário-quadernária. Essa superfície registra inclinação suave para oeste (Fig. 1d), estabelecendo contato com os terraços fluviais e esse último com as planícies. As planícies ocupam todo o CIOA e a franja do continente e são constituídas por sedimentos fluviais, marinhos e fluviomarinhas. Enquanto as planícies formam ambientes holocênicos, sujeitos à inundação, os terraços são cronocorrelatos ao Pleistoceno e estão acima do alcance da maré (FURTADO; PONTE, 2013) (Fig. 1c).

## 3. Materiais e Métodos

### 3.1 Trabalho de campo

Três campanhas de campo foram executadas (duas na estação chuvosa (jan/2018, jan. e mar/2020) e uma na estação seca (jun/2019)) para monitoramento de maré, coleta de dados altimétricos e de declividade, levantamento de cobertura vegetal e dos depósitos sedimentares superficiais. Devido à ausência de estações maregráficas locais, dois trapiches foram designados para definir o Nível de Redução (NR) geral, determinar as amplitudes de marés e a altimetria dos ambientes inundáveis. Para o monitoramento e mapeamento dos ambientes inundáveis, 22 sítios foram selecionados baseado em análise integrada de mapeamento (geologia, geomorfologia, vegetação e hidrografia) e da possibilidade de acesso em campo.

3.1.2 Determinação altimétrica dos ambientes inundáveis e amplitudes de marés

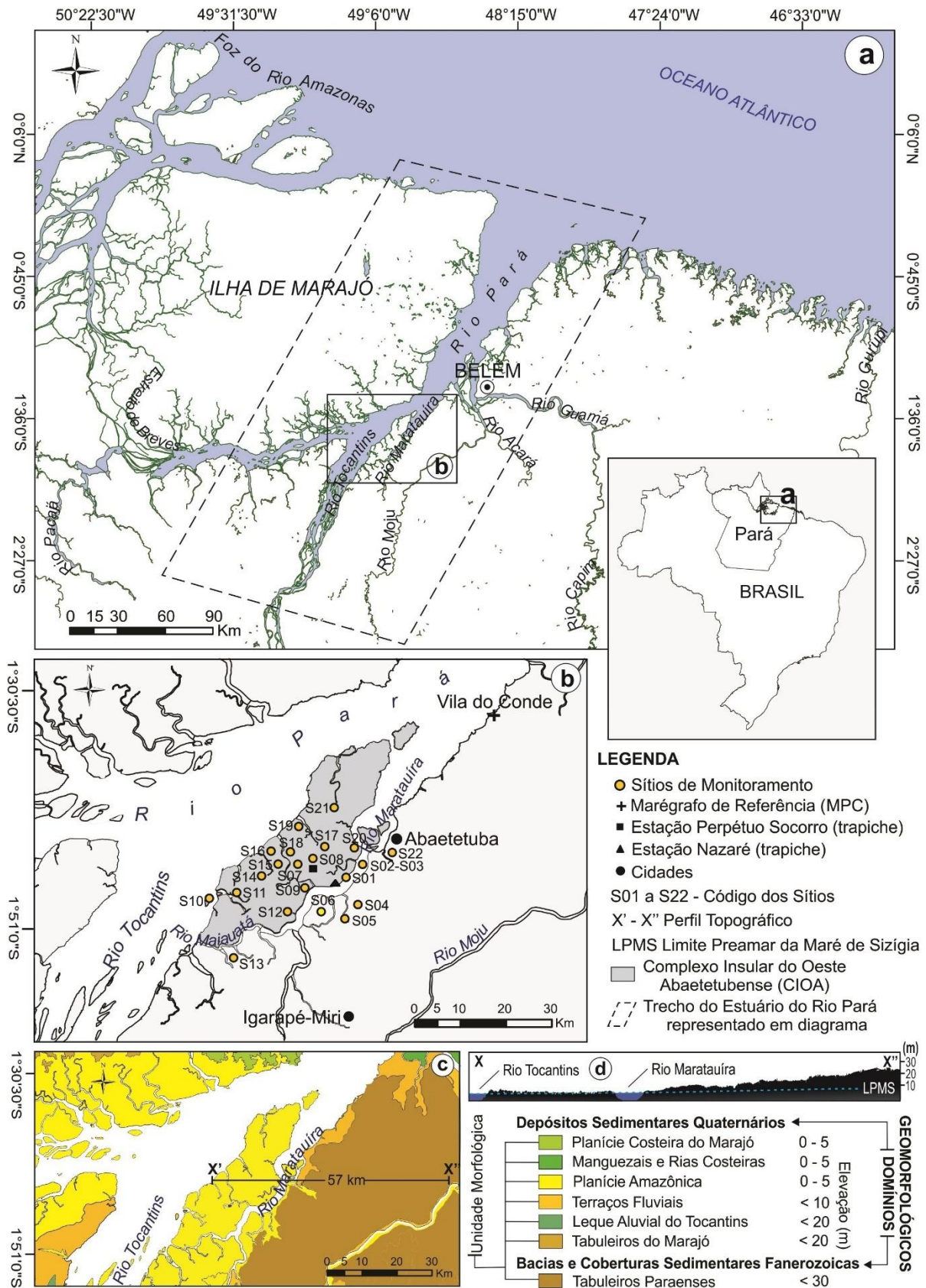


Figura 1. Litoral do Estado do Pará, Costa Norte do Brasil, com destaque para o rio Pará e os principais corpos hídricos que compõem seu estuário (a). A área de estudo situada à foz do Sistema Tocantins-Maratá (b) foi realçada, incluindo sua caracterização morfológica (c) e topográfica (d).

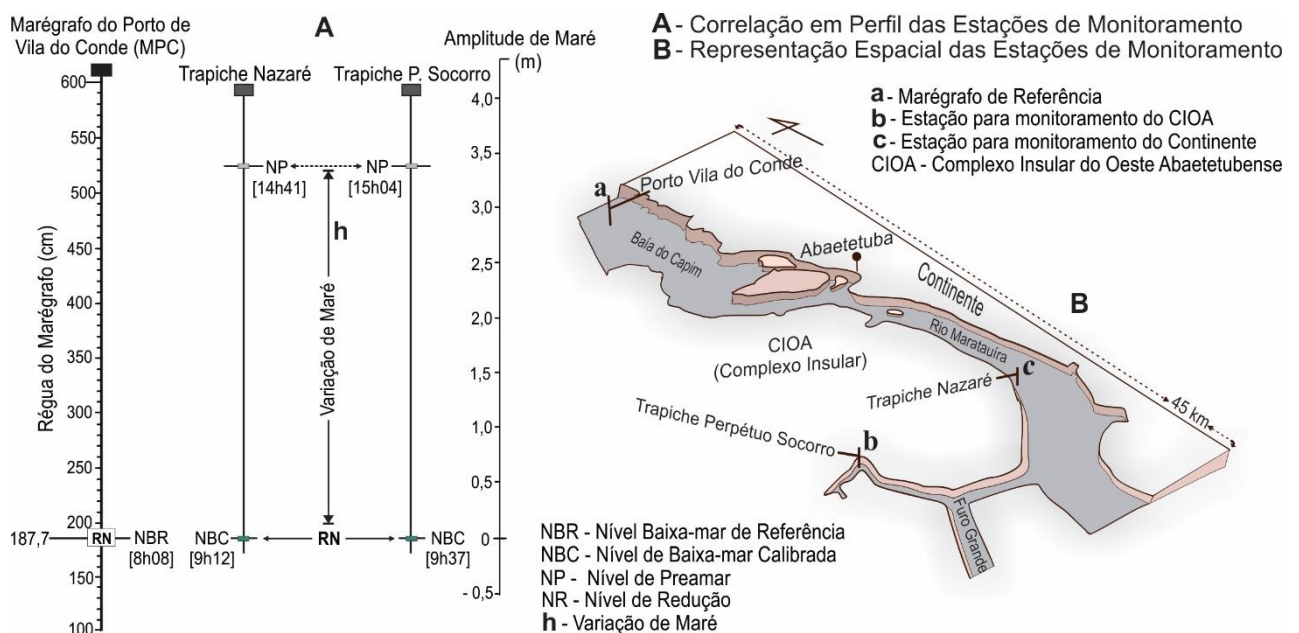


Do quantitativo de sítios selecionado para monitoramento (22), 18 se localizam no CIOA e 4 no domínio continental (Fig. 1b). A declividade nesses sítios foi determinada por clinômetro analógico de leitura direta, seguido da coleta de coordenadas geográficas através de aparelho GPS (*Global Positioning System*), sendo a altimetria obtida por meio do monitoramento de marés. Para o monitoramento de marés, duas estações foram designadas: Trapiche Perpétuo Socorro e Trapiche Nazaré (Fig. 1b).

As estações Perpétuo Socorro e Nazaré cobrem os sítios do CIOA e do continente em um raio de 18 e 9 km, respectivamente. A escolha desses trapiches considerou a posição geográfica que ocupam e a existência de estacas fixadas em substrato não suscetíveis à exposição durante eventos de maré baixa. As estacas de mensuração desses trapiches foram calibradas tomando por referência o Marégrafo do Porto de Vila do Conde (MPC), localizado na Baía do Capim. O MPC dista 35,4 km de Nazaré e 36,1 km de P. Socorro (Fig. 2B). Dados da régua do MPC e posição do seu Nível de Redução (RN) são apresentados na Figura 2A.

A calibração das estações Perpétuo Socorro e Nazaré foi executada em 12-jan-2020, quando a projeção da baixa-mar no MPC foi de 0 cm em relação ao seu Nível de Redução (DHN, 2020). Então, assim que a maré atingiu a baixa-mar em Nazaré e em Perpétuo Socorro, o nível indicado pela água nas estacas foi demarcado e considerado o Nível de Baixa-mar Calibrada (NBC). Em face da distância desses locais em relação ao MPC, uma defasagem no horário da baixa-mar entre as estações foi registrada (Fig. 2A). Neste trabalho o NR de P. Socorro e Nazaré é igual a 0 cm (valor obtido no NBC de 12-jan-2020).

Definido o NR geral, bastões não graduados de madeira, alumínio ou policloreto de vinila (PVC) contendo o código do sítio correspondente foram afixados no substrato dos locais de monitoramento antes da enchente. Posteriormente, com a maré cheia, o Nível de Preamar (NP) indicado nos bastões foi demarcado, e de modo semelhante, esse NP foi registrado em Nazaré e P. Socorro (Fig. 2A). Em seguida, o intervalo entre a superfície dos sítios e o NP dos bastões foi mensurado (m) e os valores calculados com base na amplitude de maré (NR *versus* NP) fornecida por suas respectivas estações. Desse modo, a altimetria dos sítios foi aferida e nivelada em relação ao NR. O resultado obtido foi plotado em diagrama hidrotopográfico e introduzido em *software* de geoprocessamento para a condução do mapeamento dos ambientes inundáveis.



**Figura 2.** Esboço integrado das estações P. Socorro e Nazaré, as quais foram calibradas em relação ao Marégrafo do Porto de Vila do Conde (A), incluindo a situação geográfica das estações (B).

### 3.1.3 Levantamento da cobertura vegetal

Cinco levantamentos da cobertura vegetal foram realizados (4 no CIOA e 1 na franja continental). O método utilizado consistiu em transectos, sentido rio-ilhas e rio-continente. Os tipos botânicos interceptados e/ou adjacentes aos transectos reconhecidos por mateiro através do nome popular (vulgar) foram registrados, acrescidos de descrição fisionômica, forma de vida e ambiente físico-ecológico ocupado pelo espécime. Além de transectos, algumas trilhas foram exploradas e setores restritos acessados via navegação. Quanto ao nome popular das espécies levantadas em campo, em sua quase totalidade consta no registro oficial do Herbário do Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG) (<[www.reflora.jbrj.gov.br/reflora](http://www.reflora.jbrj.gov.br/reflora)>), o que facilitou a identificação, comparação e obtenção da nomenclatura científica. Além disso, foram acessadas obras de referência que tratam da floresta típica de ambientes inundáveis da costa paraense (e. g., LIMA; TOURINHO; COSTA, 2001) e de levantamentos da estrutura vegetal da várzea (e. g., ALMEIDA; AMARAL; SILVA, 2004) e estuário amazônico (e. g., QUEIROZ et al., 2007).

### 3.2 Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento

Dois grupos de dados foram levantados e processados. O primeiro envolveu mapeamento prévio de geomorfologia, geologia, vegetação e hidrografia com uso de dados vetoriais do tipo *shapefile* (<[www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias](http://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias)>), e o segundo constou de mapeamento topográfico com imagens de radar do sensor ALOS PALSAR (<[www.search.asf.alaska.edu](http://www.search.asf.alaska.edu)>). O geodatabase foi tratado e processado através de ferramentas e recursos integrados à plataforma do *software* Arcgis 10.2®. O tratamento de imagens ALOS PALSAR envolveu correção e padronização de Datum e filtragem, seguido de extração de curvas de nível, construção do Modelo Digital de Elevação (MDE) e geração de perfil topográfico. O fator topográfico fornecido pelo MDE, elementar ao mapeamento dos ambientes, teve boa resposta para o continente. Para as ilhas e franja continental, com superfícies em nível de planície ( $\leq 5$  m), o resultado incorporou distorções flagradas durante trabalhos de campo, de modo que os 22 sítios levantados foram plotados sobre a imagem para a correção, classificação e delimitação manual dos ambientes inundáveis. Cotas topográficas < 8 m relacionadas ao CIOA e à franja continental adjacentes aos 22 sítios expressam maior confiabilidade, tendo em vista a aferição da altimetria desses sítios baseada no Nível de Redução (NR). Por outro lado, cotas > 10 m que ocorrem no continente, expressam valores cotados do MDE.

### 3.3 Caracterização de processos físicos estuarinos

Para a caracterização dos principais processos físicos de macroescala do rio Pará (marés e descarga fluvial), foram levantados dados referentes a quatro estações maregráficas distribuídas ao longo desse rio: 1. Atracadouro de Breves, na “nascente”; 2. Porto de Vila do Conde, no curso médio; 3. Ilha de Mosqueiro, no curso baixo; e 4. Ilha dos Guarás, na desembocadura – Fig. 4, disponibilizados pela Diretoria Nacional de Hidrografia e Navegação (<[www.dhn.mar.mil.br](http://www.dhn.mar.mil.br)>). Somaram-se a elas as medições de campo efetivadas nas estações Perpétuo Socorro e Nazaré através de monitoramento durante marés de sizígia (12 a 15-jan e entre 9 e 23-mar de 2020) e de quadratura (5 a 8-jan-2020). A definição de tipos e amplitude de maré seguiu Davies (1964) e, para a classificação das águas em razão da concentração de salinidade, optou-se por Elliott e McLusky (2002), os quais adotam o Sistema de Venice. Os valores de salinidade reunidos foram compilados de estudos publicados e pesquisas aplicadas em diferentes setores do rio Pará. Concernente à componente fluvial, essa foi baseada em séries históricas de vazão do rio Tocantins, cuja aquisição, incluindo dados de precipitação, se deu através da Rede Hidrometeorológica (<[www.snirh.gov.br/hidrotelemetria](http://www.snirh.gov.br/hidrotelemetria)>), a plataforma de monitoramento digital da Agência Nacional de Água (ANA, 2019).

## 4. Resultados

### 4.1 Compartimentos do Estuário do Rio Pará

O estuário do rio Pará pode ser definido, do ponto de vista processo-resposta, como dominado por marés (SCHUBEL; HAYES; PRITCHARD, 1974; DALRYMPLE; ZAITLIN; BOYD, 1992). A ausência de promontórios perpendiculares ao fluxo e de barra em pontal em sua desembocadura paralela à linha de costa são indicadores do controle por correntes de marés, as quais transportam e transferem sua carga sedimentar à corrente oceânica (DYER, 1979). Estuários que apresentam desembocaduras com essas características geomorfológicas comumente exibem seção transversal do leito mais estável, pois as fortes correntes de maré limitam o desenvolvimento de depósitos transversais no flanco submerso da foz (BRYCE; LARCOMBE; RIDD, 1998). Por outro lado, barras longitudinais orientadas na direção das correntes de maré tendem a integrar o sistema sedimentar típico desses estuários (CORRÊA, 2005; FITZGERALD et al., 2000), a exemplo do Victoria River, no norte da Austrália (cf. HARRIS et al., 2002).

No estuário do rio Pará três compartimentos ou zonas foram definidas e descritas e a terminologia adotada seguiu Dionne (1963). Essas zonas são: I - Estuário Inferior ou de Marajó (EIP); II - Estuário Médio ou de Guajará (EMP); III - Estuário Superior ou de Marapatá (ESP) (Fig. 4). Cabe ressaltar que, embora essa proposta de compartimentação atenda a interesses geográficos desta pesquisa [classificar/delimitar estuários é uma tarefa complexa, haja vista a soma de processos que reagem uns sobre os outros no tempo e no espaço e conferem ao estuário constante mudança], ela guarda direta associação com o gradiente superficial de salinidade.

#### 4.1.1 Estuário Inferior (Marajó)

O Estuário Inferior (EIP) corresponde à zona terminal do Rio Pará, conectado ao sistema oceânico do Atlântico. Ele possui aproximadamente 50 km de extensão, compreendido entre a foz, na linha de costa, e o limite transversal *y*, o qual intercepta áreas a montante das cidades de Salvaterra (1), a oeste, e de Vigia (11), a leste (Fig. 4-I). O estuário de Marajó é dominado por macromarés, que podem alcançar 5,7 m durante a sizígia na ilha dos Guarás (12) (Figs. 3a e 4).

De acordo com Prestes et al. (2014), a vazão do rio Pará atinge pico de 300.000 m<sup>3</sup>/s durante a vazante e de 200.000 m<sup>3</sup>/s na enchente, induzindo intensos processos de circulação hidrodinâmica, com estratificação, turbulência, difusão e avanço de sal para o estuário. Esses efeitos exercem maior controle sobre o estuário proximal, por isso, o EIP apresenta a mais elevada concentração salina. Embora ocorram oscilações sazonais e diluição da concentração salina decorrente da alta vazão na estação chuvosa, os valores médios de salinidade aferidos em trechos adjacentes à margem reportados por Ramos (2007) e Bezerra et al. (2013) superam 2,5 g/kg.

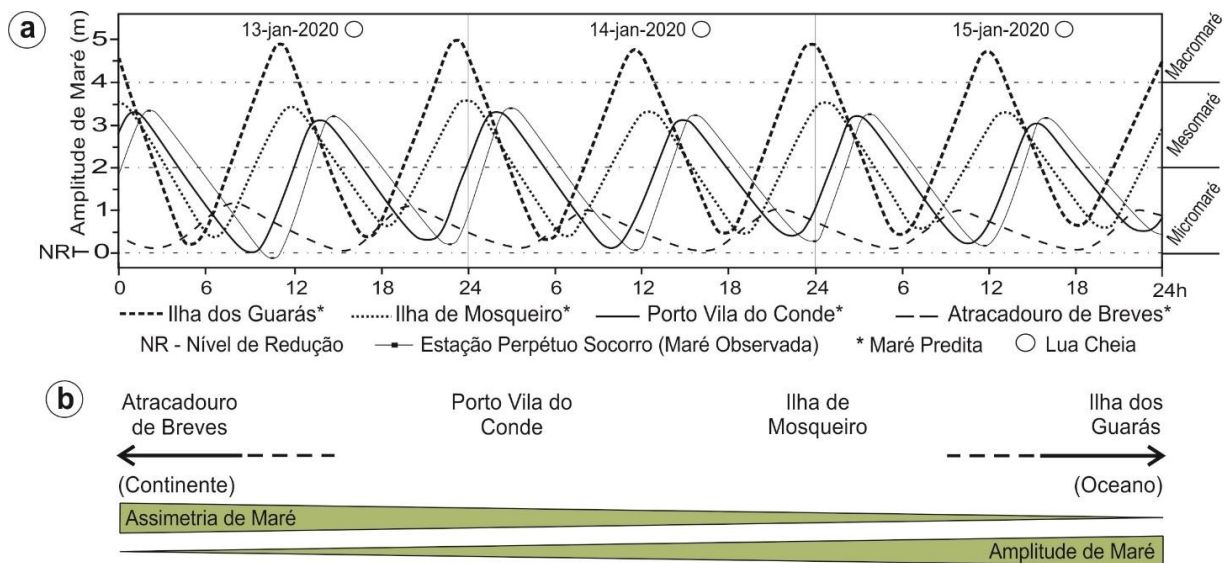
Rosário et al. (2016) demonstraram o comportamento do gradiente salino do rio Pará ao longo do ano, considerando três períodos: alta descarga, média (transição) e baixa descarga. Segundo os dados desses autores, o segmento definido como Estuário Inferior exibe gradiente de salinidade média no período de alta e baixa descarga em torno de 3 e 9 PSU, respectivamente. Face à tendência de manutenção do gradiente de salinidade anual > 2 PSU, o Estuário Superior pode ser classificado como de água salobra (oligohalino). Ademais, a penetração salina no rio Pará diferencia o litoral leste do litoral oeste do estado, esse último comandado pelo Amazonas, no qual não se registra ingestão salina devido à sua alta descarga que empurra as características estuarinas para além de sua foz, chegando à plataforma continental (WELLS, 1995).

#### 4.1.2 O Estuário Superior (Marapatá)

O Estuário Superior (ESP) tem sua delimitação geográfica (z), de oeste a leste, em Malato (2) e Arienga (8), respectivamente (Fig. 4). Do limite transversal z, sentido montante, o Estuário Superior incorpora a foz do Maratauíra e depois se bifurca em dois grandes corpos hídricos, os quais formam o ângulo de  $\approx 57^\circ$  entre si. O primeiro corresponde à própria continuidade do rio Pará, que transcorre paralelo ao litoral (sentido ENE-WSW) e estende-se até o Estreito de Breves, totalizando aproximadamente 200 km. O segundo corpo hídrico tem orientação NNE-SSW e corresponde ao rio Tocantins; é através desse rio que as características estuarinas são empurradas ao interior do continente, até às proximidades de Baião (5), somando  $\approx 180$  km de extensão. Consequentemente, o ESP reúne o segmento inicial e mediano do rio Pará, o baixo Tocantins, o rio Maratauíra e a vasta drenagem por eles interceptada (Fig. 4-III).

No ESP ocorrem micro e mesomarsés semidiurnas; micromarsés são registradas próximo ao atracadouro de Breves (3) (Fig. 3a) e a montante de Cameté (4). A jusante desses locais a maré amplifica-se para o tipo mesomaré, alcançando 3,4 m na Ilha Rasa (6) (Fig. 4).

Dentre as zonas estuarinas o Estuário Superior exibe a maior assimetria de maré; o tempo de vazante é progressivamente superior ao da enchente a partir do limite transversal z (Fig. 4). Nas estações Nazaré e P. Socorro a diferença é de 1,5 e 1,6 h, respectivamente (Figs. 1b e 6). Na foz do Tocantins, Costa (2014) registrou diferença de 2 h (enchente 7,2 e vazante 5,2 h), e isso se reflete na intensidade da corrente que passa a ser maior durante a enchente, alcançando velocidade máxima de 0,93 m/s versus 0,80 m/s de vazante (período chuvoso), e 0,75 m/s (enchente) e 0,67 m/s (vazante) na estação seca. De modo geral, face à assimetria que exibe (Fig. 3b), o ESP pode ser referido como estuário dominado por corrente de enchente (cf. SPEER; AUBREY, 1985).



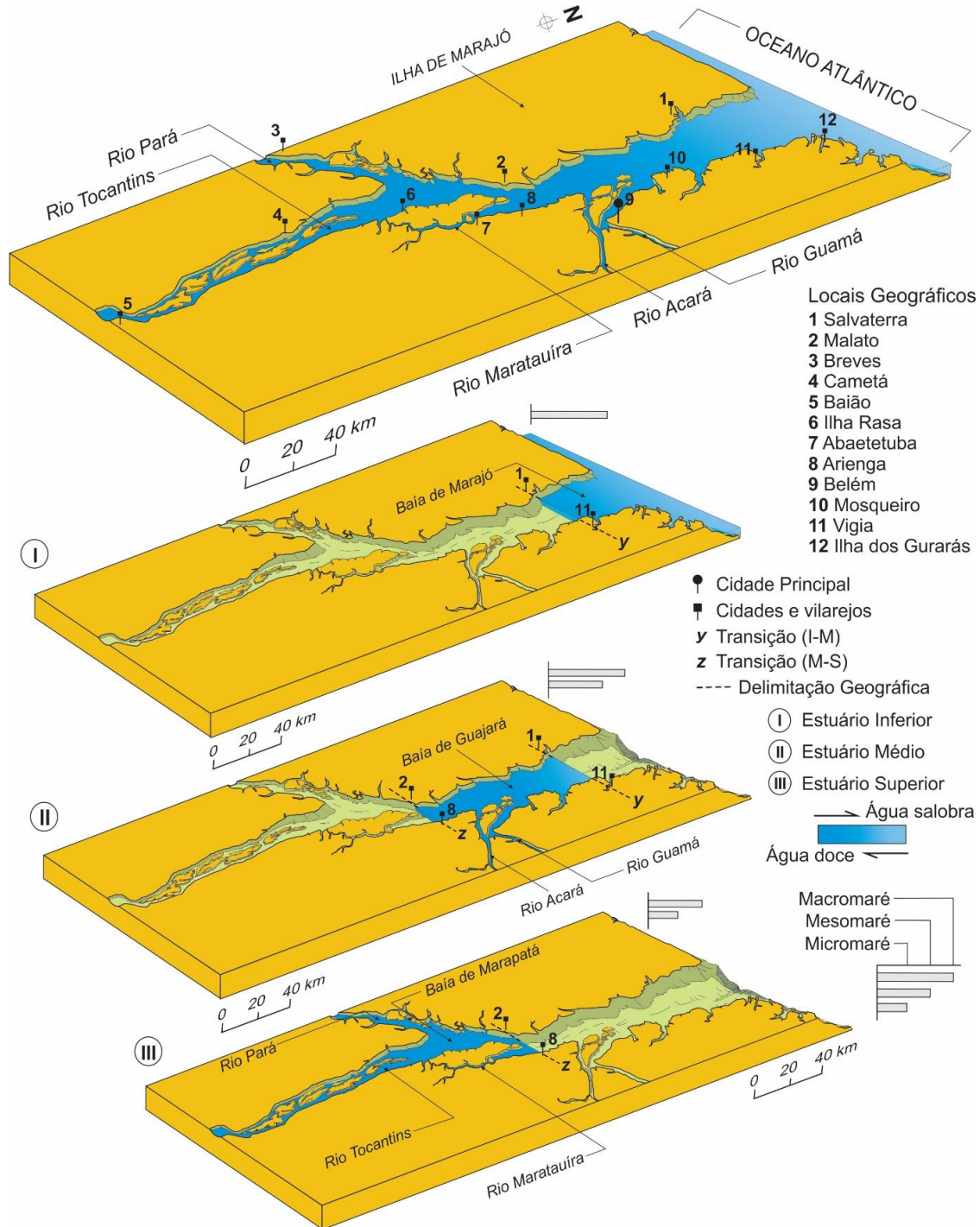
**Figura 3.** Variação (a) e assimetria de maré ao longo de quatro setores do Estuário do rio Pará (b) (ver esses locais na figura 4). Dados de Perpetuo Socorro foram inseridos para comparação.

Concernente à salinidade, no corpo hídrico do ESP ela é praticamente ausente. Dados de modelagem (e. g., ROSÁRIO et al., 2016) atribuem gradiente de salinidade inferior a 0,04 PSU durante a estação seca em trecho do rio Pará a jusante do limite transversal (z). Piratoba et al. (2017) aplicando estudo através de coletas nas estações chuvosa e seca às adjacências de Barcarena, jusante de z, registraram água doce ( $STD < 500 \text{ mg L}^{-1}$ ) ao longo do ano. Silva et al. (2015) demonstraram valores estáveis de salinidade em torno de 0,02 PSU durante a estação chuvosa nas cercanias de Abaetetuba (7). Portanto, o Estuário Superior pode ser classificado como sendo de água doce ou limnético.



4.1.3 O Estuário Médio (Guajará)

O Estuário Médio (EMP), por sua vez, limita-se a jusante com o Estuário Inferior (y), e a montante com o Estuário Superior (z) e soma aproximadamente 90 km de extensão (Fig. 4-II). Esse estuário é governado pelo regime de meso-macromarés, com ocorrência de mesomarés pouco antes da transição z. As mesomarés são registradas próximo à Vila do Conde, enquanto em Belém (9) ocorrem macromarés, com alcance de 4,3 m durante a sizígia, e assimetria positiva de 20 min (ARAÚJO, 2017) (Fig. 4).



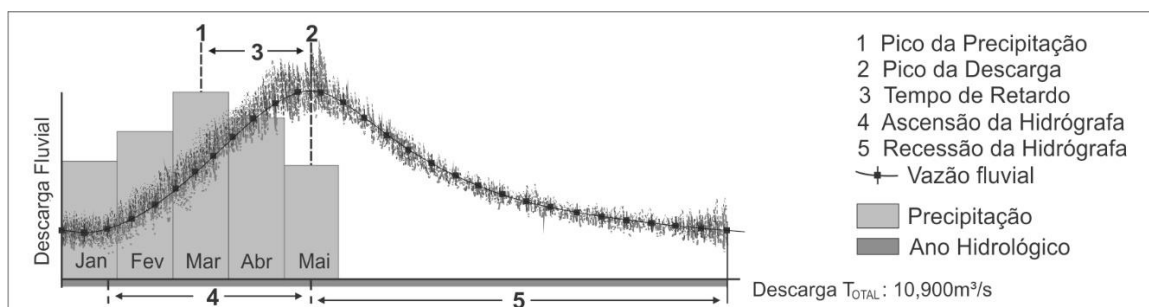
**Figura 5.** Compartimentos do Estuário do Rio Pará, Norte do Brasil. O diagrama superior fornece a visão geral desse estuário, enquanto os diagramas I, II e III relacionam zonas correspondentes ao Estuário Inferior do Rio Pará (ESP), Estuário Médio do Rio Pará (EMP) e Estuário Superior do Rio Pará (ESP), respectivamente. Baías principais foram listadas e seus nomes emprestados ao estuário correspondente.

Guajará é o estuário de mistura, convergência e ampla interação entre os processos físico-químicos, resultantes da mistura da água doce transferida pelo Estuário de Marapatá, com a água salobra do Estuário de Marajó. A variação do aporte fluvial guarda relação direta com o regime de precipitação que, por sua vez, é controlado pela movimentação latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A estação chuvosa (dezembro e maio) é influenciada pela ZCIT próxima ao litoral, conferindo maior volume de chuvas. Em agosto a ZCIT volta a se reposicionar a Norte, diminuindo a precipitação (junho a novembro) (SOUZA-FILHO et al., 2009; MORAES et al., 2005). A entrada da estação chuvosa afeta o EMP, pois regula o volume de água doce nos rios a montante, que esvaziam seus fluxos no rio Pará. Dos rios a montante, o Tocantins é o principal, com 10.900 m<sup>3</sup>/s de descarga média anual (ANA, 2019).

O maior volume de precipitação tende a ocorrer no mês de março, todavia o pico máximo de vazão ocorre geralmente do final de abril a maio (ANA, 2019), refletindo em um tempo de retardo (*lag time*) no *input* de água doce ao estuário do rio Pará de aproximadamente dois meses (Fig. 5). Além da extensa área coletora, o *lag time* pode ter associação com a topografia modesta e baixa declividade, constando de relevo predominantemente plano, menos favorável ao escoamento superficial (HOOVER; HURSH, 1943). Outro fator relevante à indução de retardo deve estar nos materiais subjacentes, os quais podem requerer tempos diferentes ao processo de infiltração e percolação de águas superficiais (HORTON, 1945; RAWLS et al., 1993). Deve-se ainda levar em conta a cobertura vegetal, face à sua capacidade de interceptação e retardo em diferentes escalas à transferência de água (BOSCH; HEWLETT, 1982).

Durante a estação seca, o gradiente de salinidade no EMP pode apresentar valores locais em torno de 2,4 (GUIMARÃES, 2014). Com a introdução de água doce no período chuvoso, tanto do Tocantins (10.900 m<sup>3</sup>/s) quanto do Amazonas através do Estreito de Breves (6.000 m<sup>3</sup>/s [CALLÈDE et al., 2010]), a concentração salina reduz de 2,4 para valores abaixo de 0,2 PSU (ROSÁRIO et al., 2016) ou se torna ausente (MASCARENHAS et al., 2018). Em razão de fenômeno sazonal e tempo de retardo, espera-se que entre os meses de março e junho o Estuário de Guajará apresente o mais baixo gradiente de salinidade, ao passo entre setembro e dezembro, deve ocorrer a maior concentração salina causada pelo enfraquecimento do aporte fluvial.

A sensibilidade e resposta do Estuário Médio às estações do ano implica em sua subordinação sazonal aos parâmetros ambientais das zonas estuarinas adjacentes. Entre os meses de janeiro e junho, o Estuário Médio desenvolve maior interação com estuário de montante (Superior/Marapatá), incorporando mais claramente suas características ambientais (água doce - limnético). De julho a dezembro, o EMP apresenta maior interação com o estuário de jusante (Inferior/Marajó), podendo apresentar água salobra (oligohalino). Tal condição imprime no EMP o caráter essencialmente transicional, pois abriga, de modo alternado, atributos dos estuários Superior ou Inferior que passam a dominar sobre ele. Os estuários Superior e o Inferior, ao contrário do Médio, tendem a apresentar menor perturbação anual em seus parâmetros relativos ao gradiente de salinidade, constituindo-se de água doce e salobra, respectivamente.



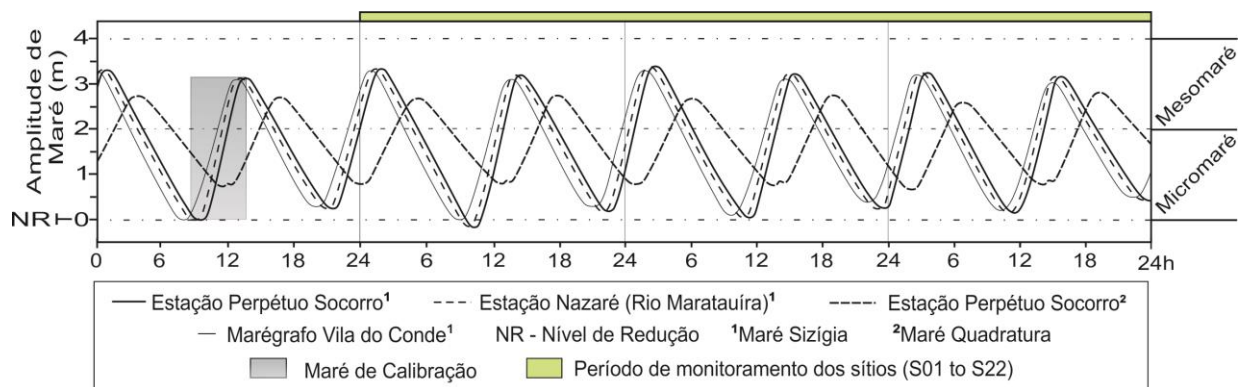
**Figura 5.** Hidrógrafa do Rio Tocantins baseada em dados de precipitação e descarga fluvial média anual.

Retardo de resposta de bacias de drenagem à precipitação tem sido analisado em diversos estudos usando desde séries históricas (e. g., JIANG; SU; HARTMANN, 2007; KRIAUCIUNIENE et al., 2012) a eventos de menor duração (e. g., KHADDOR et al., 2019). Lesack et al. (2013) detectaram *lag time* de aproximadamente uma semana (6,6 dias) entre o ciclo do degelo no trecho montante do canal de Tsiigehtchic, distante aproximadamente 200 km da costa, e a chegada da água doce ao delta do Estuário do Makenzie, no Canadá. No caso do Tocantins, a extensão e alcance longitudinal de sua bacia de drenagem, em articulação ao relevo modesto, geologia subjacente, cobertura vegetal e barramentos artificiais devem ser considerados como fatores substanciais quanto ao seu *lag time* de duração aproximada de dois meses (Fig. 5).

#### 4.2 Ambientes inundáveis do Sistema Tocantins-Maratauíra, Estuário Superior

Os ambientes inundáveis do STM estão submetidos ao regime de mesomaré, com altura de Preamar da Maré de Sizígia (PMS) e a Preamar da Maré de Quadratura (PMQ) de 3,35 m e 2,67 m, respectivamente (Fig. 6). Contudo, monitoramento posterior registrou amplitude de maré de 3,78 m e PMS em torno de 3,55 m.

Dos 22 sítios selecionados para o monitoramento, 2 ocupam altimetria abaixo de 1 m, 6 estão no intervalo de 1 a 3 m, 12 situam-se entre 3 e 5 m e 2 ocorrem no intervalo de 5 a 6,5 m (Fig. 7). Com base nos indicadores altimétricos e na interação deles com os diferentes ciclos de marés, três categorias de ambientes inundáveis e um não inundável foram reconhecidos e cartografados em escala de detalhe (1:2,7). Os ambientes inundáveis se posicionam no intervalo de 0 a 5 m – planície – e são eles: 1 - Zona de Inframaré (ZIf); 2 - Zona de Intermaré (ZIt) e 3 - Zona de Supramaré (ZSp). O domínio zonal não inundado foi designado de Terra Firme (TFi), termo corrente na descrição do relevo amazônico para aquelas áreas não sujeitas à inundação. Os valores de área e porcentagens includos na descri o referem-se apenas ao CIOA.



**Figura 6.** Variação de maré nas estações locais (P. Socorro e Nazaré). Maré de referência (Marégrafo de Vila do Conde) foi inserida para fins de comparação.

##### 4.2.1 Zona de Inframaré (ZIf)

A zona de Inframaré (ZIf) compreende as superfícies de menor altimetria e mais restrita ocorrência espacial (6,24%), com área de 21,4 km<sup>2</sup> no CIOA (Fig. 8). Situada no intervalo entre o NR (0 cm) e 1 m, a ZIf   constituída por flancos de margem suave a íngreme, inclinados na dire o do rio e tem caracterstica análoga   zona de estirâncio praial. Sua declividade varia entre 2 e 20 , com restritas áreas que atingem localmente até 75 . A cobertura sedimentar da ZIf   constituída de areia, com textura variada, silte, argila rica em matéria orgânica e turfa, de idade holoc nica. Comumente, esses depósitos repousam sobre as coberturas detrito-lateríticas, de idade pleistocênica, que afloram às margens e leitos dos canais.

Concernente à vegetação, a ZIf exhibe contraste entre os setores proximais e os distais ao NR; no primeiro há restrita ocorrência de vegetação, geralmente gramíneas e ervas higrófilas, enquanto o segundo abriga formações pioneiras. Palmeiras das espécies *linifera* e *arborescens*, do gênero *Montrichardia*, têm maior ocorrência e comumente formam bosques em associação com *Rhizophora*, e menos frequentemente, com a *Avicennia*.

4.2.2 Zona de Intermaré (ZIt)

A Intermaré (ZIt) constitui a zona de topografia intermediária (1 a 3 m) (Fig. 7). Ela ocupa um terço (32,6%) do CIOA, aproximadamente 133,8 km<sup>2</sup> (Fig. 8). A ZIt exhibe morfologia peculiar, uma vez que em seu intervalo ocorre a transição entre os flancos de margens (ZIf) e o nível de terra plano, denominado de várzea, que se desenvolve a partir dos discretos “diques” marginais. A declividade geral da várzea ocorre entre 1 e 5°, enquanto nos flancos suaves pode variar de 5 a 15°, tendo ainda margens íngremes de contato local com a ZIf de até 67°. A ZIt é constituída por depósitos lamosos, turfosos e arenosos (Holoceno), além de matéria orgânica em decomposição. Esses depósitos geralmente repousam sobre as coberturas detrito-lateríticas pleistocênicas.

Essa zona reúne indivíduos das Formações pioneiras (*Montrichardia linifera* e *arborescens*) e, eventualmente, *Rhizophora* e *Avicennia* nos trechos de contato descendente com a ZIf. A várzea é recoberta por palmeiras (*Mauritia flexuosa* L., *Mauritiella armata* e *Euterpe oleracea* Mart.) e pela floresta aluvial, com espécies arbóreas de *Machaerium lunatum* (L.f.), *Mimosa regnellii* Benth., *Pterocarpus amazonicus* Huber., *Pachira aquatica* Aubl., *Hevea brasiliensis*, *Spondias mombin*, *Calycophyllum spruceanum*, *Virola surinamensis* Cham., *Swartzia polyphylla*.

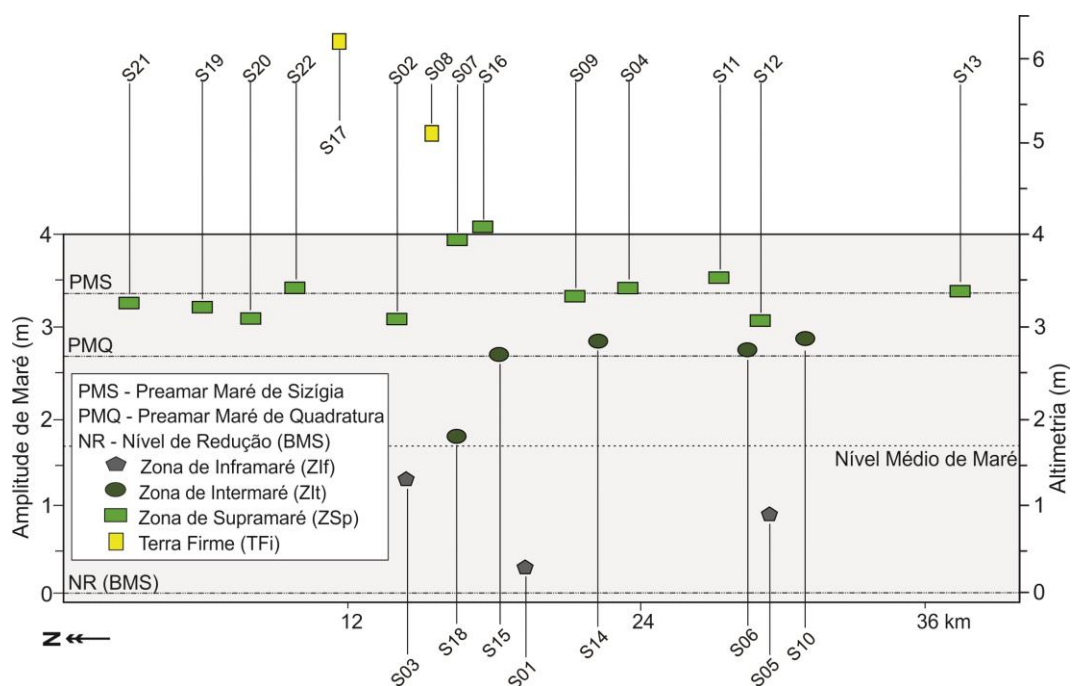


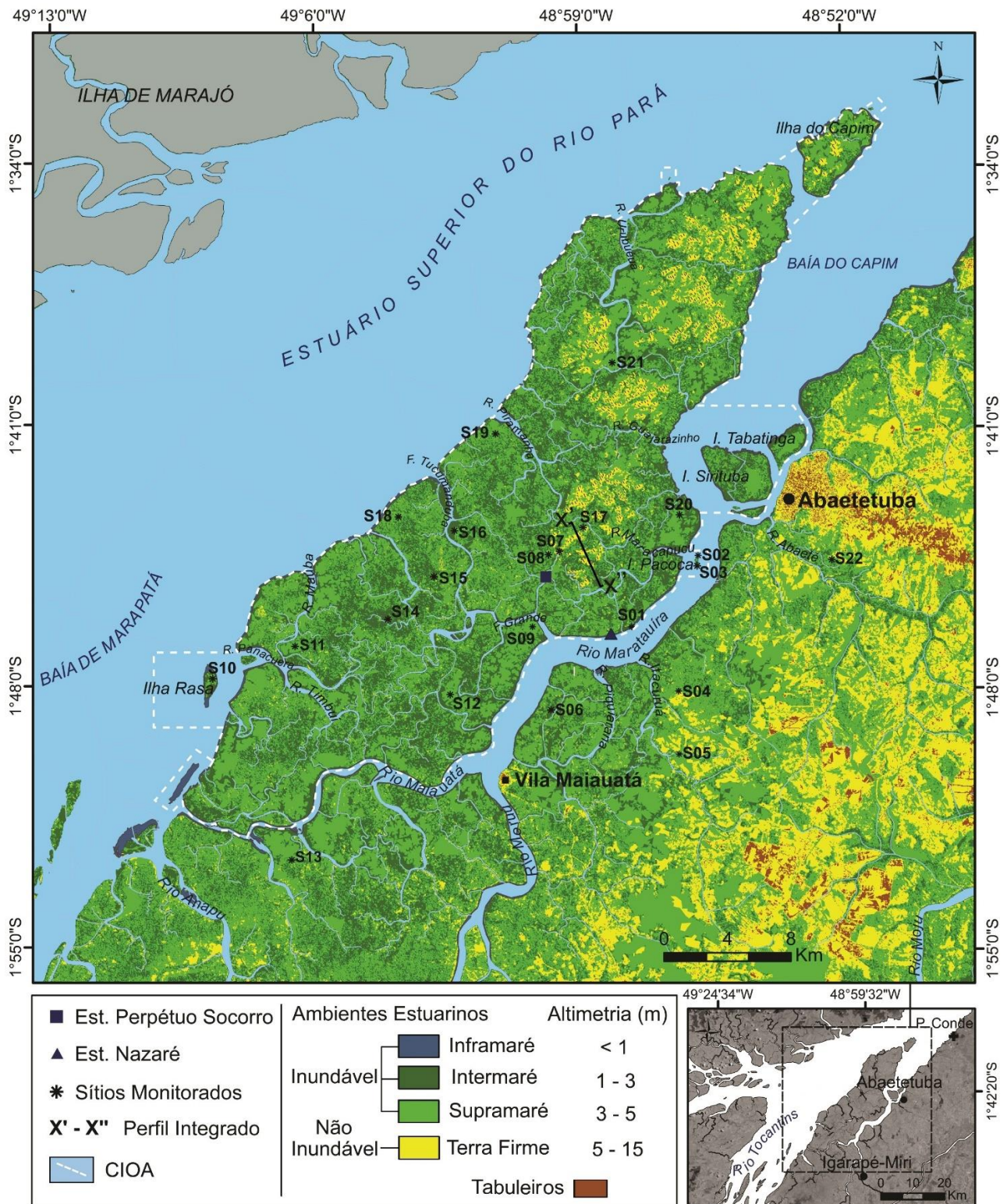
Figura 7. Diagrama hidrotopográfico dos sítios S01 a S22 monitorados no Sistema Tocantins-Maratauíra, Estuário Superior do Rio Pará. O diagrama relaciona os sítios às zonas inundáveis correspondentes, incluindo a altimetria e o nível da PSM obtidos em janeiro de 2020 (conferir a distribuição espacial dos sítios na figura 8).

4.2.3 Zona de Supramaré (ZSp)

O domínio ambiental da Supramaré (ZSp) constitui o intervalo terminal da planície fluvio-marinha, limitando-se com a Terra Firme. A ZSp ocorre ao longo do intervalo de 3 a 5 m (Fig. 7) e ocupa quase metade da área insular (40,1%), aproximadamente 164,4 km<sup>2</sup> (Fig. 8). Sua declividade oscila entre 0 e 4° (áreas inundáveis), com ocorrência restrita de até 35° nas feições negativas proximais à TFi. A ZSp é constituída por depósitos de idade Pleistoceno-



Holoceno e sedimentos recentes nas frações argila e silte, ricos em matéria orgânica, além da areia em textura variada.



**Figura 8.** Ambientes inundáveis do Sistema Tocantins-Marataúira, Estuário Superior do Rio Pará. Os códigos S01 a S22 se referem aos locais dos sítios de monitoramento. Os principais elementos da paisagem, interceptados pelo perfil integrado (X'-X''), constam no tópico seguinte (Fig. 11).



A Zona de Supramaré é recoberta por palmeiras (*Mauritia flexuosa* L., *Mauritiella armata*, *Euterpe oleracea* Mart., *Oenocarpus bacaba* e *Acrocomia aculeata*) e pela floresta ombrófila aluvial (*Spondias mombin*, *Virola surinamensis* Cham., *Banara guianensis* Aubl., *Swartzia polyphylla*, *Hevea brasiliensis*, *Calycophyllum spruceanum*, *Swartzia racemosa* Benth., *Pentaclethra maculosa*, *Allamanda gardneriana* Blanchetti, *Himatanthus sucuuba* (Spruce) Woods., *Bombax aquatica* (Aub.) K. Schum., *Symphonia globulifera* Linn., *Eschweilera amara* Mart., *Licania macrophylla* Benth., *Macrolobium multijugum* Benth., *Carapa guianensis* Aubl., *Parkia multijuga* Benth., *Campsiandra laurifolia*, *Vouacapoua americana* Aubl.). Há também a presença de espécies de palmeiras que normalmente não ocorrem na ZIt (e. g., *Astrocaryum aculeatum* e *Attalea maripa*).

#### 4.2.4 Terra Firme (TFi)

A Terra Firme (TFi), por sua vez, corresponde ao quarto ambiente identificado. Ela pode ser referida como subunidade morfológica parcialmente integrada aos tabuleiros e ocorre no intervalo entre 5 e 15 m. A TFi ocupa apenas 20,4% do CIOA (83,8km<sup>2</sup>), comportamento que muda no domínio continental, quando a TFi assume expressiva ocorrência espacial, ao mesmo tempo em que ZIt e ZSp restringem-se às margens dos rios (Fig. 8). Sua cobertura sedimentar compreende sedimentos quaternários de fração fina, média e grossa, incluindo grânulos e seixos e depósitos detrítico-lateríticos. Localmente, a TFi pode apresentar irregularidades morfológicas superficiais formadas por feições negativas suaves de até 0,3 m. Excetuando-se os flancos dessas feições ( $\leq 35^\circ$ ) a declividade desse ambiente varia entre 4 e 13°. A cobertura ecológica da TFi consiste, principalmente, em *Campsiandra laurifolia*, *Vouacapoua americana* Aubl., *Dipteryx odorata*, *Manilkara huberi*, *Beilschmiedia sulcata* e *Diploptropis brasiliensis* Benth. Ao lado da ZSp, a TFi apresenta maior alteração antrópica, realçada pela presença de floresta secundária em distintos estágios de sucessão ecológica.

### 5. Interpretações e Discussões

Dados hidrodinâmicos envolvendo amplitude e frequência de marés revelam que a circulação hidrodinâmica do Estuário Superior tem sido conduzida por micro e mesomarés semidiurnas, não obstante sua geografia montante e a intensa descarga fluvial que essa zona estuarina incorpora. A influência da forçante marinha em região intracontinental pode estar associada a um conjunto de fatores, dentre os quais a ausência de variações topográficas positivas no talvegue, ampla desembocadura do rio Pará e segmento retilíneo até a foz do Tocantins-Maratauíra, e à presença de relevo predominantemente baixo e suave.

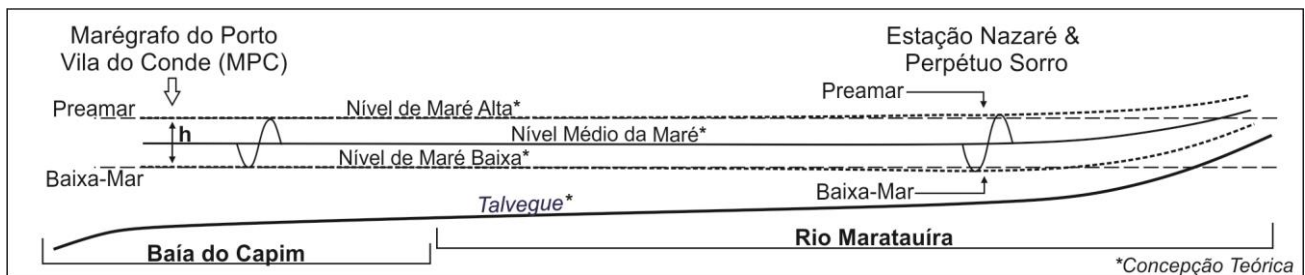
Em estuários acomodados em zonas costeiras com geomorfologia caracterizada por costões rochosos, acentuado desnível topográfico e canais sinuosos, a amplitude de maré tende a reduzir-se expressivamente a montante (WRIGHT; COLEMAN; THOM, 1973). O rio Pará, além de exibir configuração oposta a esses parâmetros fisiográficos e constar de um sistema de drenagem que transcorre sobre relevo predominantemente baixo e plano, mostra-se favorável à propagação de mesomarés por até 180 km da atual linha de costa (micromarés avançam até  $\approx 340$  km) (Figs. 1a, 3a e 4). Em compensação, esse distanciamento pode ser responsável pela dupla distorção de maré detectada localmente, qual seja; (i) altura da preamar em Nazaré e P. Socorro levemente acima das registradas no Marégrafo do Porto do Conde (MPC) e (ii) nível de baixa-mar em Nazaré e P. Socorro frequentemente inferior ao registrado no MPC.

Marés astronômicas são passíveis de distorções ao adentrarem os sistemas estuarinos, principalmente na altura. De acordo com Nichols e Biggs (1985), a distorção na altura de maré pode decorrer de efeitos friccionais do leito, resultando na diminuição (hiposíncrono), ou compressionais da margem, causando sua amplificação (hipersíncrono). Marés mais altas no Maratauíra têm possível relação com a sua geometria para-afunilada (Fig. 1b), que induz à compressão lateral do fluxo, resultando em amplificação. É possível também que a morfologia

preexistente do leito seja desfavorável ao atrito, propício, portanto, à propagação da maré. Por outro lado, tal distorção parece compatível com a defasagem temporal entre Baía do Capim (MPC) e o Maratauíra (Nazaré e P. Socorro), seguido de inversão de fluxo na planície de inundação.

A defasagem temporal constatada separa em 1,2 h o início da vazante e da enchente no MPC das estações de monitoramento (Fig. 2A). Esse retardo regula contínuos processos de distorção de maré nos estágios de vazante (Maratauíra continua esvaziando-se por  $\approx 1,2$  h, enquanto no MPC o fluxo de enchente é disparado – redução da baixa-mar) e de enchente (estofa da enchente ocorre primeiro no MPC, disparando a vazante, enquanto no Maratauíra a enchente é conservada por  $\approx 1$  h – elevação da preamar) (Fig. 6). A respeito dos fluxos de inversão na planície, esses são disparados antes do estofa de maré. Eles indicam a proximidade do estágio vazante (partem dos ambientes inundáveis para os rios) e foram identificados a partir do deslocamento sistemático de fragmentos sobrenadantes, principalmente vegetais.

Fluxos reversos provêm da ZIt, ZSp e cursos rasos, e são empurrados, possivelmente, pela descarga fluvial. Esses fluxos sugerem que a água que extravasou a margem e inundou os ambientes começa a ser devolvida, mas eles não correspondem propriamente ao fluxo de vazante, uma vez que nos rios que envolvem tais ambientes ainda ocorre a enchente. Fluxos reversos aumentam à medida que o estofa de maré se aproxima, passando a inverter a circulação nos cursos da planície e cabeceira de drenagem local, reintroduzindo a descarga na calha do rio e elevando, dessa maneira, o nível de maré até a preamar (Fig. 9). Enchente conservada e fluxos reversos na planície durante a maré cheia são fatores internos que podem estar causando preamares em P. Socorro (3,35 m) e Nazaré (3,31 m) pouco acima do MPC (3,26 m) (Figs. 6 e 9).

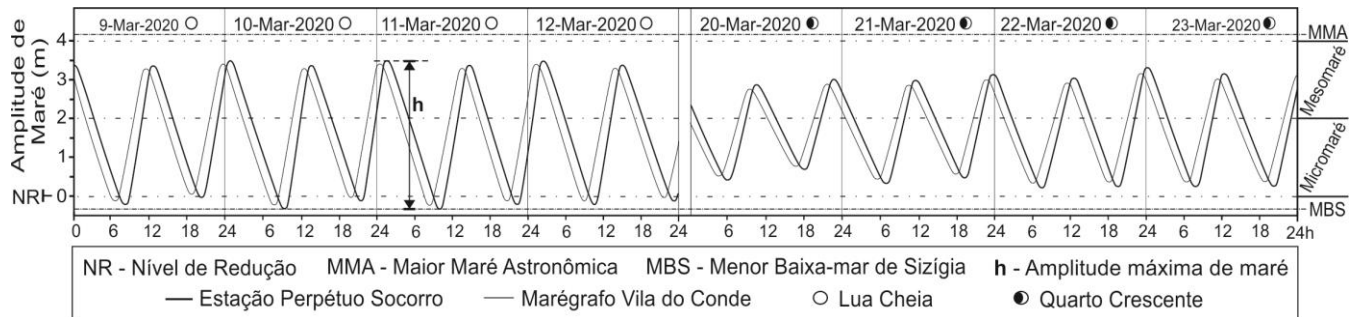


**Figura 9.** Esboço associando o MPC, na Baía do Capim, com as estações de monitoramento de maré (Nazaré e P. Socorro) e o processo físico de amplificação de maré detectado a partir do Maratauíra.

De natureza oposta aos fatores internos, fatores externos, relativos à constituinte orbital (Equinócio) também afetam as marés. Medições recentes em P. Socorro indicaram PMS de 3,55 m e amplitude de 3,78 m (Fig. 10), mas esse estuário já foi atingido por marés maiores. Segundo os moradores, no período anterior (Mar-2019), a maré alcançou ambientes não inundáveis, invadiu moradias e acarretou significativas perdas materiais.

Face à estratégia da população local em demarcar o nível das marés excepcionais para construir pisos de futuras moradias, a “maré de março” pôde ser mensurada. Sua altura foi de 4,07 m (macromaré), aqui designada de Maior Maré Astronômica (MMA) (Fig. 10). A esse respeito, cabe mencionar a previsão fornecida ao MPC de 3,40 m, isto é, 0,67 m abaixo da observada em P. Socorro. De modo geral, o Maratauíra pode ser descrito como hipersincrônico (cf. NICHOLS; BIGGS, 1985), pois a geometria (construção marginal, convergência de fluxo, atrito moderado ausente [DYER, 1995]) e processos hidrodinâmicos (esvaziamento mais longo, conservação de enchente e fluxo inverso da planície antes do estofa) se mostram capazes de induzir a amplificação das marés. No caso da MMA, a constituinte meteorológica (período chuvoso – Fig. 5) deve ter se somado aos fatores internos e produzido essa maré excepcional.

A amplificação de maré é um fenômeno comum em estuários próximos à costa; Santos (2010) registrou amplificação máxima de 0,35 e 0,40 m nas marés de quadratura e sizígia, respectivamente, no estuário de Caravelas, a 10 km do litoral da Bahia, Nordeste do Brasil. Aqui foram constatadas a amplificação de 0,21 m (quadratura) e 0,17 m (sizígia). Trata-se de valores baixos, mas expressivos, perante a posição geográfica desse sistema estuarino em relação ao oceano.



**Figura 10.** Dados do monitoramento de maré entre 9 e 23 de março de 2020. O valor de  $h$  é 3,78 m, amplitude máxima recorrente. Note que a MMA foi plotada para fins de comparação.

Os dados relativos ao gradiente de salinidade demonstram que os efeitos marinhos têm sua influência enfraquecida na composição do parâmetro químico, o qual é regido pela descarga de água doce do Tocantins e seus tributários. Em vista disso, o papel dos mecanismos que influenciam o Estuário Superior pode ser categorizado da seguinte forma: o marinho exerce maior controle no parâmetro físico (micro e mesomars, oscilação no nível da água, circulação e inversão da corrente fluvial) e o mecanismo fluvial [que em parte imprime a assimetria na corrente] rege o parâmetro químico, isto é, corpo hídrico doce, controlando diretamente a fitoecologia. A descarga fluvial dilui a água salobra a jusante (i. e. Estuário Médio, Fig. 4-II), neutralizando eventuais impactos que a salinidade poderia ter sobre o ESP. Assim, a maré que penetra esse estuário apresenta-se dissociada da salinidade, semelhante ao rio La Plata, na Argentina (cf. WELLS, 1995). Trata-se, portanto, de ambiente fluviomarinho.

O domínio dos ecossistemas de água doce, constituído principalmente por espécies de *Euterpe oleracea* Mart. (açai), *Mauritia flexuosa* L. (buriti) e *Montrichardia linifera* (aninga) que recobrem a ZIt e a ZSp, reflete o controle fluvial na ecologia da paisagem (Fig. 11). Tipos botânicos do ecossistema transicional de manguezal (*Rhizophora* e *Avicennia*), que paradoxalmente ocorrem a jusante do Tocantins e no Maratauíra, devem estar associados à alta capacidade de adaptação dessas espécies aos parâmetros ecológicos desfavoráveis (e. g., água doce (cf. WANG et al., 2011)) ou, ainda, assinala condições ambientais diversas às do presente.

Estudo prévio sugere que a subida do nível do mar pós-glacial ocorrida no Holoceno Médio propiciou o surgimento de uma franja de manguezal na planície e ilhas proximais do baixo Tocantins (RIBEIRO; VALADÃO, 2020). Apesar da descida e estabilização do nível do mar no Holoceno Tardio, parte da franja desse ecossistema foi mantida na paisagem face à sua resiliência, afirmam esses autores. Diversos estudos têm mostrado que a implantação e dinâmica dos manguezais no litoral Norte (COHEN et al., 2012), Nordeste (RIBEIRO et al., 2018) e Sudeste (FRANÇA et al., 2013) do Brasil atenderam às flutuações marinhas holocênicas. De modo geral, o ecossistema de manguezal tem sido usado como bioindicador de mudanças paleoambientais (cf. BLASCO; SAENGER; JANODET, 1996). Em Marapatá seu desenvolvimento encontra-se limitado pela indisponibilidade salina, bem como pela competição com espécies do ecossistema de água doce que prosperam na paisagem moderna. A salinidade não detectável nesse setor controlado por mesomars confere a seus cursos hídricos uma condição especial que os distingue de rios, bem como de canais de maré. Nesse caso, tais cursos poderiam ser

designados de “rios de maré”, seguindo Cohen e McCarthy (1963), Wells (1995) e Cook, Sommerfield e Wong (2007). O fato de esvaziarem-se totalmente no estuário do rio Pará, ao invés do oceano, imprime no Tocantins e Maratauíra a característica introduzida por Emeka et al. (2010) aos rios de maré.

Baseado em uma tríade de critérios ambientais (1 - controle por marés; 2 - salinidade não detectável; 3 - esvaziamento do fluxo no estuário), os rios Maratauíra, Guajarazinho, Urubuéua, PIRAMANHA, Tucumanduba, Maúba, Panacuera, Timbuí, Maiauatá, Furo Grande, Quianduba, Maracapucu, Piquiarana, Itacuruçá, Abaeté e cursos adjacentes são rios de maré e muitos deles não constituem exatamente rios (sem nascente), mas elo de conexão entre diferentes corpos d'água (Fig. 8). É plausível considerar que parte de toda a rede de drenagem do Estuário Superior seja compatível com rios de maré, formando assim um grande sistema de rios de maré da Costa Norte do Brasil, incluindo o Capim (cf. FREITAS; SILVEIRA; ASP, 2012) e outros rios a jusante do ESP, não obstante suas particularidades. Em relação ao Tocantins, a designação de rio de maré pode ser aplicável ao seu baixo curso (adjacências de Baião à sua foz; Fig. 4).

Seguindo à altimetria dos ambientes, o mapeamento revela o predomínio de zonas sensíveis à incursão por marés, principalmente no CIOA, onde os ambientes no intervalo de 0 a 5 m representam 78,9% de sua área (Fig. 8). Entre os ambientes inundáveis, a ZIf fica submersa com maior frequência ( $\approx 18$  h) ao longo do ciclo diário. A exposição integral dessa zona ocorre na BMS. Durante a BMQ, apenas sua crista fica emersa (Fig. 11). Esse controle diferencial da ZIf por marés reflete na morfodinâmica e heterogeneidade dos depósitos sedimentares que a constitui, quais sejam, os lamosos (mais estáveis) e os arenosos (dinâmicos).

Os depósitos lamosos oferecem condições ideais para o desenvolvimento de bosques de *Montrichardia*, com ocasional presença de *Rhizophora*. Esses bosques têm grande relevância na proteção do substrato quanto aos processos erosivos (THAMPANYA et al., 2006; GILMAN et al., 2008), bem como desempenham papel importante na estabilidade geomorfológica dos ambientes ascendentes (ZIt e ZSp). Os depósitos arenosos, por outro lado, representados por barras transversais e longitudinais nos rios de maré, são constituídos por areia bem selecionada, geralmente de granulometria fina a média, formados em ambientes de alta energia (cf. REINECK; SINGH, 1980). Sua morfodinâmica resulta do atrito causado por fluxos de maré e pela energia das ondas na ausência de vegetação. Em razão do contínuo aporte sedimentar controlado por correntes bidirecionais da maré de sizígia, esses depósitos têm se expandido e migrado, inclusive, avançando sobre trechos lamosos, preenchendo espaços de acomodação pré-existentes e reduzindo a batimetria nos rios de maré.

Contrário à ZIf (sempre inundável), o ambiente da ZIt (várzea) é totalmente inundado apenas por marés de sizígia. Nas marés de quadratura o efeito da inundação   parcial (Figs. 7 e 11). A frequência de inunda o da ZIt pode ser definida pela razão entre o percentual de marés de sizígia maior de 3 m *versus* sua altimetria ( $\leq 3$  m). De acordo com a proje o, 55,4% das marés esperadas ao longo do ano causam a inunda o total desse ambiente. Apesar de inundável, a ZIt abriga grande parte da ocupa o antrópica através do uso de palafitas. Todavia, a popula o geralmente discrimina superfícies abaixo de 2,5 m.

G neros arbóreos lenhosos e palmeiras (Fig. 11) recobrem os depósitos silto-argilosos, ricos em matéria orgânica, com ocasional presença de areia fina da ZIt. Esses depósitos superf ciais da ZIt têm continuidade lateral e estendem-se até o limite das áreas inundáveis da ZSp. Nesse limite, ocorre a substitui o de depósitos silto-argilosos com lentes de areia fina por depósitos silto-arenosos, areno-siltosos e de areia fina a média, com matéria orgânica. Esse arranjo dos depósitos sedimentares da ZIt e ZSp decorre do trabalho das marés e fornece indícios do mecanismo envolvido no aporte e forma o dos sistemas sedimentares. Os sedimentos são distribuídos atendendo ao gradiente de energia, mecanismo de transporte e ambiente de deposi o, com sedimentos finos sendo depositados nos ambientes de baixa energia, enquanto os médios a mais grossos são arrastados para os de alta energia (cf. REINECK; SINGH, 1980; GUJAR; ANGUSAMY; RAJAMANICKAM, 2007). Esse gradiente energético

está presente nas marés (DYER, 1979) e o suprimento sedimentar decorre da circulação hidrodinâmica que transporta os materiais durante os ciclos de alta energia da maré de sizígia.

Segundo Costa (2014), o volume de material particulado em suspensão (MPS) transportado pelo Tocantins alcança a ordem 169.677,91 m<sup>3</sup>/s na enchente, contra -137.694,46 m<sup>3</sup>/s na vazante durante o período chuvoso, e no período seco, alcança 129.965,39 m<sup>3</sup>/s (enchente) e -104.585,09 m<sup>3</sup>/s (vazante), o que reforça a alta capacidade de transporte e suprimento de MPS aos ambientes inundáveis. Quando a maré incursa sobre a ZIt e ZSp, a areia fina é depositada sobretudo na fase máxima de inundação (redução de corrente), enquanto no estofo, com a energia do fluxo anulada, a fração fina (silte e argila) é depositada, originando sucessões silto-argilosas com lentes de areia fina (cf. REINECK; SINGH, 1980). Esse padrão deposicional tem sido registrado também na planície de maré da Ilha de Marajó (cf. SOUZA-FILHO; EL-ROBRINI, 1996; FRANÇA; SOUZA-FILHO; EL-ROBRINI, 2007). A respeito dos depósitos silto-arenosos com lentes de areias finas, areias médias e mal selecionadas que passam a ocorrer de modo caótico em trecho não sujeito à inundação da ZSp, sua fonte deve ser ascendente (Terra Firme) e o fornecimento decorre de processos erosivos.

O substrato da Terra Firme é caracterizado por irregularidades suaves (feições negativas de até 0,3 m), observadas desde o trecho terminal da ZSp (Fig. 11). Somando-se à cobertura vegetal, tais feições auxiliam na delimitação entre ZSp e TFi, pois realçam a transição, e ao mesmo tempo, destacam os ambientes não inundáveis. A respeito dos mecanismos que controlam essa morfologia, tendo em vista sua ocorrência acima do nível da maré, pode-se atribuí-los a processos erosivos guiados pela precipitação. Entretanto, consideramos que a cobertura vegetal e a baixa declividade dificultariam a formação de fluxos concentrados (cf. HORTON, 1945), tornando essa hipótese um pouco mais complexa. De modo geral, gênese e evolução sedimentar da TFi exigem investigação morfogenética e abordagem metodológica específicas, não incluídas, portanto, no escopo e objetivo deste trabalho.

As três categorias de ambientes inundáveis (ZIf, ZIt e ZSp) reconhecidas e mapeadas têm seu ciclo de inundação controlado por mesomarsés. A ZIf, ZIt e ZSp têm maior ocorrência geográfica no complexo insular, mas nem todo o Complexo Insular forma um grande ambiente inundável (planície fluviomarinha). Oposta à prévia interpretação, o CIOA é constituído também por ambientes acima do nível das marés, como retratado pela TFi.

No âmbito da TFi foram identificadas superfícies topográficas de  $\approx 7,6$  m no trecho mesocentral do CIOA, as quais formam um corredor com média altimétrica de 6 m, conectando os sítios S07 e S17 (Fig. 8). Além delas, foi reconhecida uma sequência de elevações semelhantes a norte, para a qual não foi possível determinar a altimetria exata pelo método aqui empregado, pois a maré não tinha proximidade lateral. Apesar da sequência de áreas elevadas ao norte (Fig. 8), dificilmente ocorrem superfícies de topografia  $> 8,5$  m no CIOA.

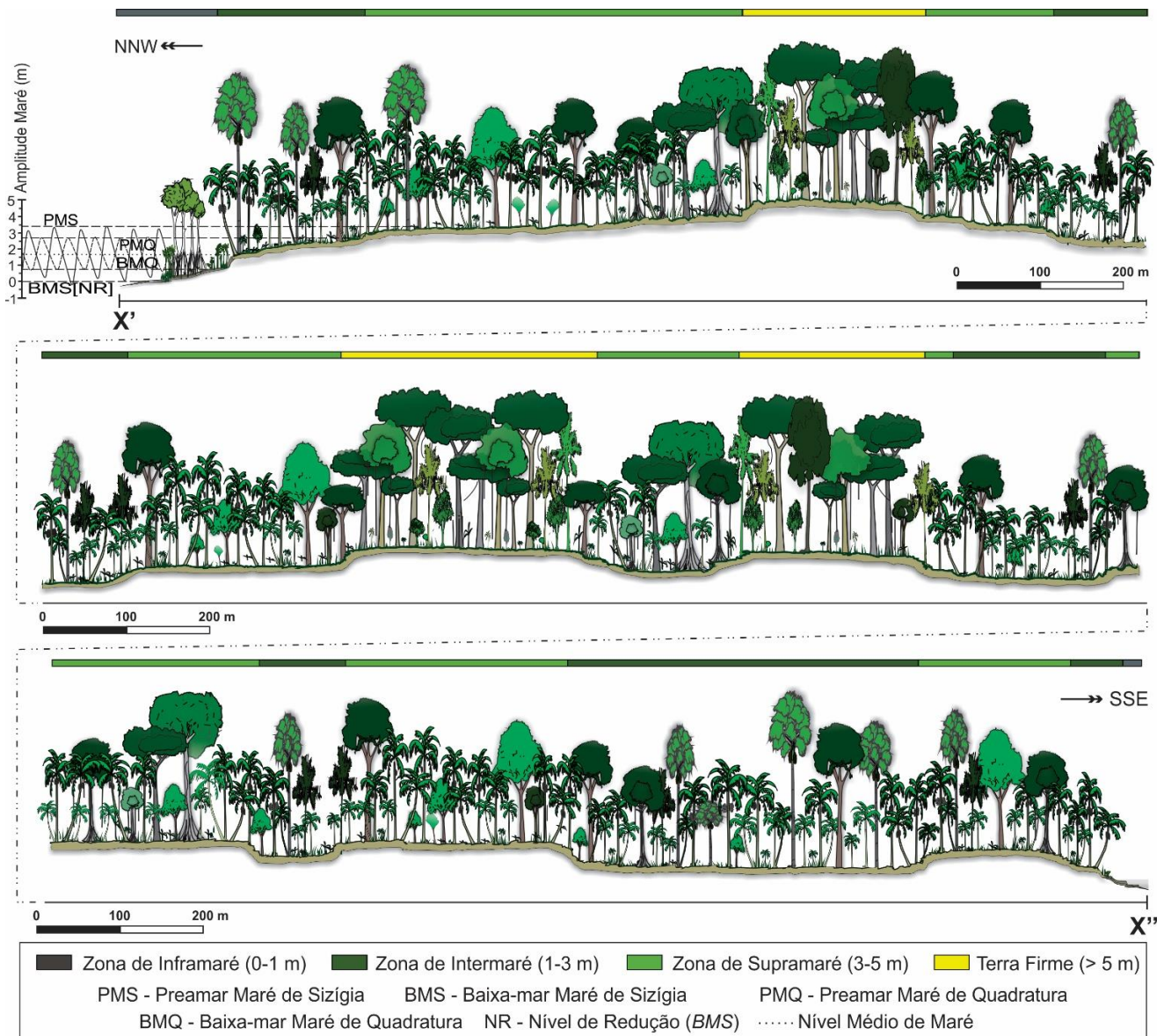
Gradiente altimétrico associado à distribuição geográfica dos ambientes inundáveis revelou particularidades geomorfológicas dificilmente mensuradas em abordagem não detalhada. Dentre essas particularidades do Complexo Insular, pode-se notar a distinção topográfica entre o setor norte (sistema Maracapucu-Piramanha à Ilha do Capim) direcionado ao mar, e o setor sul (sistema Maracapucu-Piramanha ao Rio Maiauatá) direcionado ao continente (Fig. 8). O setor sul é constituído de topografias mais baixas (ZIt e ZSp), com a TFi quase ausente. A norte o comportamento morfológico é inverso; a TFi passa a ocorrer desde o sistema Maracapucu-Piramanha, tornando-se recorrente nas proximidades da crista (Ilha do Capim). Neste setor norte, a TFi ocupa 39,6% dos ambientes, seguido pela ZSp com 38,8%, enquanto as zonas de baixa altimetria ( $< 3$  m) somam menos de 22%. Portanto, mais de 76% da porção norte do CIOA situa-se no intervalo acima de 3 m, enquanto ao sul, os ambientes abaixo de 3 m ocupam quase a metade (40,6%) de sua área (Fig. 8). Esses números fornecem uma visão mais pormenorizada acerca da localização dos ambientes mais suscetíveis à inundação.

As áreas mais afetadas pela hidrodinâmica estão voltadas ao continente, o que reduz relativamente sua suscetibilidade aos impactos induzidos por ondas, correntes de maré e erosão acelerada, geralmente convergente



sobre zonas frontais voltadas para o mar, como o norte do CIOA, posicionado na tríplice confluência dos rios Pará-Tocantins-Maratauíra. Contudo, a ocorrência desses ambientes na retaguarda do continente não reduz sua intrínseca suscetibilidade aos efeitos da inundação estuarina. Ao longo do ano, estima-se que 55,4% das marés são capazes de colocar 40% de todo setor sul abaixo do nível da preamar. Para o norte a mesma estimativa projeta inundação total de apenas 21,1% de sua área. Conseqüentemente, a sul devem ocorrer as áreas de maior acumulação de sedimentos, menor decomposição da matéria orgânica e maior renovação da água retida em nascentes, depressões superficiais e reservatórios subsuperficiais. Trata-se também do setor com maior ocorrência de sistemas sedimentares modernos, mas isso não permite defini-lo como sendo mais jovem em relação ao setor norte.

O setor sul é marcado por intensa dinâmica ambiental, regida por efeitos fluviomarinhos contínuos, enquanto o setor norte exibe menor subordinação, apresentando, portanto, maior estabilidade. Nesse sentido, o fator determinante é a altimetria dos ambientes, fortemente influenciado pela presença da TFi. O reconhecimento e caracterização da TFi ao longo do CIOA resulta em um confiável marcador geomórfico, tanto por discriminar os ambientes não sujeitos à influência de maré, quanto por evidenciar que nem todo o ambiente estuarino tem sua evolução associada à morfodinâmica moderna.



**Figura 11.** Perfil integrado dos ambientes inundáveis do Sistema Tocantins-Maratauíra, no Estuário Superior, considerando a fitoecologia, a altimetria, a declividade e os tipos de marés. Com direção noroeste-sudeste, o perfil se estende do rio Piramanha ao rio Maracapucu-Miri (ver localização na figura 8). Pequenos corpos hídricos denominados *igarapés* foram interceptados pelo transecto, mas devido à escala adota, esses *igarapés* não puderam ser plotados.

## 6. Conclusões

No estuário do rio Pará três zonas foram definidas, denominadas Estuário Inferior, Estuário Médio e Estuário Superior. A delimitação dessas zonas atendeu às particularidades que esse rio exhibe quanto às interações por marés, descarga fluvial e gradiente de salinidade. Os ambientes do Sistema Tocantins-Maratauíra foram reconhecidos como pertencentes ao Estuário Superior, cujo ciclo de inundação é regido por mesomarés com amplitude de até 3,78 m. Dentre esses ambientes, os mais suscetíveis à inundação estão no intervalo entre 0 e 3 m, os quais representam 39% do CIOA e têm maior ocorrência no setor sul, direcionado ao continente. Apesar da influência de mesomarés, a paisagem ecológica é constituída essencialmente por ecossistemas de água doce, consequência da alta descarga fluvial que neutraliza a salinidade no Estuário Médio, a jusante do STM. Ao Baixo Tocantins, Maratauíra e cursos acoplados à drenagem desses rios foi atribuída a designação de rios de maré, incluindo em suas características a ausência de salinidade e o esvaziamento de seus fluxos no estuário do rio Pará, ao invés do oceano.

A respeito da constituição ecológica dos ambientes inundáveis, não obstante o gradiente limnético e o domínio de ecossistemas de água doce, foi detectada a presença de tipos botânicos pertencentes ao manguezal, sugerindo que o nível do mar esteve acima do atual em um passado recente. Além disso, a ocorrência da Terra Firme (TFi) intraplanície fluviomarinha constitui outro marcador temporal na paisagem, tendo em vista sua dinâmica não associada às interações do estuário moderno. Assim, as espacialidades da franja de manguezal remanescente (marcador ecológico) e da TFi (marcador geomórfico) são heranças que apontam para mecanismos ambientais com magnitude diversa àqueles identificados e atualmente expressos na paisagem.

**Contribuições dos Autores:** Concepção, S. R. Ribeiro e R. C. Valadão; metodologia, S. R. Ribeiro; análise formal, S. R. Ribeiro e R. C. Valadão; escrita do artigo, S. R. Ribeiro; produção do material gráfico, S. R. Ribeiro; revisão e supervisão, R. C. Valadão. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

**Financiamento:** Esta pesquisa não recebeu nenhum financiamento externo.

**Agradecimentos:** À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de Doutorado ao primeiro autor, e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG-IGC, UFMG), pelo auxílio parcial para a execução dos trabalhos de campo. Os autores agradecem àqueles que deram suporte às atividades executadas em campo, bem como aos proprietários das áreas localizadas ao longo do Sistema Tocantins-Maratauíra, pela permissão de acesso aos sítios de monitoramento.

**Conflito de Interesse:** Os autores declaram não haver conflito de interesse.

## Referências

1. ALMEIDA, S. S.; AMARAL, D. D.; SILVA, A. S. L. Análise florística e estrutura de florestas de várzea no estuário amazônico. *Acta Amazônica*, v. 34, p. 513–524, 2004. DOI: 10.1590/S0044-59672004000400005
2. ANA. **HidroWeb.** Sistema de Informações Hidrológicas, 2019. Disponível em: <<http://www.snirh.gov.br/hidrotelemetria>>.
3. ARAÚJO, C. V. **Tempo de inundação da Ilha de Sirituba (Abaetetuba, PA).** Trabalho de Conclusão de Curso (Faculdade de Oceanografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 2017. 36p.
4. BEZERRA, M. O. M.; FREITAS, P. P.; BALTAZAR, L. R. S.; ROLLNIC, M.; PINHEIRO, L. Estuarine processes in macro-tides of Amazon estuaries: A Study of Hydrodynamics and Hydrometeorology in the Marajó Bay (Pará-Brazil). *Journal of Coastal Research*, v. 65, p. 1176–1181, 2013.
5. BLASCO, F.; SAENGER, P.; JANODET, E. Mangroves as indicators of coastal change. *Catena*, v. 27, p. 167–78, 1996. DOI: 10.1016/0341-8162(96)00013-6

6. BOSCH, J. M.; HEWLETT, J. D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 55, p. 3–23, 1982. DOI: 10.1016/0022-1694(82)90117-2
7. BRYCE, S.; LARCOMBE, P.; RIDD, P. V. The relative importance of landward directed tidal sediment transport versus freshwater flood events in the Normanby River estuary, Cape York Peninsula, Australia. **Marine Geology**, v. 149, p. 55–78, 1998. DOI: 10.1016/S0025-3227(98)00013-9
8. CALLÈDE, J.; COCHONNEAU, G.; RONCHAIL, J.; ALVEZ, F.V.; GUYOT, J.L.; GUIMARES, V.S.; de OLIVEIRA, E. Les apports en eau de l'Amazone à l'Océan Atlantique. **Journal of Water Science**, v. 23, p. 247–273. 2010. DOI: 10.7202/044688ar
9. CARR, M. L.; REHMANN, C. R.; STOECKEL, J. A.; PADILLA, D. K.; SCHNEIDER, D. W. Measurements and consequences of retention in a side embayment in a tidal river. **Journal of Marine Systems**, v. 49, p. 41–53, 2004. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2003.05.004
10. COHEN, B.; MCCARTHY, L. T. Salinity of the Delaware Estuary. **Del. Geol. Survey**, v. 10, p. 1–41, 1963. DOI: 10.3133/wsp1586B
11. COHEN, M. C. L.; PESSENDA, L. C. R.; BEHLING, H.; ROSSETTI, D. F.; FRANÇA, M. C.; GUIMARÃES, J. T. F.; FRIAES, Y.; SMITH, C. B. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. **Quaternary Science Reviews**, v. 55, p. 50–58, 2012. DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.08.019
12. COOK, T. L.; SOMMERFIELD, S. K.; WONG, K. C. Observations of tidal and springtime sediment transport in the upper Delaware Estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v.72, p. 235–246, 2007. DOI: 10.1016/j.ecss.2006.10.014
13. CORRÊA, I. S. Aplicação do diagrama de Pejrup na interpretação da sedimentação e da dinâmica do estuário da Baía de Marajó-Pa. **Pesquisas em Geociências**, v. 32, n. 2, 109–118, 2005. DOI: 10.22456/1807-9806.19551
14. COSTA, M. S. Aporte Hídrico e do Material Particulado em Suspensão para a Baía do Marajó: contribuição dos rios Jacaré Grande, Pará e Tocantins. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém. 2014. 83p.
15. DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Research**, v. 62, p. 1130–1146, 1992. DOI: 10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D
16. DANTAS, M.; TEIXEIRA, S. Origem das Paisagens. In: JOÃO, X., TEIXEIRA, S.; FONSECA, D. (org.) **Geodiversidade do Estado do Pará**. Belém: CPRM, 2013. p. 23–52.
17. DAVIES, J. L. A morphogenic approach to world shorelines. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 8., p. 27–42, 1964. DOI: 10.1127/zfg/mortensen/8/1964/127
18. DHN. **Tábua das Marés**, 2020. Marinha do Brasil. Disponível em: <<http://www.mar.mil.br>>.
19. DIONNE, J. C. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 7, p. 36–44, 1963.
20. DYER, K. R. Sediment transport processes in estuaries. In: PERILLO, G. M. E. (org.). **Geomorphology and Sedimentology of Estuaries**. Ed. Amsterdam: Elsevier, 1995. p. 423–449.
21. DYER, K.R. **Estuarine Hydrography and Sedimentation**. Cambridge University Press, 1979. 239p.
22. ELLIOTT, M.; MCLUSKY, D. S. The need for definitions in understanding estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 55, p. 815–827, 2002. DOI: 10.1016/j.ecss.2010.01.021
23. EL-ROBRINI, M.; RANIEIRI, L. A.; SILVA, P. V. M.; GUERREIRO, J. S.; ALVES, M. A. M. S.; OLIVEIRA, R. R. S.; SILVA, M. S. F.; AMORA, P. B. C.; EL ROBRINI, M. H.; FENZL, N. (2018). Pará. In: MUEHE, D. (org.). **Panorama da erosão costeira no Brasil**. MMA, Brasília: p. 66–166.
24. EMEKA, N. C.; ANTIA, V. I.; UKPONG, A. J.; AMAH, E. A.; NTEKIM, E. E. U. A study on the Sedimentology of tidal rivers: Calabar and Great Kwa, S. E. Nigeria. **Sci. Res. (Seychelles)**, v. 47, p. 370–386, 2010.
25. FAPESPA. Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas. **Estatísticas Municipais Paraenses: Igarapé-Miri**. Belém, 2016.
26. FITZGERALD, D. M.; BUYNEVICH, I. V.; FENSTER, M. S.; MCKINLAY, P. A. Sand dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary. **Sedimentary Geology**, v. 131, p. 25–49, 2000. DOI: 10.1016/S0037-0738(99)00124-4
27. FRANÇA C. F.; SOUZA-FILHO, P. W. M.; EL-ROBRINI, M. Análise faciológica e estratigráfica da planície costeira de Soure (margem leste da ilha de Marajó-PA), no trecho compreendido entre o canal do Cajuúna e o estuário Paracauari. **Acta Amazonica**, v. 37, p. 261–268, 2007. DOI: 10.1590/S0044-59672007000200013
28. FRANÇA, M. C.; COHEN, M. C. L.; PESSENDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; LORENTE, F. L.; BUSO JUNIOR, A. Á.; GUIMARÃES, J. T. F.; FRIAES, Y.; MACARIO, K. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. **Catena**, v. 110, p. 59–69, 2013. DOI: 10.1016/j.catena.2013.06.011
29. FREITAS, P. T. A.; SILVEIRA, O. F.; ASP, N. E. Tide distortion and attenuation in an amazonian tidal river. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 60, p. 429–446, 2012. DOI: 10.1590/S1679-87592012000400003

30. FURTADO, A. M. M.; PONTE, F. C. Mapeamento de Unidades de Relevo do Estado do Pará. **Revista GeoAmazônica**, v. 2, p. 56–67, 2013. DOI: 10.17551/2358-1778/geoamazonia.n1v2p56-67
31. GILMAN, E. L.; ELLISON, J.; DUKE, N. C.; FIELD, C. Threats to mangroves from climate change and adaptation options: A review. **Aquatic Botany**, v. 89, p. 237–250, 2008. DOI: 10.1016/j.aquabot.2007.12.009
32. GREGÓRIO, A. M. S.; MENDES, A. C. Characterization of sedimentary deposits at the confluence of two tributaries of the Pará River estuary (Guajará Bay, Amazon). **Continental Shelf Research**, v. 29, p. 609–618, 2009. DOI: 10.1016/j.csr.2008.09.007
33. GUIMARÃES, R. H. E. **Influência da sazonalidade sobre as águas estuarinas dos furos da ilha de Colares (baía do Marajó)**. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 2014. 114p.
34. GUJAR, A. R.; ANGUSAMY, N.; RAJAMANICKAM, G. V. Characterization of Opaques off Konkan Coast Maharashtra, Central West Coast of India. **Journal of Minerals e Materials Characterization e Engineering**, v. 6, p. 53–67, 2007. DOI: 10.4236/jmmce.2007.61005
35. HARRIS, P.; HEAP, A.; BRYCE, S.; PORTER-SMITH, R.; RYAN, D.; HEGGIE, D. Classification of Australian clastic coastal depositional environments based upon a quantitative analysis of wave, tidal, and river power. **Journal of Sedimentary Research**, v. 72, p. 858–870, 2002. DOI: 10.1306/040902720858
36. HOITINK, A. J. F.; JAY, D. A. Tidal river dynamics: implications for deltas. **Reviews of Geophysics**, v. 54, p. 240–272, 2016. DOI: 10.1002/2015RG000507
37. HOOVER, M. D.; HURSH, C. R. Influence of topography and soil-depth on runoff from forest land. **Transactions, American Geophysical Union**, v. 24, p. 693–698, 1943. DOI: 10.1029/TR024i002p00693
38. HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geol. Soc. Am. Bufl.**, v. 56, p. 275–370, 1945.
39. JAY, D. A.; SMITH, J. D. Circulation, density distribution and neap-spring transitions in the Columbia River Estuary. **Progress in Oceanography**, v. 25, p. 81–112, 1990. DOI: 10.1016/0079-6611(90)90004-L
40. JIANG, T.; SU, B.; HARTMANN, H. Temporal and spatial trends of precipitation and river flow in the Yangtze River Basin, 1961–2000. **Geomorphology**, v. 85, p. 143–154, 2007. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.03.015
41. KHADDOR, I.; ACHAB, M.; BEN JBARA, A.; ALAOUI, A. H. Estimation of Peak Discharge in a Poorly Gauged Catchment Based on a Specified Hyetograph Model and Geomorphological Parameters: Case Study for the 23–24 October 2008 Flood, KALAYA Basin, Tangier, Morocco. **Hydrology**, v. 6, p. 1–13, 2019. DOI: 10.3390/hydrology6010010
42. KJERFVE, B.; MAGILL, K. E. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. **Marine Geology**, v. 88, p. 187–199, 1989. DOI: 10.1016/0025-3227(89)90097-2
43. KRIAUCIUNIENE, J.; MEILUTYTE-BARAUSKIENE, D.; REIHAN, A.; KOLTSOVA, T.; LIZUMA, L.; SARAUSKIENE, D. Variability in temperature, precipitation and river discharge in the Baltic states. **Boreal Environment Research**, v.17, p. 150–162, 2012.
44. LESACK, L. F. W.; MARSH, P.; HICKS, F. E.; FORBES, D. L. Timing, duration, and magnitude of peak annual water-levels during ice breakup in the Mackenzie Delta and the role of river discharge. **Water Resour. Res.**, v. 49, p. 8234–8249, 2013. DOI: 10.1002/2012WR013198
45. LIMA, R. R.; TOURINHO, M. M.; COSTA, J. P. C. **Várzeas flúviomarinhas da Amazônia brasileira: características e possibilidades agropecuárias**. Belém: FCAP. SDI, 2001. 342p.
46. MACPHERSON, L.; HAIGH, I.; PATTIARATCHI, C. **Coastal flooding in the Peel Harvey Estuary and the effects of mean sea level rise**. In: Proceedings of the 20th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference and the 13th Australasian Port and Harbour Conference: diverse and developing. Barton ACT: Australia. 2011. p. 446–451.
47. MASCARENHAS, A. C. C.; CORREA, A. W. R.; CARNEIRO, A. C.; COSTA, M. S.; ROLLNIC, M.; MEDEIROS, C. Seasonal Exchanges of Salt and Suspended Particulates between the Sol Bay and the Pará River, Amazonian Coast. **Journal of Coastal Research**, v. 85, p. 111–115, 2018.
48. MORAES, B. C.; COSTA, J. M. N.; COSTA, A. C. L.; COSTA, M. H. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. **Acta Amazônica**, v. 35, p. 207–214. 2005. DOI: 10.1590/S0044-59672005000200010
49. NICHOLS, M. M.; BIGGS, R. B. Estuaries. In: Davis R. A. (org.). **Coastal sedimentary environments**. New York: Springer-Verlag, 1985. p. 77–186.
50. PIRATOBA, A. R. A.; RIBEIRO, H. M. C.; MORALES, G. P.; GONÇALVES, W. G. Caracterização de parâmetros de qualidade da água na área portuária de Barcarena, PA, Brasil. **Revista Ambiente & Água**, v. 12, p. 435–456, 2017. DOI: 10.4136/ambi-agua.1910
51. PRESTES, Y.O.; ROSÁRIO, R. P.; ROLLNIC, M.; SOUZA, M. **Volume transport in the tidal limit of the Pará River, Brazil**. Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS): Porto de Galinhas. 2014. p. 19–24.

52. QUEIROZ, J. A. L.; MACHADO, S. A.; HOSOKAWA, R. T.; SILVA, I. C. Estrutura e dinâmica de floresta de várzea no estuário amazônico no estado do Amapá. *Floresta*, v. 37, p. 339–352, 2007.
53. RAMOS, C. A. R. Qualidade ambiental, distribuição e densidade do Mesozooplâncton do estuário de Guajará-Miri, Vigia de Nazaré, NE do Estado do Pará. Dissertação (Mestrado em Ciência Animal) – Programa de Pós-Graduação em Ciência Animal, Universidade Federal do Pará, Belém. 2007. 126p.
54. RAWLS, W. J.; AHUJA, L.R.; BRAKENSIEK, D.; SHIRMOHAMMADI, A. Infiltration and soil water movement. In: MAIDMENT, D. (org.), **Handbook of Hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993. p. 1–5.
55. REINECK, H-E., SINGH, I. B. **Depositional Sedimentary Environments**. Second ed. New York: Springer-Verlag, 1980. 543p.
56. RIBEIRO, S. R.; BATISTA, J. E. L.; COHEN, M. C. L.; FRANÇA, M. C.; PESSENDA, L. C. R.; FONTES, N. A.; ALVES, I. C. C.; BENDASSOLLI, J. A. Allogenic and Autogenic Effects on Mangrove Dynamics from the Ceará Mirim River, Northeastern Brazil, during the Middle and Late Holocene. *Earth Surf. Process. Landforms*, v. 43, p. 1622–1635, 2018. DOI: 10.1002/esp.4342
57. RIBEIRO, S. R.; VALADÃO, R. C. Processos fluviomarinheiros associados à formação da Ilha Rasa, Sul da Baía de Marapatá, Nordeste do Pará, Brasil. *Arquivos de Ciências do Mar*, v. 53, p. 110–119, 2020. DOI: 10.32360/acmar.v53iEspecial.42659
58. ROSÁRIO, R. P.; BORBA, T. A. C.; SANTOS, A.S.; ROLLNIC, M. Variability of Salinity in Pará River Estuary: 2D Analysis with Flexible Mesh Model. *Journal of Coastal Research*, v. 75, p. 128–132, 2016
59. SANTOS, L. A. S. **Modelagem numérica da dinâmica do sistema estuarino Caravelas-Peruíbe, BA**. Dissertação (Doutorado em Oceanografia) - Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2010. 85p.
60. SCHUBEL, J. R.; HAYES, M. O.; PRITCHARD, D. W. **The estuarine environment: estuaries and estuarine sedimentation**. Washington: American Geological Institute, 1974.
61. SOUZA-FILHO, P. W. M., EL-ROBRINI, M. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da planície costeira Bragantina, nordeste do Pará, Brasil. *Geonomos*, v. 4, n. 2, p. 1–16, 1996. DOI: 10.18285/geonomos.v4i2.197
62. SILVA, C. S.; VIÉGAS, D. R.; SOUZA, E. C.; BARBOSA, C. C.; SILVA, A. S. Avaliação de salinidade, condutividade elétrica, sólidos totais dissolvidos e potencial de oxidação/redução das águas superficiais do rio Maratauíra-Abatetuba-PA. In: XIV Encontro de Profissionais da Química da Amazônia, 2015, Belém. *Anais...* Belém: 2015. p. 1–6.
63. SOUZA-FILHO, P. W. M.; LESSA, G. C.; COHEN, M. C. L.; COSTA, F. R.; LARA, R. J. The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the eastern Amazon coast, Northern Brazil. In: DILLENBURG, S. F.; HESP, P. A. (org.). **Geology and Geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. New York: Springer-Verlag, 2009. p. 347–376.
64. SPEER, P. E.; AUBREY, D. G. A. study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems. Part II: Theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 21, p. 207–224. 1985. DOI: 10.1016/0272-7714(85)90096-4
65. THAMPANYA, U.; VERMAAT, J. E.; SINSAKUL, S.; PANAPITUKKUL, N. Coastal erosion and mangrove progradation of Southern Thailand. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 68, n. 1-2, p. 75–85, 2006. DOI: 10.1016/j.ecss.2006.01.011
66. VRIEND, H. J. Advances in morphodynamics of tidal rivers and estuaries. In: International Conference on Estuaries and Coasts, 2003, Hangzhou. **Proceedings...** Hangzhou: IRTCES, 2003. p. 3–10. ISBN 7-900662-67-7.
67. WANG, W.; YAN, Z.; YOU, S.; ZHANG, Y.; CHEN, L.; LIN, G. Mangroves: obligate or facultative halophytes? A review. *Trees*, v. 25, p. 953–963, 2011. DOI: 10.1007/s00468-011-0570-x
68. WELLS, J. T. Tide-dominated estuaries and tidal rivers. In: PERILLO, G. M. E. (org.). **Geomorphology and Sedimentology of estuaries**. Amsterdam: Elsevier, 1995. p. 179–205. DOI: 10.1016/S0070-4571(05)80026-3
69. WRIGHT, L. D.; COLEMAN, J. M.; THOM, B. G. Process of channel development in a high-tide range environment: Cambridge Gulf–Ord River Delta, Australia. *Journal of Geology*, v. 81, p. 15–41, 1973. DOI: 10.1086/627805



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.