



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGGEO**

**ANÁLISE DE ANOMALIAS NA REDE DE DRENAGEM DA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO BALSAS, MARANHÃO**

**BRUNA KAROL DE SOUSA QUIRINO MOREIRA**

São Luís  
2023

**BRUNA KAROL DE SOUSA QUIRINO MOREIRA**

**ANÁLISE DE ANOMALIAS NA REDE DE DRENAGEM DA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO BALSAS, MARANHÃO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal do Maranhão, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Geografia.

Linha de Pesquisa: Ambiente e Análise Espacial.  
Orientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Helen Nébias Barreto.

São Luís  
2023

Ficha gerada por meio do SIGAA/Biblioteca com dados fornecidos pelo(a) autor(a).  
Diretoria Integrada de Bibliotecas/UFMA

Moreira, Bruna Karol de Sousa Quirino.

Análise de anomalias na rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Balsas, Maranhão / Bruna Karol de Sousa Quirino Moreira. - 2023.

125 p.

Orientador(a): Helen Nébias Barreto.

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 2023.

1. Anomalias de drenagem. 2. Bacia hidrográfica do rio Balsas. 3. Estrutura geológica. 4. Maranhão. I. Barreto, Hélen Nébias. II. Título.

**BRUNA KAROL DE SOUSA QUIRINO MOREIRA**

**ANÁLISE DE ANOMALIAS NA REDE DE DRENAGEM DA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO BALSAS, MARANHÃO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal do Maranhão, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Geografia.

**Aprovada em:**

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Helen Nébias Barreto  
(Orientadora)  
Universidade Federal do Maranhão - UFMA

---

Prof. Dr. José Fernando Rodrigues Bezerra  
(Membro externo)  
Universidade Estadual do Maranhão - UEMA

---

Prof. Dr. Antônio Cordeiro Feitosa  
(Membro interno)  
Universidade Federal do Maranhão - UFMA

São Luís  
2023

*Dedico este trabalho aos meus pais, Vicente de Paulo Melo Quirino e Maria Eunides de Sousa Quirino, por todo zelo, apoio e dedicação.*

## AGRADECIMENTOS

À Deus que com toda a sua bondade me permitiu alcançar meus objetivos, nas quais pareciam distante da minha realidade, porém muito próximo de seus desígnios;

Aos meus pais Maria Eunides e Vicente de Paulo, por toda dedicação e esforço para me ajudar nessa caminhada, meus orientadores e amigos de todas as horas;

Ao meu marido Jefferson Moreira, pelo companheirismo, pela amizade e parceria de sempre. A nossa caminhada e as nossas metas em comum, me dá força para vencer os desafios diários;

À minha prima e irmã Lussandra Sousa pela força, amizade e carinho dedicado em vários momentos da minha vida;

Aos Professores que fizeram parte da minha jornada desde os primeiros anos de vida, todos com a sua extrema importância para que eu chegasse aqui;

À minha querida irmã Glenda Rafaela, por toda a força empregada no intuito de me motivar a seguir sempre em frente trilhando caminhos corretos e seguros que a vida acadêmica pode proporcionar, o apoio em todos os momentos de aflição e angústia que a vida pessoal proporcionava sempre que tentava me direcionar em sentido oposto àquilo que eu queria para meu futuro.

À minha orientadora, Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup> Helen Nébias Barreto, que tenho muito orgulho e admiração. Já é parte importante da minha história de vida e de luta, sempre me apoiando e auxiliando.

*"Ninguém entra no mesmo rio uma segunda vez,  
pois quando isso acontece já não se é o mesmo,  
assim como as águas que já serão outras."*

*Heráclito*

MOREIRA, Bruna Karol de S. Quirino. **Análise de anomalias na rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Balsas, Maranhão**. 2023. 125 p. Dissertação de Mestrado em Geografia - Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 2023.

## RESUMO

As anomalias de drenagem correspondem a discordâncias locais dos padrões da drenagem que indicam desvios topográficos, decorrentes principalmente, de processos morfoestruturais e morfotectônicos. A compreensão sobre o contexto geomorfológico, geológico e tectônico dentro de uma bacia hidrográfica, é primordial para os estudos acerca dos efeitos das deformações na crosta e dos processos morfogênicos que atuam na configuração da rede de drenagem. Esta pesquisa, busca investigar a influência morfotectônica e morfoestrutural no arranjo de canais da bacia do rio Balsas, localizada na Mesorregião Sul do Estado do Maranhão, a partir da identificação e análise de anomalias de drenagem. A bacia do rio Balsas situa-se na Bacia Sedimentar do Parnaíba, compreendendo uma área de aproximadamente 25.600 km<sup>2</sup>, com poligonal em formato alongado com direção SW-NE. A pesquisa foi desenvolvida com base na abordagem teórica e metodológica geossistêmica, a técnica foi apoiada no geoprocessamento a partir da manipulação de dados de sensoriamento remoto em ambiente de Sistema de Informação Geográfica, onde foram utilizados: Modelo Digital de Elevação do projeto TOPODATA/INPE (2008), com resolução de 30 m, imagens do satélite *RapidEye*, de 2011, com resolução de 5 m, além de dados vetoriais adquiridos por meio de órgãos oficiais e de processo de vetorização manual. Variáveis geomorfológicas da bacia e da rede de drenagem, bem como, índices morfométricos, foram aplicados para a análise de anomalias geomórficas nos canais, no intuito de investigar evidências de controle estrutural e/ou tectônico. Os índices morfométricos aplicados foram: Densidade de Drenagem (Dd), Densidade Hidrográfica (Da), Declividade Média da bacia (Dm), Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT), Fator de Assimetria de bacia da drenagem (FABD), Relação Declividade e Extensão - RDE e elaboração de Perfis Topográficos no processo de análise da evolução geomorfológica da área de estudo. A subdivisão da bacia do Balsas em sub-bacias foi realizada para melhor compreensão das diferenciações locais, durante a análise dos parâmetros morfométricos. Os resultados de FSTT e FABD mostram influência tectônica na bacia do Balsas, que possui um nível de basculamento moderado, provocando um deslocamento do rio principal para a margem direita, de forma mais acentuada no médio curso. Na sub-bacia do riacho Coité foram encontrados os maiores índices de assimetria, expressando alto basculamento que migra o canal principal para a margem esquerda em relação ao eixo central da sub-bacia. A Dd da área total da bacia do Balsas é de 0,59 km/km<sup>2</sup>, a Dh é 0,18 canal por km<sup>2</sup>, sendo consideradas mediana Dd e baixa Dh. A Dm identificada na bacia do Balsas coincide com a predominância dos relevos suavemente ondulado e plano, somando quase 80% da superfície da bacia. A Dm encontrada está associada principalmente a extensas áreas planas em topos de chapadas cujas bordas apresentam expressivas zonas de escarpas que atingem declividade superior a 75%. A aplicação do índice RDE evidenciou grande densidade de rupturas de declive indicativas de anomalias de primeira ordem na sub-bacia do Balsas II, Neves e Cocal, respectivamente. A partir da análise da evolução geomorfológica da bacia foi possível levantar a hipótese de ocorrência de capturas fluviais, onde a bacia do Balsas possivelmente capturou drenagem da bacia do rio Itapecuru e teve canais e áreas incorporadas à bacia do rio Tocantins.

**Palavras-chave:** Anomalias de drenagem; Estrutura geológica; Bacia hidrográfica do rio Balsas; Maranhão.



MOREIRA, Bruna Karol de S. Quirino. **Analysis of anomalies in the drainage network of the Balsas river basin, Maranhão**. 2023. 125 p. Master's Dissertation in Geography - Federal University of Maranhão, São Luís, 2023.

### ABSTRACT

Drainage anomalies correspond to local disagreements in drainage patterns that indicate topographic deviations, resulting mainly from morphostructural and morphotectonic processes. Understanding the geomorphological, geological and tectonic context within a drainage basin is essential for studies on the effects of deformation on the crust and the morphogenic processes that act on the configuration of the drainage network. This research aims to investigate the morphotectonic and morphostructural influence on the arrangement of channels in the Balsas drainage basin, located in the Southern Mesoregion of the state of Maranhão, based on the identification and analysis of drainage anomalies. The Balsas drainage basin is located in the Parnaíba Sedimentary Basin, comprising an area of approximately 25,600 km<sup>2</sup>, with an elongated polygonal shape in the SW-NE direction. The research was developed based on the geosystemic theoretical and methodological approach, the technique was supported by geoprocessing from the manipulation of remote sensing data in a Geographic Information System environment, where the following were used: Digital Elevation Model from the TOPODATA/INPE project (2008), with a resolution of 30 m, images from the RapidEye satellite, from 2011, with a resolution of 5 m, in addition to vector data acquired through official government agencies and a manual vectorization process. Geomorphological variables of the basin and drainage network, as well as morphometric indices, were applied to analyze geomorphic anomalies in the channels, in order to investigate evidence of structural and/or tectonic control. The morphometric indices applied were: Drainage Density (Dd), Hydrographic Density (Da), Average Basin Slope (Dm), Transverse Topographic Symmetry Factor (FSTT), Drainage Basin Asymmetry Factor (FABD), Stream-Gradient Index (RDE index) and preparation of Topographic Profiles in the process of analyzing the geomorphological evolution of the study area. The subdivision of the Balsas basin into sub-basins was carried out to better understand local differences during the analysis of morphometric parameters. The FSTT and FABD results show tectonic influence in the Balsas basin, which has a moderate level of tipping, causing a displacement of the main river towards the right bank, more accentuated in the middle course. In the Coité drainage sub-basin, the highest rates of asymmetry were found, expressing high tilting that migrates the main channel to the left bank in relation to the central axis of the sub-basin. The Dd of the total area of the Balsas drainage basin was 0.59 km/km<sup>2</sup>, the Dh is 0.18 channels per km<sup>2</sup>, with medium Dd and low Dh being considered. The Dm identified in the Balsas basin coincides with the predominance of gently undulating and flat reliefs, accounting for almost 80% of the basin's surface. The Dm found is mainly associated with extensive flat areas on the tops of plateaus whose edges have significant areas of scarps that reach a slope greater than 75%. The application of the RDE index showed a high density of knickpoints indicative of first-order anomalies in the Balsas II, Neves and Cocal sub-basins, respectively. Based on the analysis of the geomorphological evolution of the basin, it was possible to hypothesize the occurrence of river capture, where the Balsas basin possibly captured drainage from the Itapecuru drainage basin and had channels and areas incorporated into the Tocantins drainage basin.

**Keywords:** Drainage anomalies; Geological structure; Balsas drainage basin; Maranhão.

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>15</b>
<b>2. GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA E ESTRUTURAL E A CONFIGURAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM.....</b>	<b>20</b>
<b>2.1 Geossistemas: a geomorfologia nos estudos integrados .....</b>	<b>20</b>
<b>2.2 Geomorfologia Tectônica e Estrutural .....</b>	<b>25</b>
<b>2.3 Geomorfologia Fluvial.....</b>	<b>28</b>
<b>2.3.1 Desenvolvimento do Canal Fluvial.....</b>	<b>28</b>
<b>2.3.2 Padrão de Drenagem.....</b>	<b>32</b>
<b>2.2.3. Influência Estrutural nos Canais Fluviais.....</b>	<b>34</b>
<b>2.2.3.1 Lineamentos Morfoestruturais e Deformações Tectônicas.....</b>	<b>34</b>
<b>2.2.3.2 Anomalias de Drenagem .....</b>	<b>37</b>
<b>3. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS .....</b>	<b>39</b>
<b>3.1 Levantamento Bibliográfico e Aquisição de Dados Cartográficos .....</b>	<b>41</b>
<b>3.1.1 Levantamento Bibliográfico.....</b>	<b>41</b>
<b>3.1.2 Aquisição e Processamento de Dados Cartográficos .....</b>	<b>41</b>
<b>3.1.2.1 Dados Matriciais.....</b>	<b>41</b>
<b>3.1.2.2 Dados Vetoriais.....</b>	<b>44</b>
<b>3.2 Parâmetros Morfométricos Aplicados à Análise da Rede de Drenagem .....</b>	<b>45</b>
<b>3.3 Análise Lito-Estratigráfica e Estrutural.....</b>	<b>50</b>
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>51</b>
<b>4.1 Caracterização da área de estudo .....</b>	<b>51</b>
<b>4.1.1 Localização e Situação Geográfica da Área de Estudo .....</b>	<b>51</b>
<b>4.1.2 Contexto Geológico Regional.....</b>	<b>52</b>
<b>4.1.2.1. A Evolução Geológica da Região da Bacia Sedimentar do Parnaíba.....</b>	<b>52</b>
<b>4.1.2.2. Contexto Geotectônico e Principais Lineamentos Estruturais.....</b>	<b>54</b>
<b>4.1.2.3. Principais Unidades Litológicas da Bacia do Rio Balsas.....</b>	<b>54</b>
<b>4.1.3 Contexto Geomorfológico Regional.....</b>	<b>58</b>
<b>4.1.4 Clima.....</b>	<b>62</b>
<b>4.1.5 Hidrografia .....</b>	<b>62</b>
<b>4.1.6 Cobertura Vegetal.....</b>	<b>67</b>
<b>4.1.7 Cobertura Pedológica.....</b>	<b>70</b>
<b>4.2 Análise Morfométrica da Bacia do Rio Balsas.....</b>	<b>72</b>
<b>4.2.1 Declividade da Bacia do Rio Balsas.....</b>	<b>75</b>
<b>4.2.2 Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT).....</b>	<b>77</b>
<b>4.2.3 Fator de Assimetria de Bacia da Drenagem (FABD) .....</b>	<b>82</b>
<b>4.2.4 Relação Declividade e Extensão - RDE.....</b>	<b>83</b>

<b>4.3 Análise da Influência Litológica e Estrutural na Rede de Drenagem da Bacia do Rio Balsas .....</b>	<b>95</b>
<b><i>4.3.1 Evolução geomorfológica da região da bacia hidrográfica do rio Balsas .....</i></b>	<b>95</b>
<b>5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>108</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>112</b>

## **LISTA DE SIGLAS**

ANA - Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico  
BDiA - Banco de Dados de Informações Ambientais  
BHB - Bacias Hidrográficas do Brasil  
CIM - Carta Internacional do Mundo ao Milionésimo  
CNRH - Conselho Nacional dos Recursos Hídricos  
CODEVASF - Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e do Parnaíba  
CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil  
CRFB – Constituição da República Federativa do Brasil  
DNH - Divisão Hidrográfica Nacional  
DSG - Diretoria de Serviços Geográficos do Exército  
EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária  
FABD - Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem  
FSTT - Fator de Simetria Topográfica Transversal  
IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística  
INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
MDE - Modelo Digital de Elevação  
MMA - Ministério do Meio Ambiente e Mudança do Clima  
PNRH - Política Nacional dos Recursos Hídricos  
RDE - Relação Declividade-Extensão  
SBCR - Sistema Brasileiro de Classificação de Relevo  
SiBCS – Sistema Brasileiro de Classificação de Solos  
UGB - União da Geomorfologia Brasileira

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 01</b> - Mapa de localização da bacia do rio Balsas – Contexto geomorfológico e hidrográfico regional.....	17
<b>Figura 02</b> - Fluxograma de execução dos métodos da pesquisa.....	40
<b>Figura 03</b> - Mapa de articulação de folhas do IBGE na escala 1:250.000.....	44
<b>Figura 04</b> - Mapa de localização da bacia do rio Balsas .....	51
<b>Figura 05</b> - Mapa de geologia da bacia do rio Balsas.....	55
<b>Figura 06</b> - Mapa geomorfológico da bacia do rio Balsas.....	59
<b>Figura 07</b> - Mapa hipsométrico da bacia do rio Balsas.....	61
<b>Figura 08</b> - Mapa de clima da bacia do rio Balsas. ....	62
<b>Figura 09</b> - Mapa hidrográfico da bacia do rio Balsas.....	64
<b>Figura 10</b> - Mapa de sub-bacias da bacia do rio Balsas.....	66
<b>Figura 11</b> - Mapa de vegetação da bacia do rio Balsas.....	68
<b>Figura 12</b> - Mapa pedológico da bacia do rio Balsas.....	71
<b>Figura 13</b> - Mapa de declividade da bacia do rio Balsas.....	76
<b>Figura 14</b> - Mapa de dados de Fator de Simetria Topográfica Transversal da bacia do rio Balsas.....	79
<b>Figura 15</b> - Mapa de estimativa de densidade de <i>knickpoints</i> na bacia do rio Balsas.....	86
<b>Figura 16</b> - Mapa de distribuição dos principais <i>knickpoints</i> na bacia do rio Balsas a partir de valores de RDEs.....	88
<b>Figura 17</b> - Perfil longitudinal do rio Balsas e seus principais afluentes.....	90
<b>Figura 18</b> - Anomalias de primeira ordem nos perfis longitudinais de canais na bacia do rio Cocal.....	92
<b>Figura 19</b> - Anomalias de primeira ordem nos perfis longitudinais de canais na bacia do rio Neves.....	93
<b>Figura 20.1</b> - Perfis topográficos e análise da evolução geomorfológica da região da bacia do Balsas.....	100
<b>Figura 20.2</b> Áreas com possíveis capturas fluviais entre as bacias do Itapecuru/Balsas e Tocantins/Balsas.....	101
<b>Figura 20.3</b> Perfis topográficos do alto, médio e baixo curso da bacia do rio Balsas.....	102

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> - Parâmetros morfométricos aplicados à bacia hidrográfica do rio Balsas.....	32
<b>Tabela 2</b> - Classificação da densidade de drenagem (Dd).....	33
<b>Tabela 3</b> - Distribuição de classes de declividade.....	34
<b>Tabela 4</b> - Dados morfométricos da bacia do rio Balsas.....	57
<b>Tabela 5</b> - Dados morfométricos das sub-bacias do rio Balsas.....	58
<b>Tabela 6</b> - Dados de declividade das sub-bacias.....	61
<b>Tabela 7</b> - Fator de simetria topográfica transversal (FSTT) da bacia do Balsas.....	64
<b>Tabela 8</b> - Fator de simetria topográfica transversal (FSTT) das sub-bacias do Balsas.....	65
<b>Tabela 9</b> - Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD) .....	67

## LISTA DE QUADROS

<b>Quadro 1</b> - Tipos de padrões de drenagem quanto à sua geometria.....	21
<b>Quadro 2</b> - Distribuição de Bandas nas faixas do espectro eletromagnético do satélite <i>RapidEye</i> .....	29
<b>Quadro 3</b> - Dados matriciais utilizados na execução da pesquisa .....	29
<b>Quadro 4</b> - Dados vetoriais utilizados na execução da pesquisa.....	30
<b>Quadro 5</b> - Correlação entre os grupos taxonômicos geomorfológicos da bacia do rio Balsas.....	48
<b>Quadro 6</b> - Caracterização da vegetação da bacia hidrográfica do rio Balsas.....	55

## 1. INTRODUÇÃO

Desde o final do século XIX, busca-se compreender o papel dos rios como objeto de estudo científico dentro do escopo da geomorfologia. As primeiras teorias geomorfológicas em estudos acadêmicos indicavam a função desempenhada pelos rios através da investigação quanto ao funcionamento, características, dinâmicas e influências dos corpos hídricos na evolução do modelado terrestre.

Nesse contexto, a geomorfologia fluvial desenvolveu métodos e concepções específicas que tem como fundamento, a interpretação da evolução dos sistemas fluviais e da configuração da paisagem resultante do trabalho geomorfológico dos rios (Charlton, 2008). A Geomorfologia fluvial, portanto, é aplicada ao estudo dos processos e das formas relacionadas ao escoamento dos rios, que integram os agentes mais relevantes acerca de transporte de materiais intemperizado e de importância ímpar nos processos morfogenéticos (Christofoletti, 1980; Cunha, 2011).

A morfotectônica possui um conjunto de abordagens relevantes para o estudo da morfogênese, sendo um competente instrumento de identificação de movimentos que moldam as formas de relevo, pois permite entender os fatos pretéritos que estruturaram o cenário atual, e ainda, a susceptibilidade desses ambientes às mudanças abruptas (Hiruma, 1999; Suguio, 2010).

A análise morfotectônica tem se sobressaído junto aos estudos dos sistemas fluviais a partir de métodos sistêmicos e racionais por meio da aplicação de parâmetros quantitativos e ao uso de modelos, associados a questões qualitativas do relevo (Missura, 2013). Para Christofoletti (1979), todos os sistemas naturais são dinâmicos e capazes de modificar os seus estados através de reorganização contínua, por meio das transferências de massa e energia. Nesse contexto, a aplicação da Teoria Geral dos Sistemas nos estudos geomorfológicos permite a abordagem integrada dos elementos naturais na análise dos fenômenos.

Christofoletti (1979) e Leopold, Wolman e Miller (1964), ressaltam que em todas as análises morfológicas e topológicas de redes fluviais estão subtendidos conceitos sistêmicos, onde as bacias hidrográficas, configuram unidades geomorfológicas fundamentais. Segundo Marques Neto (2008, p. 12), dentro da geografia, “a abordagem sistêmica mostra uma tendência de sobreposição conceitual entre paisagem e geossistema, sendo comumente discutidos de forma associada, e por vezes, considerados a mesma categoria de análise”. Assim, tanto a paisagem quanto os geossistemas, que são de natureza sistêmica, são essenciais nos estudos de natureza física e territorial.



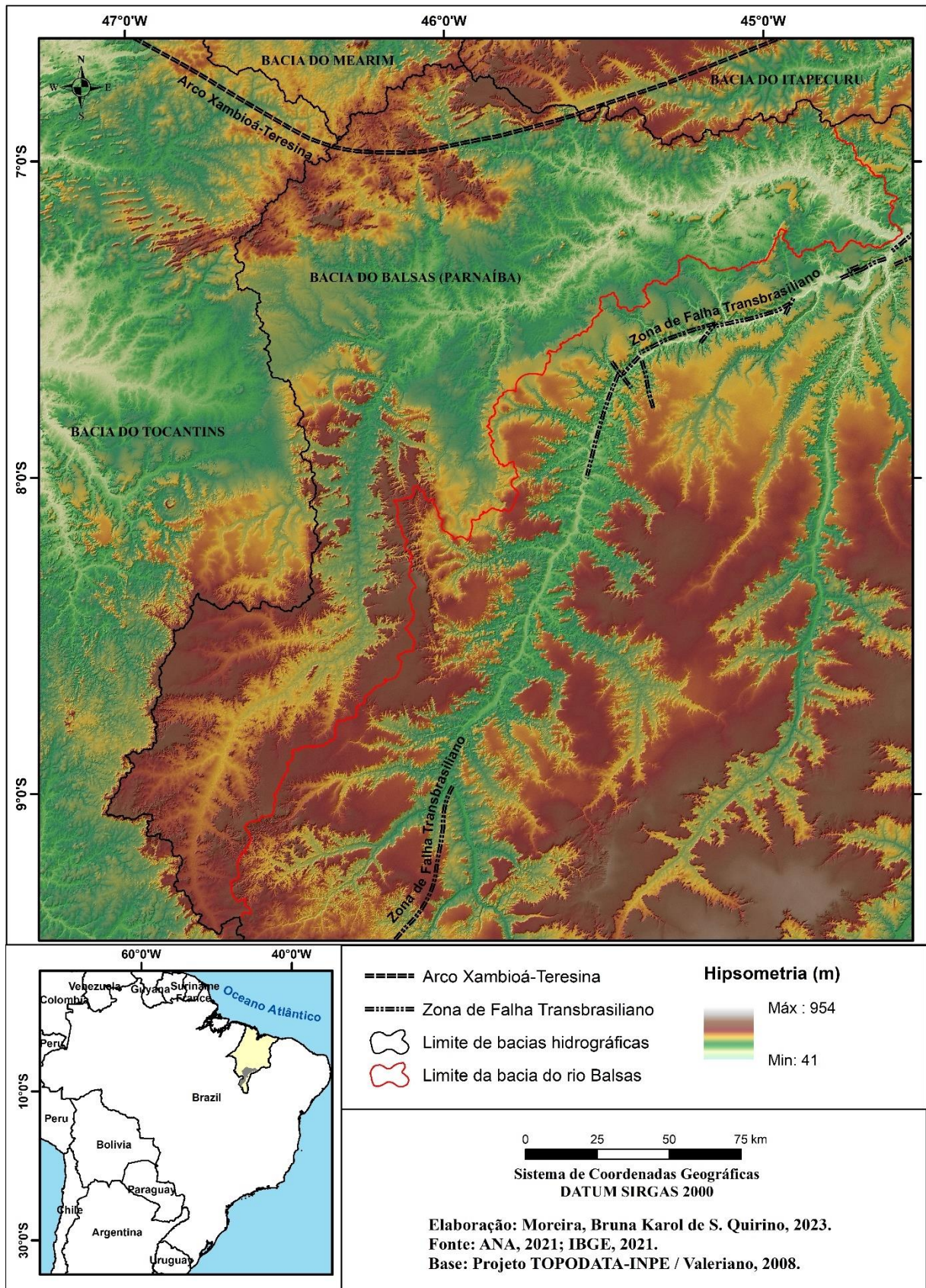
Baseado nesses conceitos, depreende-se que os canais fluviais tendem a fluir em concordância com a composição litológica e arcabouço estrutural, sendo influenciado ainda, pela declividade e tipo de terreno, que passam a determinar tipo de canais, direções, sinuosidades, entre outros atributos (Firmino; Sousa Filho, 2017). Desse modo, os processos ocorridos na área de uma bacia hidrográfica acarretam modificações nos perfis dos canais, fazendo com que a região se adapte às novas condições impostas, passando a adquirir anomalias em seu padrão de drenagem na busca pelo equilíbrio.

Os setores anômalos na drenagem podem, assim, estar associados ao controle lito-estrutural, à dureza das rochas e às zonas de falhamentos. Desta forma, é compreendido que os rios podem fornecer informações primordiais acerca do controle tectônico e litológico, uma vez que a ocorrência de anomalias na drenagem é forte indicadora dessa influência (Firmino; Sousa Filho, 2017). A análise do comportamento da drenagem com ênfase nos seus padrões, morfometrias (padrões de fluxo), e formas (anomalias de drenagem) é relevante para a elucidação sobre o contexto geológico e geomorfológico regional, bem como, dos processos estruturais atuantes (Couto *et al.*, 2011; Hayakawa; Rossetti, 2012).

Assim, a bacia hidrográfica, por ser um sistema individualizado, pode ser considerada como fonte de dados essenciais para a obtenção de informações sobre a progressão e/ou desenvolvimento do modelado da superfície terrestre. A bacia do rio Balsas, portanto, é a unidade de recorte espacial e analítico para este estudo. De acordo com a base de dados geográficos das Bacias Hidrográficas do Brasil – BHB e Divisão Hidrográfica Nacional - DHN, da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico – ANA em parceria com o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, publicada em 2021. Balsas é uma bacia de nível 4, classificada como Microrregião hidrográfica inserida na Mesorregião hidrográfica do Parnaíba.

A bacia do rio Balsas situa-se na margem esquerda do rio Parnaíba, no seu alto curso, na Macrorregião Sul do Estado do Maranhão (Figura 01). Ao Norte, faz fronteira com as Microrregiões hidrográficas do Itapecuru e Mearim (Macrorregião Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental); a Leste, limita-se com a Microrregião do Alto Parnaíba (Macrorregião Hidrográfica do Parnaíba); a Oeste, margeia a Microrregião hidrográfica do Médio Tocantins; e ao Sul, a Microrregião do rio do Sono (Macrorregião Hidrográfica Tocantins-Araguaia) (ANA, 2021).

**Figura 01:** Mapa de localização da bacia do rio Balsas: contexto hipsométrico e hidrográfico regional



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Geologicamente a área de estudo está localizada na Bacia Sedimentar do Parnaíba. Esta, encontra-se inserida na Plataforma Sul-Americana, classificada por Brito Neves (1983) como Intracratônica típica, possui uma espessura máxima de 3.400 metros e ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup>, recobrando os estados do Piauí e Maranhão, e parte do Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. Ao Norte a Bacia Sedimentar do Parnaíba está limitada pelo Arco Ferrer Urbano Santos, separando as bacias de São Luís e Barreirinhas na margem continental; ao Sul, limita-se com a Bacia Sanfranciscana sendo separada pelo Arco do Médio São Francisco, e a Noroeste, pelo Arco de Tocantins, que a separa da Bacia de Marajó (Góes *et al.*, 1990).

Dos estudos com viés geomorfológico para essa área, se destacam os trabalhos de grande e média escala como os levantamentos realizados pelo projeto RADAMBRASIL (1973; 1974), os estudos geológicos de Vaz *et al.* (2007) e de Goés (1995), o projeto Geodiversidade do Maranhão, elaborado pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) (2013) e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (2019), para Base Cartográfica Contínua do Brasil.

O mapeamento geomorfológico no Brasil, é produto da adequação e atualização do levantamento integrado dos recursos naturais realizados pelo projeto RADAMBRASIL. Segundo Aquino e Valadares (2013), esse projeto tinha como objetivo a observação e catalogação de informações temáticas sobre os recursos naturais em escalas mais detalhadas para todo o território nacional, apoiados na interpretação de imagens de radar e trabalhos de campo. Em meados dos anos de 1980, o acervo e a equipe técnica do projeto RADAMBRASIL foi incorporado ao IBGE, passando a ter a incumbência do levantamento sistemático dos recursos naturais brasileiros. “Em mais de 50 anos o IBGE mapeou o país nas escalas de 1:1.000.000 e 1:250.000 através de uma reconhecida e difundida estrutura de taxonomia de relevo” (Botelho e Pelech, 2019, p. 1).

Neste contexto, o uso comum de técnicas e enfoques teóricos em prol da acurácia e melhoramento das análises do relevo tem sido crescente no país e no mundo, como por exemplo, o uso de datações, análises geoquímicas e a grande difusão de técnicas de geoprocessamento e o uso do sensoriamento remoto, associado à avaliação morfométrica e ao estudo da neotectônica, apoiado em evidências geomorfológicas (Santos, 2016).

Desse modo, os dados morfométricos da rede de drenagem, adquiridos por meio de metodologias que envolvem técnicas de processamento digital de imagens, podem ser aplicados com o objetivo de contribuir na quantificação, caracterização e fundamentação teórica sobre as anomalias de drenagem. Além disso, evidencia deformação tectônica e controle estrutural no

sistema fluvial. Por esse motivo, trata-se de um elemento essencial na análise morfoestrutural e morfotectônica.

Esta pesquisa pode contribuir com os estudos onde os elementos fluviais são base de análise da evolução geomorfológica e transformação da paisagem, introduzindo com maior grau de detalhamento, o efeito endógeno nos rios em áreas intraplacas. Há poucos estudos com viés geomorfológico para a bacia do rio Balsas e adjacências.

Destaca-se que a bacia hidrográfica do rio das Balsas possui notoriedade ambiental e econômica no cenário estadual e nacional, isso faz com que haja necessidade de pesquisas e elaboração de trabalhos de cartografia de base que envolvam a análise morfotectônica e morfoestrutural mais direcionados e com certo nível de aprofundamento, de forma a subsidiar a comunidade científica e os órgãos gestores, em estudos de aplicabilidade ambiental direta.

Assim, o objetivo desta pesquisa é analisar anomalias de drenagem da bacia hidrográfica do rio Balsas, no estado do Maranhão, por meio da caracterização geomorfológica, litológica e estrutural, de forma a reconhecer os fatores responsáveis pela configuração da rede de drenagem. Para tanto, é fundamental compreender o contexto geológico regional e a evolução geológica e tectônica da bacia do rio Balsas através de levantamento bibliográfico, da aquisição, tratamento e processamento de dados cartográficos e análises por meio de técnicas de geoprocessamento, da determinação de parâmetros morfométricos para caracterização física da área de estudo e da correlação dos aspectos litológicos, estruturais e morfométricos com as possíveis anomalias de drenagem.

## 2. GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA E ESTRUTURAL E A CONFIGURAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM

### 2.1 Geossistemas: a geomorfologia nos estudos integrados

A expressão *sistema* diz respeito ao conjunto estruturado de elementos e suas interações, cuja utilização dentro do conhecimento científico é antiga e empregada de maneira difusa. Contudo, sua abordagem conceitual e analítica organizada surgiu expressamente na Biologia teórica na década de 1930, a partir de trabalhos do biólogo e matemático Von Bertalanffy (1937), que estudava teorias modernas de desenvolvimento com aplicação no campo da biologia (Christofolletti, 1999). Atualmente, a Teoria Geral dos Sistemas tem sido aplicada nos mais diversos ramos das ciências, pois se trata de um método que permite analisar e conhecer as diversas interações que compõem um sistema.

A noção de sistema trouxe uma nova perspectiva para a ciência, deixando de lado preceitos tradicionais com abordagem clássica, analítica e mecânica, onde os problemas eram divididos e examinados em parcelas. Neste sentido, enfatizava-se o funcionamento isolado dos diferentes sistemas que poderiam vir a integrar um sistema maior em estudo. Na ótica sistêmica, não há sentido analisar partes de um conjunto de forma separada, pois, um elemento interfere no funcionamento de outro e no funcionamento do sistema como um todo (Araújo e Gouveia, 2016). Por esse motivo, a percepção de Bertalanffy foi então abstraída também para a sociedade em geral, pois o método sistêmico permite entender de forma genérica, o funcionamento de qualquer sistema.

Segundo Christofolletti (1979) um sistema pode ser definido como um conjunto de elementos (matéria e energia), onde ocorrem relações dinâmicas entre si e entre os seus atributos onde, em um determinado intervalo de tempo, há entradas (*input*) de elementos no sistema, que sofrem ações de processos de transformação, gerando as saídas (*output*), resultantes desses processos.

Na concepção de Tricart (1977), um sistema é um conjunto de fenômenos que acontecem através de fluxos de energia e matéria, onde estes resultarão em relações mútuas entre seus elementos (componentes). Martinelli *et al.* (2012), ressalta que a Teoria Geral dos Sistemas foi concebida devido à necessidade de se desenvolver uma metodologia que fosse utilizada para explicações e análises de fenômenos complexos, enquanto sistemas, um todo com partes inter-relacionadas, exigidas pela ciência.

Para Christofolletti (1979), entre as principais atribuições e dificuldades ao conceituar fenômenos como sistemas é o processo de identificação dos elementos constituintes, bem como

seus atributos e as relações que exercem entre si. O autor denomina *universo* como um conjunto maior onde está inserido um sistema particular, e classifica os sistemas em antecedentes e subsequentes, cujo encadeamento entre ambos não se dá de forma linear, pois os sistemas subsequentes podem voltar a influenciar os antecedentes através do mecanismo de retroalimentação.

O pensamento sistêmico no âmbito dos estudos geográficos, sobretudo na Geografia Física, que tem tentado trabalhar com a dialética da natureza, tem se configurado como método eficaz, contribuindo e atuando nos estudos integrados das paisagens (Nascimento e Sampaio, 2004). Nesse contexto, a Geografia Física inseriu a Teoria Geral dos Sistemas em seus métodos de análise, passando a considerar as inter-relações entre os elementos constituintes do todo, fundamentado na preocupação de se estabelecer uma tipologia aplicada aos fenômenos geográficos que evidenciasse os aspectos integrados dos elementos naturais numa entidade espacial, substituindo a visão da dinâmica biológica dos ecossistemas (Christofoletti, 1999, p. 42).

Conforme ressalta Lima (2012), a introdução da óptica sistêmica à Geografia Física resultou em uma maior clareza quanto ao seu objeto de estudo, passando a aplicar uma visão macro e holística nos estudos da relação homem-sociedade-natureza, afastando a interpretação fragmentada e mecanicista dos componentes ambientais.

Nessa ocasião, o termo “geossistemas” foi introduzido na literatura e na concepção sistêmica por Sotchava, na década de 1960, com base na Teoria das Paisagens, definindo-a como “a integração da sociedade com a natureza”, pois os geossistemas, embora fenômenos naturais, sua estrutura e singularidades eram influenciadas pelos fatores econômicos e sociais. Assim, o autor teve a preocupação de indicar uma metodologia de estudo da natureza/paisagem que também pudesse ser aplicada aos estudos geográficos (Troppmair e Galina, 2006; Neves, 2014).

Ressalta-se que a geografia tem como um dos seus principais interesses, a investigação de processos que configuram o arranjo espaço-temporal dos geossistemas, de forma a compreender como os padrões espaciais, a antropização e suas interações influenciam os processos operantes no espaço geográfico (Oliveira e Marques Neto, 2015).

Para Christofoletti (1999, p. 41), geossistema é o estudo da organização espacial dos sistemas ambientais físicos. Para o referido autor, a configuração espacial decorre da interação dos componentes físicos na natureza (clima, vegetação, topografia, água, rochas, solos etc.), onde, o “espaço” representa uma organização, ou seja, um sistema, constituído por elementos, atuando através da interação de fluxos de energia e matéria em um determinado espaço.

O francês Georges Bertrand (1972) considerava o geossistema como uma categoria concreta do espaço e não apenas como um conceito, integrado pelo potencial ecológico (geomorfologia, clima, hidrologia), exploração biológica (vegetação, solo, fauna) e a ação antrópica. O autor tem o estudo dos geossistemas como unidade de análise de paisagem temporo-espacial na qual propôs uma discussão conjunta para o geossistema e a paisagem enquanto categorias de análise integrada em geografia, na qual cita:

“A paisagem não é a simples adição de elementos geográficos disparatados. É, numa determinada porção do espaço, o resultado da combinação dinâmica, portanto instável, de elementos físicos, biológicos e antrópicos que, reagindo dialeticamente uns sobre os outros, fazem da paisagem um conjunto único e indissociável, em perpétua evolução” (Bertrand, 1972, p. 01).

Para Bertrand (1972), “estudar uma paisagem é antes de tudo apresentar um problema de método”, e, baseado na paisagem como unidade sistêmica, o melhor método de análise é o método sistêmico. Assim, o referido autor propôs uma classificação taxonômica das unidades de paisagens através do estabelecimento de níveis de dimensão baseado na escala, cuja divisão se dá pelos elementos estruturais e climáticos considerados *unidades superiores* (zona, região, domínio), e por componentes biogeográficos e antrópicos denominados de *unidades inferiores* (Geossistema, geofáceis e geótopo). Nesse contexto, o geossistema, enquanto categoria de análise da geografia, possui dimensões pré-determinadas posicionada no topo das unidades espaciais inferiores e na base das unidades superiores.

Segundo Christofolletti (1999), os sistemas geográficos ligados de forma direta ao componente espacial, estão majoritariamente vinculados à compartimentação do relevo, atuando e influenciando nas condições ambientais como geologia, pedologia, clima e hidrografia, produzindo interações diretas com a biosfera, configurando a paisagem. Para o autor, os geossistemas são as expressões materiais da superfície terrestre, imprimindo a relevância espacial para a análise geográfica. Isso implica na necessidade de que os seus componentes ocupem uma parcela do território, de modo que sejam visualizados na paisagem.

Neste caso, ao contrário da vegetação, água, topografia, solo, entre outros, o clima, embora perceptível e de significativa importância no processo de configuração da paisagem, manifestando-se como controlador da dinâmica e dos processos dos geossistemas, não é um componente materializável e visível. Da mesma forma, o componente representado pela estrutura geológica e geodinâmica, também atua apenas como “condicionantes na organização do geossistema” e tem a função de potencializar as propriedades e características topográficas e do solo (Christofolletti, 1999, p. 42).

Quanto à classificação dos sistemas, Christofolletti (1979), ressalta que há diferentes critérios para tal, de modo que são mais importantes para a análise geográfica o critério da complexidade estrutural e o funcional. Forster, Rapoport e Trucco (1957) citado por Christofolletti (1979, p. 15) propuseram os seguintes tipos de sistemas quanto ao critério funcional: **Sistemas isolados** – aqueles que partindo das condições iniciais não sofrem influências externas, ou seja, não perdem nem recebem matéria e energia do ambiente que os rodeiam; **Sistemas Não-isolados** – são os que mantêm uma interação com os demais sistemas do universo, e por sua vez pode se dividir em: *Sistemas fechados*: quando há troca de energia, mas não de matéria; *Sistemas abertos*: onde ocorrem constantes trocas de matéria e energia.

Ao considerar a complexidade estrutural, Chorley e Kennedy (1971) citado por Christofolletti (1999), classificam e diferenciam dez tipos de sistema, onde quatro destes, pertencem ao campo da Geomorfologia e são essenciais para estudo sistêmico em bacias hidrográficas, a qual constam: a) **Sistemas morfológicos**, formados apenas por meio da associação de propriedades físicas dos fenômenos como a geometria e a composição; b) **Sistemas em sequência**, formados por uma cadeia de subsistemas com magnitude espacial e de localização geográfica; c) **Sistema de processos-respostas** que são compostos através da associação de sistemas morfológicos e sistemas em sequência, indicando o processo, ao passo que os morfológicos representam a forma e a resposta a determinado estímulo; d) **Sistemas Controlados**, descrito como aqueles que exprimem a atuação do homem sobre o sistema de processos-respostas.

Outro aspecto dos sistemas que deve ser apontado, refere-se à noção de complexidade, que, para Christofolletti (1999; 2011), é um ponto essencial para o entendimento da concepção de não-linearidade e do caos que existe na natureza. Nas palavras do autor,

“O estudo da complexidade vem sendo considerado como uma importante revolução na ciência, reformulando e ultrapassando a concepção mecanicista e linear dos sistemas. As bases encontram-se na concepção de que a maior parte da natureza é não-linear, comportando-se como sistemas dinâmicos e caóticos. Na Teoria dos Sistemas Dinâmicos, a complexidade significa não apenas a não-linearidade, mas também uma diversidade elevada de elementos com muitos graus de liberdade” (Christofolletti, 1999, p. 3).

Para Christofolletti (1999, p. 3), “os sistemas complexos apresentam diversidade de elementos, encadeamentos, interações, fluxos e retroalimentação, compondo uma entidade organizada”. Os sistemas dinâmicos simples para Christofolletti (2011), são aqueles em que a relação de causa e efeito entre as variáveis que compõem esse sistema pode ser prevista com exatidão, de forma mecanicista.



Os sistemas geomorfológicos, segundo Christofolletti (1979) são considerados complexos estando baseados na não-linearidade. Estes, são entendidos como sistemas “processos-respostas” pois as alterações nas entradas e nos processos são compensadas proporcionalmente por ajustes nas formas do sistema, de modo que ele permaneça em uma condição de autorregulação contínua. Assim, a estabilidade nos sistemas geomorfológicos seria caracterizada por esse estado de autoajuste, mantido pelo mecanismo de retroalimentação dos sistemas (Christofolletti, 1999; Matos e Perez Filho, 2004).

De acordo com Vicente e Perez Filho (2003), no campo da Geomorfologia, a concepção sistêmica teve marco inicial na Teoria dos Ciclos de Erosão de Davis, onde considerava o relevo como elemento sujeito às influências decorrentes de fases evolutivas (ciclos), resultantes de processos morfogenéticos. Desde meados de 1890, quando foi formulada, até os anos de 1950, essa, era a principal teoria relacionada à evolução do modelado terrestre.

Para Vicente e Perez Filho (2003, p. 333), no processo de formação da paisagem o que constitui elemento-chave para o estudo geomorfológico “é a dinâmica topográfica proveniente dos processos de interação constante de seus elementos, através da acomodação estrutural do relevo (forças geo-tectônicas), e seus agentes morfodinâmicos (clima, erosão)”.

Na escola anglo-americana a aplicação da Teoria Geral dos Sistemas foi difundida por meio dos estudos de Hack, Strahler e Horton, e representou uma ruptura evidente em face do paradigma davisiano. Na ocasião, a análise morfométrica e areal de bacias hidrográficas e canais fluviais tomaram grande impulso, ao passo em que o método sistêmico se articulava à análise quantitativa e ao uso de modelos (Marques Neto, 2008).

Outros importantes autores, com orientação epistemológica anglo-americana, dedicaram-se ao método sistêmico aplicado a geomorfologia, a partir de significativas contribuições para o desenvolvimento do método em pauta, como: Chorley (1962; 1971; 1972); Chorley e Kennedy (1971); Howard (1973); Schumm (1977); Hagget (1979) e Christofolletti (1979; 1987; 1999).

Outro ponto de partida da teoria dos sistemas na Geomorfologia é atribuído a Strahler (1950) citado por Christofolletti (1979, p. 7), ao escrever que “um sistema de drenagem ajustado talvez seja melhor descrito como um sistema aberto em estado constante, que difere de um sistema fechado em equilíbrio, pois o sistema aberto possui importação e exportação de componentes”. Hack (1960), ao apresentar as bases da Teoria do Equilíbrio Dinâmico em geomorfologia, utilizou do mesmo modo, a ideia de sistemas abertos. Por sua vez, Chorley (1971) procurou sistematizar e explicar a necessidade da abordagem sistêmica aos problemas

geomorfológicos, evidenciando as preocupações com a dinâmica e o equilíbrio nos sistemas (Amorim, 2012).

Nesse contexto, Howard (1973) considera que um sistema é constituído por elementos em condição momentânea de equilíbrio e interação, estando submetido a modificações em uma escala de tempo. Assim, a bacia hidrográfica como um sistema aberto, sustenta-se num equilíbrio dinâmico em função de ciclos e alterações (processo não-linear). As bacias hidrográficas começam então, a serem apresentadas como unidades geomorfológicas fundamentais dentro da concepção sistêmica, haja visto o funcionamento dos seus elementos de forma inter-relacionada (Leopold, Wolman e Miller, 1964).

Botelho e Silva (2004) consideram a bacia hidrográfica como uma unidade básica para análise ambiental. Na concepção de Christopherson (2012), a bacia de drenagem é considerada um sistema aberto, onde uma alteração que ocorra em qualquer parte da bacia de drenagem pode afetar todo o sistema. Nesse caso, as entradas compreendem as rochas da geologia regional, precipitação e minerais, enquanto a energia e materiais são redistribuídos constantemente de acordo com a corrente, que se ajusta à sua paisagem. A água e sedimentos correspondem às saídas do sistema (*outputs*), que se dispersam a partir do exutório para outro rio, um lago ou oceano.

Lima e Silva (2015, p. 9) afirmam que “os estudos sobre bacias hidrográficas apresentam as características cronológicas espaciais com a descrição dos processos atuantes em sua estrutura”. Neste caso, a evolução da paisagem e sua diferenciação no espaço são decorrentes dos fluxos de matéria e energia presentes no sistema que se modificam no espaço em uma escala de tempo, bem como, dos processos de retroalimentação entre seus subsistemas, fazendo com que os estudos das bacias hidrográficas sejam realizados com base no conceito de geossistema.

## **2.2 Geomorfologia Tectônica e Estrutural**

A geomorfologia é a ciência que estuda a gênese, composição, formas de relevo e os seus processos atuantes. Sua preocupação primária é o relevo atual que está fortemente vinculado à geologia do quaternário, que se refere à evolução da terra nos últimos 1,81 Ma (Suguio, 2000). A análise do relevo possui relevância não apenas para a geomorfologia, como também para outras disciplinas que contemplam as ciências da terra, pois, se articula com os demais segmentos que investigam os solos, as rochas, a vegetação e a água. Além disso, trata-se de fator decisivo na caracterização da vulnerabilidade ambiental de uma determinada região,

e, portanto, na adoção de medidas de proteção e de critérios de uso e ocupação do solo (Florenzano, 2008).

O relevo terrestre, como um dos componentes da paisagem, sofre constante dinamismo ao longo do tempo e do espaço, por meio de inter-relações numa contínua troca de energia e matéria com outros componentes do estrato geográfico. A origem e evolução do modelado terrestre permeia por esse processo sistêmico, que envolve os elementos e compartimentos ambientais resultando em diferentes tipologias de formas e evidencia distintos arranjos geométricos. Estes se mantêm em função do substrato rochoso que os sustentam e dos processos internos e externos da crosta os quais se divergem e interagem na paisagem (Ross, 2021; Corrêa *et al.*, 2010).

A estrutura e a tectônica constituem importante parâmetro para a compreensão da paisagem geomorfológica de uma determinada região. Essa concepção de que as formas de relevo são influenciadas pela tectônica é debatida desde o início do século XX, com o entendimento de Penck (1953), de que a evolução do relevo se dá a partir do soerguimento crustal como um fenômeno permanente e contínuo e da dinâmica cíclica dos processos denudacionais.

Nesse contexto, surge a concepção da “Neotectônica”, termo empregado em 1948 pela primeira vez, pelo geólogo V.A. Obruciev, sendo definida como os movimentos da crosta terrestre que tem se estabelecido desde o período Neogênico até o Quaternário, e que assumem papel decisivo para a configuração da topografia contemporânea. Desta forma, o objeto da neotectônica é a observação dos eventos novos, conjuntos de deformações de caráter rúptil e/ou dúctil, que ocorreram ou estão ocorrendo numa região após a sua mais significativa conformação tectônica (Saadi, 1993). Embora haja divergências na concepção de neotectônica entre vários autores que versam sobre o tema, de forma majoritária, os tratam como “as deformações tectônicas recentes da crosta terrestre”.

Segundo Coblenz e Richardson (1996), o Brasil está inserido na Placa Sul-Americana, em um contexto geotectônico que integra uma zona de “margem continental passiva”. Desse modo, os esforços tectônicos são atribuídos fundamentalmente em função da atuação de processos das forças de empurrão, que ocorrem principalmente pela abertura da Cordilheira Meso-Atlântica (*ridge push*) e dos esforços de compressão, propagados a partir do limite Oeste da placa na fossa Peru-Chile, devendo ainda ser considerado em nível regional, o “puxão” exercido na crosta em decorrência da subducção da placa de Nazca (*slab pull*).

A explicação das formas de relevo e da morfogênese vinculados ao fator tectônico tem sido atribuída aos estudos geomorfológicos recentes, através da investigação do papel das

movimentações da crosta na configuração dos compartimentos morfoestruturais (Saadi, 1998). Segundo Ross (1992), todo relevo possui uma base de sustentação geológica denominada de morfoestrutura, e, acima dela, assentam as morfoesculturas, que decorrem da ação climática em uma determinada escala temporal e de um processo exogenético dominante. A superfície terrestre apresenta regiões de diferentes resistências ao processo de deformação, isso está intimamente relacionado ao seu arranjo estrutural e à sua constituição litológica.

É importante destacar, que, a classificação de relevo em três categorias genéricas, necessárias à análise geomorfológica, denominadas de morfoestruturas, morfoesculturas e geotexturas, tiveram origem nas obras dos geomorfólogos russos Gerasimov e Meschericov (1968) e Meschericov (1968) que apoiados na concepção de Walter Penck, contribuíram com uma nova direção teórica-metodológica para estudos geomorfológicos (Ross, 2021; Santos *et al.*, 2006).

As geotexturas seriam as maiores feições da crosta como as grandes massas continentais, depressões oceânicas e escudos; as morfoestruturas são os elementos do relevo dito de ordem média, a exemplo tem-se os crátons, as bacias sedimentares, os maciços, os planaltos, entre outros; já as morfoesculturas, correspondem às tipologias de formas esculpidas sobre uma ou várias estruturas pela ação atual e pretérita de processos exogenéticos, são as pequenas formas de relevo (Ross, 2021; Christofolletti, 1980).

Ressalta-se que morfoescultura é um conceito atualmente empregado na classificação de relevo adotado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, sendo também um termo utilizado pelo geógrafo Jurandir Ross, que possui classificação de relevo bem consolidada na literatura. Estas, diferem-se da categorização adotada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, órgão oficial responsável pelo mapeamento de relevo no território brasileiro desde a década de 1980 quando incorporou o acervo de dados do projeto RADAMBRASIL, cuja metodologia foi a adotada nesta pesquisa.

O IBGE trabalha com a classificação do relevo em 4 níveis hierárquicos: **Domínios Morfoestruturais** (Grandes conjuntos estruturais, que geram arranjos regionais de relevo, cuja gênese possuem relação), **Região Geomorfológica** (agrupamento de unidades geomorfológicas que apresentam evoluções semelhantes), **Unidade Geomorfológica** (Associação de formas de relevo geradas de uma evolução comum) e **Modelados** que compreende padrões de formas de relevo com perfil geométrico similar em função da gênese e dos processos atuantes, onde são associadas características morfométricas como densidade de drenagem e aprofundamento das incisões (IBGE, 1995).

Ross (1985) considera três categorias de relevo: os *Macrocompartimentos* (definidos com base em macroformas. Ex: planalto, planície, depressão.), *Domínios morfoestruturais*, similar ao conceito adotado pelo IBGE, sendo definidos com base no arcabouço geológico, porém, com nomes indiferenciados (ora genéricos, ora próprios), e, *Domínios Morfoesculturais*, que equivale às regiões geomorfológicas e unidades geomorfológicas do IBGE em uma única categoria (Pelech *et al.*, 2019b).

Gerasimov e Mescherikov (1968) diferenciam ainda, os termos “morfoestrutura” e “morfotectônica” onde a distinção se dá devido às variadas formas de sua utilização aplicada em análises geomorfológicas. Para os autores, o conceito de morfoestrutura está associada a uma paisagem em progressivo e avançado grau de evolução das formas de relevo, e reflete uma região em que há um arranjo do elemento “estável” ligado à estrutura geológica pré-existente, com o objeto dinâmico (agentes externos) que moldam a superfície terrestre (Silva; Monteiro; Cruz; Moura, 2006).

Já o uso do termo morfoestrutura, deve ser aplicado a análises em escala regional que busquem vincular o controle estrutural da camada geológica subjacente ao ajuste das feições morfológicas. O termo morfotectônica é alicerçado nas pesquisas que procuram avaliar a relação que ocorre entre a elaboração de paisagens, as formas e a tectônica recente (sob controle tectônico ativo) (Cotton, 1968; Saadi, 1991).

Sabe-se que o traçado das feições morfoestruturais e morfoesculturais tem grande influência na configuração da paisagem, na tipologia vegetal, climática e pedológica, e principalmente, na configuração das redes de drenagem. Por serem sensíveis às alterações crustais recentes, a análise morfotectônica e/ou morfoestrutural a partir da organização do sistema de drenagem é de extrema relevância ao estudo da evolução do relevo e dos processos morfogenéticos atuantes, em escala espacial e temporal (Schumm, 1993; Couto *et al.*, 2011). Diante disso, a geometria e arquitetura da rede de drenagem podem dar indicativos de manifestações neotectônicas e contribuir para o entendimento dos processos denudacionais.

## **2.3 Geomorfologia Fluvial**

### **2.3.1 Desenvolvimento do Canal Fluvial**

Os canais fluviais são feições geomorfológicas de fácil reconhecimento na paisagem, cuja dinâmica está associada aos processos erosivos na ação de retirada, transporte e deposição de sedimentos. Ajustam-se como formações côncavas, longilíneas e delimitadas por margens comumente em forma de taludes ou como vertentes suavizadas que variam de alguns centímetros até centenas de metros de profundidade (Felippe, 2013).

Os canais fluviais se caracterizam como fluxo de água canalizado responsáveis pelo deslocamento de materiais resultantes do intemperismo físico das partes mais altas para as mais baixas. Em termos geomorfológicos, são classificados como perenes (fluem durante o ano todo), intermitente (secam em alguns períodos do ano) ou efêmeros (aqueles alimentados de forma exclusiva pela água de escoamento, logo após a ocorrência de chuva) (Christofoletti, 1980; Cunha, 2011).

A rede hidrográfica tende a receber influência de origem natural e antrópica na sua superfície de drenagem (a bacia hidrográfica), inclusive em termos geológicos e tectônicos, sendo apontada por Júnior e Barros (2020) como um sistema espacial aberto na qual experimenta troca de matéria e energia com o exterior. Ressalta-se que a configuração da rede de drenagem está relacionada às diferentes formas de relevo, provenientes da interação entre processos tectônicos, intempéricos e pedogênicos.

Em uma bacia hidrográfica, o fundamento entre os processos de morfologia das vertentes e a influência geológica, tem sido caracterizado pela relação existente entre o fluxo hídrico superficial e o grau de resistência do substrato rochoso ao intemperismo, que por sua vez, é estabelecido em função das duas propriedades de massividade, orientação, espaçamento e continuidade de lineamentos pré-existentes (Garbossa; Canale, 2003). Desse modo, há a influência das características lito-estruturais e das variações no regime climático na evolução da paisagem e na organização dos sistemas de drenagem, onde cada padrão de drenagem exprime um significado litoestrutural, morfoestrutural e morfotectônico (Schumm, 1993; Howard, 1967).

Os processos de modificação dos sistemas fluviais ocorrem em uma escala temporal de milhares a milhões de anos (Magalhães Junior e Barros, 2020, p. 163). De acordo com Stevaux e Latrubesse (2017, p. 229), a modificação fluvial ocorre em um processo quase que constante em todos os rios do planeta em escalas temporais e espaciais muito amplas, e pode ser influenciado “por causas naturais, como mudança climática, tectonismo e alterações outóctones do sistema, ou, por causas induzidas pelo homem como impermeabilização de bacia hidrográfica, construção de barragem e transposição de fluxo”.

Para Christofoletti (1980, p. 65), a análise e o estudo de uma rede de drenagem só podem ser executados a partir de uma perspectiva macro do sistema hidrográfico, pois todos os acontecimentos que ocorrem na bacia de drenagem repercutem nos canais fluviais, de forma direta ou indireta. Nesta perspectiva, a cobertura vegetal, a variável climática e o tipo de carga detrítica (relacionado à rocha mãe), são fatores relevantes que controlam a morfogênese das

vertentes e modifica a rede de drenagem de forma contínua num processo complexo ao longo do tempo geológico (Stevaux; Latrubesse, 2017).

A geometria de um sistema fluvial tende a repercutir o grau e a intensidade de alguns fatores que se inter-relacionam, como a altitude, forma e orientação da bacia hidrográfica; a carga e descarga de sedimentos é fator predominante no controle da forma de ajuste do canal. A declividade, a velocidade de fluxo, a rugosidade do leito do canal fluvial, largura e profundidade, são elementos dependentes que são ajustados aos sistemas atuantes dentro do canal (Suguio; Bigarella, 1990).

A natureza geológica da bacia de drenagem influencia de forma direta as características hidrológicas, onde o nível e a capacidade de infiltração e retenção temporária de água, depende da porosidade das rochas e da cobertura de solo. Destaca-se que a incidência de fraturas e falhas, bem como a ocorrência de camadas inclinadas, pode afetar o escoamento total, aumentando ou subtraindo o grau de infiltração. É importante ressaltar a intervenção do regime pluvial da região e da cobertura vegetal nesse processo, haja visto o aumento da taxa de infiltração, que decorre da resistência física em relação ao fluxo superficial em áreas vegetadas (Stevaux; Latrubesse, 2017). A variação do nível das águas dentro da bacia de contribuição é chamada de regime fluvial.

A esculturação dos canais fluviais é consequência da ação do fluxo sobre os materiais das margens e do leito dos rios, logo, as dimensões do canal serão controladas pelas forças erosivas e pelos processos deposicionais. A variação de velocidade do fluxo influencia os movimentos turbilhonares, nas vertentes mais íngremes a velocidade do fluxo aumenta, causando o carreamento de sedimentos, parte da rocha é removida por dissolução e há a formação de sulcos. Por sua vez, os fragmentos retirados das rochas nesse processo, são transportados pelas correntes e atuam desgastando o leito dos canais fluviais. A corrosão produz poços devido às agitações das correntes carregadas de seixos e/ou fragmentos que reproduzem movimentos de rotação, desgastando esses poços, que posteriormente se interligam e aprofundam o rio (Popp, 2010).

Um vale fluvial, área que abrange toda a área entre os topos das encostas (interflúvios) de ambos os lados dos canais, possui em sua maioria o perfil transversal em formato de um V, enquanto outros têm um perfil mais prolongado e moderado. Em montanhas altas, os vales fluviais são estreitos e têm quedas íngremes e o canal pode ocupar a maior parte ou todo o fundo do vale, nesses casos, o rio está escavando ativamente o substrato rochoso, característica comum de regiões tectonicamente ativas e soerguidas a pouco tempo. Já as terras baixas, onde o soerguimento tectônico cessou há muito tempo, o curso d'água esculpe seu vale pela erosão

de partículas sedimentares e seu transporte a jusante. Um canal fluvial movimentando sobre o fundo de um vale gera uma planície de inundação, sendo constituída pelos sedimentos depositados pelas águas que em uma inundação extravasam as margens do rio (Grotzinger; Jordan, 2013).

Segundo Suguio e Bigarela (1990), o fluxo das águas, no curso superior dos rios, transforma parcialmente a energia potencial em energia cinética, que modela o curso d'água e vence a força do movimento (fricção). Qualquer alteração da eficiência do fluxo, da declividade ou rugosidade do leito, altera a velocidade das águas e conseqüentemente as condições de erosão, transporte e deposição.

O deslocamento dos sedimentos no leito fluvial depende da estrutura mecânica do fluxo formando um sistema dinâmico e em permanente evolução, onde as propriedades fundamentais deste movimento estão associadas essencialmente às características do fluido (densidade e viscosidade), do escoamento (declividade e profundidade) e do sedimento (densidade e diâmetro). Logo, o transporte de material nos cursos d'água é responsável pelo retrabalhamento da calha fluvial e da morfologia de fundo (Martins, 2004, p. 21).

Segundo Schumm *et al.* (2000) a geometria dos canais fluviais resulta da interação entre o regime de fluxo, tipo de carga transportada, substrato, topografia e atividade tectônica. Nesse contexto, destaca-se que os cursos d'água são sistemas dinâmicos e complexos, eminentemente sensíveis a deformações tectônicas crustais mesmo em casos de eventos de pequena escala e magnitude (Etchebehere, 2004, p. 44).

Stevaux e Latrubesse (2017, p. 233), afirmam que “a neotectônica divide com as mudanças climáticas a importância na metamorfose dos sistemas fluviais brasileiros”. Os autores ressaltam que o efeito do tectonismo é sentido nos sistemas fluviais por modificações que variam tanto espacialmente (locais ou regionais) como temporalmente (escala temporal), e depende da natureza da bacia hidrográfica, além do tipo e intensidade do tectonismo. Deste modo, os movimentos superficiais ocorrem por meio de eventos sísmicos ou assísmicos (gravitacionais), de acordo com a natureza e energia que os gera, produzindo falhas, dobras ou basculamentos.

No caso das falhas, elas podem ocorrer de forma transcorrente, onde não há incidência de rejeito vertical, sendo identificada pelo deslocamento lateral do rio. As falhas, podem ainda, decorrer da movimentação vertical, promovendo blocos de níveis de base distintos que provocam alteração positiva e negativa no gradiente do canal, conseqüentemente os canais respondem, de forma geral, com agradação ou degradação (Stevaux; Latrubesse, 2017).



Para Schumm, Dumont e Holbrook (2000), as dobras e basculamentos influenciam a configuração do canal de maneira semelhante às falhas, contudo, normalmente de modo mais sutil, assim, além do canal, toda a bacia hidrográfica pode ser afetada por tectonismo. A atuação da tectônica interfere no gradiente, no fornecimento de sedimento para o canal e no nível de base dos sistemas fluviais (Stevaux; Latrubesse, 2017), atuando de forma a provocar mudanças de padrão e rupturas no perfil longitudinal dos rios.

O perfil de equilíbrio de um rio é ajustado ao nível de base, que é a superfície do corpo d'água no qual o rio deságua, podendo ser um oceano, um lago ou outro corpo hídrico de maior aporte. Modificações no nível de base, como elevações ou quedas do nível dos oceanos, resultam no deslocamento do perfil de equilíbrio dos rios, fazendo com que o rio passe a depositar ou erodir com maior velocidade e/ou em trechos maiores. Podem ocorrer rupturas de declive (*knickpoints*) ao longo dos canais, causadas por falhas ou rochas de material mais resistente, são locais onde se desenvolvem corredeiras e cachoeiras, nesses casos, esses locais atuarão como níveis de base locais até que a erosão consiga removê-los e transportá-los (Teixeira; Fairchild; Taioli, 2009).

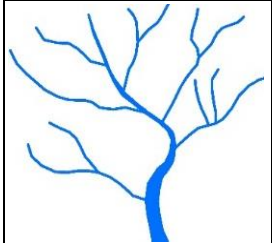
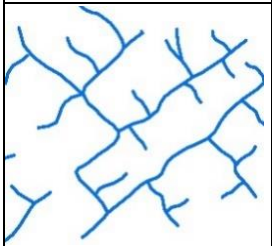
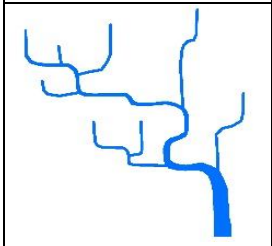
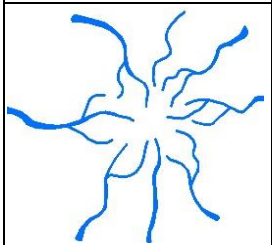
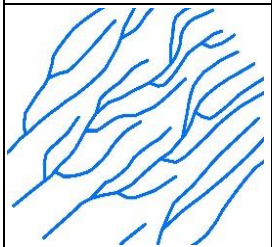
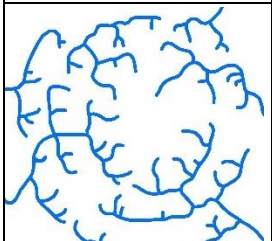
Segundo Stevaux e Latrubesse (2017, p. 234), quando um rio transpõe substratos geológicos antigos de rochas metamórficas como o basalto e granito, os elementos estruturais ali presentes (fraturas, falhas, lineamentos, foliações), podem atuar na modificação das características morfológicas e hidrológicas desse corpo hídrico. Desta forma, a rede de drenagem passa a adquirir feições consideradas anômalas, como: alterações bruscas na direção do canal, trechos retilíneos, meandros em ângulos reto e mudanças abruptas na largura da planície aluvial. Nesse caso, trata-se da presença de atividade tectônica pretérita influenciando na configuração da drenagem.

### **2.3.2 Padrão de Drenagem**

O padrão de drenagem é o arranjo espacial dos cursos d'água dentro de uma bacia drenagem. Trata-se de uma classificação qualitativa da rede que pode imprimir mais fortemente o controle lito-estrutural e a história geomorfológica da bacia de drenagem, ou seja, o estágio evolutivo do relevo (Stevaux; Latrubesse, 2017). Desta forma, ao analisar a distribuição espacial e orientação dos canais fluviais, pode-se compreender as orientações das estruturas geológicas e a distribuição dos distintos litotipos e sua resistência variável, assim como permite a interpretação de processos e estilos de sedimentação em depósitos atuais e antigos.

A classificação dos padrões da rede de drenagem quanto a sua geometria, possui cinco tipos principais de categorização: padrão dendrítico, paralelo, retangular, radial, treliça e anelar (Zernitz, 1932; Howord, 1967; Christofolletti, 1980) (Quadro 1).

**Quadro 1:** Tipos de padrões de drenagem quanto à sua geometria.

Forma	Padrão de Drenagem
	<p style="text-align: center;"><b>Dendrítico</b></p> <p>É o mais comum. O arranjo da drenagem se assemelha a um galho de árvore ramificada e ocorre quando o substrato rochoso é homogêneo, como nas rochas sedimentares com camadas horizontais ou em rochas metamórficas e ígneas maciças. Geralmente o padrão dendrítico é constituído por canais insequentes, os canais não obedecem a direção da inclinação das camadas da rocha e não há indicação de controle estrutural.</p>
	<p style="text-align: center;"><b>Treliça</b></p> <p>Os cursos d'água exibem um arranjo retangular, porém, os tributários são paralelos entre si, geralmente formam ângulos retos em suas confluências. Possui um acentuado controle estrutural devido à resistência das camadas inclinadas que afloram em faixas estreitas e paralelas. Esse padrão é comumente encontrado em estruturas sedimentares homoclinais, em estruturas de falhas e nas cristas anticlinais.</p>
	<p style="text-align: center;"><b>Retangular</b></p> <p>É derivada da drenagem em treliça. Se apresentam em substratos com juntas ou falhas em ângulos ortogonais, que ocorrem em razão das alterações bruscas em formas retangulares no curso dos canais. Indica um controle estrutural dominante onde os canais tendem a seguir linhas de fraqueza e geralmente ocorrem em ambientes de rochas sedimentares dobradas e rochas metamórficas.</p>
	<p style="text-align: center;"><b>Radial</b></p> <p>Este tipo de drenagem se apresenta nos casos em que os fluxos se distribuem partindo de um ponto central a todas as direções, dispostas como raios. Ocorre geralmente em cones de vulcões, morros isolados, domos e erosão residual. São centrípetas quando as correntes são do tipo consequentes e se divergem em relação ao ponto central, e, centrífugas quando os fluxos convergem para uma área central.</p>
	<p style="text-align: center;"><b>Paralelo</b></p> <p>São geralmente desenvolvidas em regiões em que as estruturas do substrato obedecem a inclinação do terreno, se apresenta regiões de vertentes com declividade acentuada ou em áreas que apresentam controle estrutural. Esse tipo de padrão sugere a existência de declives extensos e de direção única, com ocorrência de cristas lineares alongadas formadas por estratos uniformemente inclinados e de alta resistência.</p>
	<p style="text-align: center;"><b>Anelar ou anular</b></p> <p>O padrão de drenagem anelar é típico de áreas dômicas e batólitos, entalhadas profundamente em feições estruturais com camadas frágeis e duras, que possuem diferentes graus de resistência aos processos erosivos e caracterizam-se pelo aspecto de anéis concêntricos. Segundo Christofolletti (1980), esse tipo de drenagem encaixa-se em afloramentos de rochas pouco resistentes e originam cursos d'águas subsequentes que recebem a drenagem de tributários obsequentes e ressequentes.</p>

Fonte: Adaptado de Howard (1967) e Christofolletti (1980).

A esculturação das vertentes, das formas e padrões de drenagem, é resultante dos processos morfogenéticos que decorrem das interações exogenéticas e endogenéticas, onde o comportamento dos fluxos possui relação com o substrato das bacias de drenagem. Assim, o conhecimento dos fatores endógenos é determinante para o entendimento dos padrões e das formas dos sistemas de drenagem, pois o rearranjo tectônico dos fatores litológicos e estruturais podem controlar e modificar a morfologia da rede de drenagem e a frequência de canais, sendo, portanto, determinante na configuração dos modelados geomorfológicos (Hiruma, 1999).

Considerando a linha geral do fluxo das águas em relação à inclinação dos estratos geológicos, os rios podem ser classificados em: **rios consequentes** (que fluem de acordo com a declividade da superfície terrestre, concordando com a inclinação das camadas sedimentares); **rios subsequentes** (onde o curso tem seu fluxo controlado pela estrutura rochosa, por discontinuidades do substrato como juntas e falhas); **rios obsequentes** (aqueles em que o sentido do fluxo é inverso à inclinação das camadas, geralmente possuem pequena extensão e descem das escarpas desembocando em rios subsequentes); **rios ressequentes** (onde o fluxo segue na mesma direção dos rios consequentes, contudo, nascem em um nível mais baixo, geralmente no reverso das escarpas desembocando em um rio subsequente) e os **rios insequentes** (caracterizado por não possuir justificativa para seguirem uma orientação preestabelecida, o controle geológico é reconhecível na disposição geométrica e espacial da drenagem) (Teixeira; Fairchild; Taioli, 2009; Christofoletti, 1980).

Feições estruturais como falhas, fraturas e dobras podem interferir não somente no padrão de drenagem, como também em variáveis como o gradiente de canais, perfil de equilíbrio, velocidade de fluxo, processos erosivos/denudacionais e na deposição de carga sedimentar. Além disso, formas geológicas pontuais e lineares podem ser promovidas a partir de ajustamentos isostáticos recentes horizontais e verticais (Holbrook; Schumm, 1999; Santos, 2016).

A análise de padrões de drenagem, portanto, auxilia na interpretação sobre a disposição das camadas alinhadas do substrato e das linhas de falhamentos, da natureza do terreno e no entendimento dos processos fluviais e climáticos predominantes (Cunha e Guerra, 2001).

### ***2.2.3. Influência Estrutural nos Canais Fluviais***

#### ***2.2.3.1 Lineamentos Morfoestruturais e Deformações Tectônicas***

O aspecto geológico e as deformações tectônicas crustais (presença de falhas, fraturas, dobras) são fatores determinantes na geometria e simetria das redes de drenagem e bacias hidrográficas, e, por consequência, na alteração das formas de relevo (Lopes *et al.*, 2016;

Christofoletti, 1981). As deformações das rochas e as estruturas decorrentes dessas deformações podem ocorrer desde uma escala microscópica, em cristais (seguimentos das rochas), até elementos de escalas macroscópicas como blocos continentais.

Essas variáveis são estudadas pela geologia estrutural, campo das geociências, sendo de grande relevância dentro das ciências da terra, pois permite apresentar indícios do estado dinâmico da litosfera e da crosta terrestre. Segundo Fossen (2017, p. 54), “deformação é a transformação de uma geometria inicial e uma geometria final por meio de translação ou rotação de um corpo rígido, deformação interna (*strain, distortion*) e/ou mudança de volume”. As feições/formas de deformação mais comuns nas rochas da crosta terrestre são falhamentos e dobramentos.

A Lineação é o termo utilizado para descrever os elementos lineares que ocorrem em uma rocha. Segundo O’Leary *et al.* (1976), lineamento morfoestrutural é a feição linear simples ou composta da superfície terrestre que pode ser mapeada através de elementos morfológicos e podem estar associadas com estruturas tectônicas e geológicas como fraturas, falhas e cristas de dobras. Já Etchebehere, Saad e Fulfaro (2007), definem lineamento como feições lineares tonais ou topográficas que podem ser observadas em imagens capazes de representar descontinuidades estruturais.

Os lineamentos não se limitam unicamente a um tipo de movimento tectônico no decurso de toda sua extensão, são resultados de diferentes ciclos ou etapas tectônicas que afetaram uma determinada região. Uma única zona de falha pode originar vários lineamentos paralelos a subparalelos, e várias fraturas associadas a uma zona de falha podem apresentar unicamente um lineamento evidente nos produtos de sensoriamento remoto (Corrêa; Fonseca, 2010).

Assim que o esforço diferencial ultrapassa certo limite em rochas não fraturadas, a rocha pode concentrar uma deformação definitiva por fluxo plástico (regime dúctil) ou no regime rúptil. Os mecanismos de deformação rúptil se caracterizam como o deslizamento friccional ou longo do contato de grãos, fraturas e rotação de grãos (catáclase) (Fossen, 2012; Soares, 2020). Podem ocorrer diversas estruturas lineares primárias (não tectônicas), em rochas deformadas e não deformadas. Nas rochas magmáticas podem ocorrer lavas em cordas, lineações de fluxo e juntas colunares em basaltos, enquanto que “nas rochas sedimentares podem ocorrer alinhamentos de eixos mais longos de seixos não esféricos, sulcos e alinhamentos de fósseis” (Fossen, 2012, p. 366).

Os lineamentos relacionados a deformações em regime plástico (dúctil), geralmente são rochas penetrativas, tipicamente composta por minerais prismáticos ou por minerais e

agregados alongados, podendo ser formados por vários processos. Geralmente, os eixos de dobras são considerados como estruturas lineares embora estejam relacionadas às geometrias/formas da superfície dobrada, pois algumas rochas expõem alta densidade nos eixos paralelos de dobras chegando a construir feições que se repetem de forma sistemática na rocha (uma trama) (Fossen, 2012). No regime dúctil há a deformação do material, que flui sem que ocorra fraturamentos macroscópicos evidentes, de modo que preserve a continuidade estrutural da massa.

Alguns lineamentos surgem apenas em superfícies de fraturas, sendo característicos do regime rúptil da crosta terrestre superior. As fraturas são descontinuidades planas ou subplanas nas propriedades mecânicas e são caracterizadas por deslocamentos físicos nas regiões onde o substrato rochoso é rompido. Podem ser classificadas em fraturas de cisalhamento, onde ocorre o deslizamento de superfícies, e, fraturas extensionais como juntas, fissuras e veios (Zerfass; Chermale Junior, 2011).

As juntas são fraturas que apresentam uma pequena abertura/fissuras no substrato rochoso, geralmente frágil e que não provoca o deslocamento dos blocos fraturados, na maioria das vezes não é perceptível. Podem ser formadas por esforços não tectônicos ocasionados por contração ou expansão do material acarretada por resfriamento ou aquecimento climático superficial ou por denudação do substrato que é aliviado da pressão litostática e forma as juntas de alívio através da expansão da rocha.

Por outro lado, falha é uma fratura mais complexa, e geralmente apresenta movimento relativo dos blocos rochosos, em ambos os lados da fratura. Segundo Fossen (2009, p. 232), as “falhas são quaisquer superfícies ou faixas estreitas onde é visível um deslocamento ocasionado por cisalhamento” e tendem a formar zonas complexas dominadas por mecanismos de deformação rúptil com múltiplos planos de cisalhamento e fraturas secundárias.

Os movimentos acumulados de dobras e falhas conceberam a formação de muitas paisagens, e são através dessas deformações que é gerada a morfologia topográfica basilar sobre a qual as forças erosivas atuam. Desta forma, as paisagens podem ser observadas como resultado de uma competição entre os processos que agem para elevar a superfície terrestre e aqueles que tendem a rebaixá-la. A deformação contínua da crosta é analisada através de estudos geodésicos detalhados que delineiam deslocamentos crustais locais e regionais, geralmente em escalas de tempo de alguns anos. Há tempo suficiente para interações entre eventos moderados de deformação e processos de superfície moldarem a paisagem, de modo que padrões de rios, membros dissecados de dobras e escarpas de falhas modificadas, possam ser vistos como registros dessas interações/modificações (Burbank; Anderson, 2009, p. 175).

### 2.2.3.2 Anomalias de Drenagem

Segundo Howard (1967), as anomalias de drenagem são desvios locais ao longo do curso d'água e/ou no padrão de drenagem que sugerem desvios topográficos ou estruturais, que ocorrem quando destoam totalmente do arranjo geral do rio. Os rearranjos de drenagem ocorrem através da captura fluvial, decapitação ou desvio da rede de drenagem. As evidências morfológicas são: a presença de rupturas de declive (*knickpoints*) no perfil longitudinal do canal fluvial, cotovelos de captura (*elbows of capture*), capturas de drenagem, curvas anômalas, meandros isolados, estrangulamento do vale, mudança abrupta no canal, entre outros (Mather, 2000; Bishop, 1995; Maher *et al.*, 2007).

Segundo Bezerra (2003), a mudança abrupta no padrão do canal de drenagem é uma anomalia que implica o aumento ou na redução do gradiente, dando indícios de soerguimentos e/ou rebaixamentos, sobretudo quando há a ocorrência de estreitamentos e alargamentos da planície. O autor descreve anomalias de drenagem como feições morfoestruturais que são impressas na configuração da rede de drenagem de forma a refletir certo tipo de controle tectônico, como nas drenagens do tipo radial e retilíneas, e na ocorrência de mudanças bruscas de direção e migração de canais.

A análise morfoestrutural baseada em dados quantitativos e qualitativos extraídos a partir da caracterização das formas de relevo e das propriedades dos padrões das redes de drenagem, pode contribuir na identificação de estruturas tectônicas, sobretudo em escala regional. Um canal fluvial tende a tomar a rota mais simples, obedecendo à declividade regional do terreno. A ocorrência de um trecho do canal, que haja discordância da declividade, acarreta a imposição de um desvio que pode estar associado a uma litologia distinta ou a estruturas, e podem ainda, estar associadas à ocorrência de eventos tectônicos na região (Bishop, 1995).

No padrão dendrítico, por exemplo, a presença de confluências em ângulos retos, constitui anomalia que pode ser atribuída, em geral, aos fenômenos tectônicos, pois esse padrão, é desenvolvido tipicamente sobre rochas de resistência uniforme, ou em estruturas sedimentares com camadas horizontais (Vieira *et al.*, 2019).

A ocorrência de *knickpoint* (*Kp*) ou rupturas de declives também são fortes indicadores da gênese do canal relacionada a movimentos tectônicos (Larue, 2008; Burbank; Anderson, 2011), à retração por influência da erosão a partir do rebaixamento do nível de base (Charlton, 2008; Olivetti *et al.*, 2016) ou a contraste litológico, em razão da existência de um substrato rochoso que apresenta maior resistência à erosão fluvial a montante de uma rocha mais friável, acarretando a formação de um desnível.

As rupturas de declives são de segmentos subitamente íngremes (degraus topográficos) observados no perfil longitudinal do canal fluvial. De acordo com Guerra e Cunha (2001), uma ruptura de declive é a falta de continuidade de um aclave numa montanha ou num vale, e em encosta formada por influência tectônica, estrutural ou por ação erosiva. É denominada ruptura positiva quando a descontinuação promove vertentes íngremes, e quando resulta em uma pequena faixa de alargamento horizontal na faixa da vertente é denominada de ruptura negativa.

Desta forma, a análise da distribuição e posição dos *knickpoints* é primordial para a interpretação da incisão da rede de drenagem e do processo de dissecação originado pela erosão fluvial, que influenciam na evolução da paisagem. Sua influência na dinâmica erosiva, potencializa o processo de erosão do leito do rio com direção remontante pelo recuo de cabeceira, podendo ocasionar uma captura de drenagem por um tributário ou até mesmo por uma bacia adjacente (Sousa, 2017).

Assim, a ocorrência de processos regionais de movimentos do substrato rochoso, como subsidências, soerguimentos ou basculamentos de blocos, pode ocasionar, além da alteração no nível de base, a assimetria de bacias e o estabelecimento de domínios morfoestruturais (Salamuni, 1998).

### 3. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

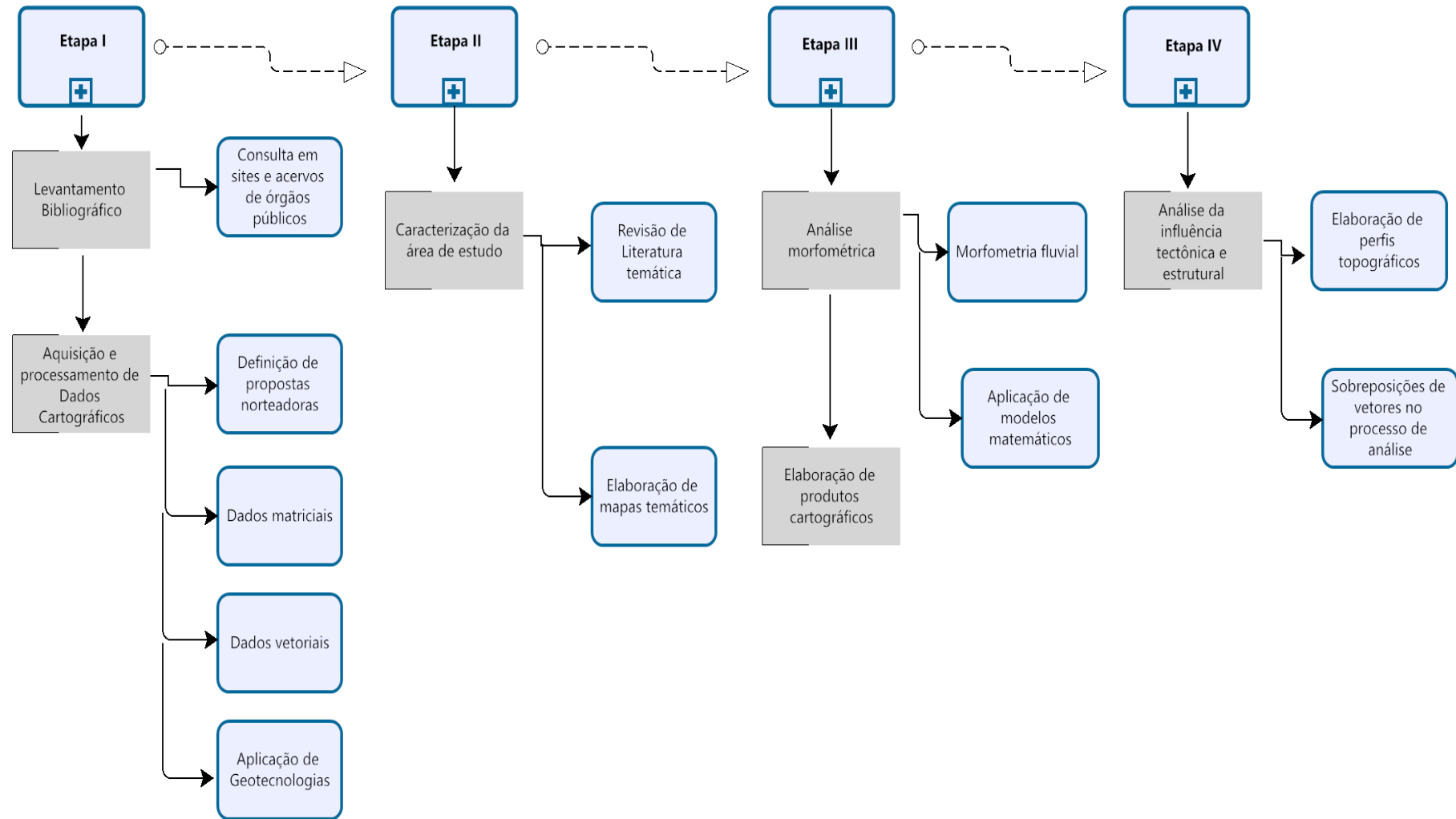
A pesquisa foi desenvolvida a partir da abordagem teórica e metodológica geossistêmica, na busca pela compreensão das inter-relações dos componentes naturais da paisagem que compreendem a bacia hidrográfica do rio Balsas no Estado do Maranhão. O estudo está apoiado em formulações conceituais de Chorley e Kennedy (1971) e Christofolletti (1979; 1987; 1999).

A análise dos elementos que compõem o que se conceitua de geossistemas, está apoiada no estudo dos diferentes componentes do ambiente natural. Desse modo, o uso da interpretação geomorfológica das paisagens é fundamental para a compreensão da sequência de eventos que atribuíram à paisagem determinadas características. A área de estudo, por compreender uma extensão espacial em uma ordem de grandeza sub-regional, adotou-se uma escala de semidetalhe (1:250.000) para a interpretação da paisagem em seus aspectos naturais, estruturais e dinâmicos, bem como, na edição de dados cartográficos.

O fluxograma a seguir ilustra a divisão das etapas de elaboração do presente estudo, assim como a conexão entre as fases no decurso da presente pesquisa, possibilitando melhor entendimento do todo. Sequencialmente, as etapas encontram-se elencadas com maior nível de detalhamento (Figura 02):



**Figura 02:** Fluxograma de execução dos métodos da pesquisa



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

### **3.1 Levantamento Bibliográfico e Aquisição de Dados Cartográficos**

#### ***3.1.1 Levantamento Bibliográfico***

O levantamento das informações teóricas que colaboram com a fundamentação do trabalho, foi realizado a partir da revisão sistemática da literatura com abordagens sobre a geologia, a geomorfologia estrutural e a geomorfologia fluvial e suas relações com as anomalias de drenagem, morfometria de sistemas fluviais, entre outros temas essenciais para suporte nas inferências durante o processo de execução da pesquisa.

A execução deste trabalho está apoiada e fundamentada na geomorfologia estrutural e tectônica. A geomorfologia estrutural preocupa-se com a influência do arcabouço geológico passivo, na qual inclui tanto a litologia quando a estrutura do relevo. Por outro lado, a geomorfologia tectônica busca tratar do controle ativo e a forma com que as estruturas ativas, no Quaternário ou no Cenozoico mais recente atuam, ou seja, o controle da neotectônica na gênese do relevo.

A pesquisa está baseada em orientações propostas principalmente por Howard (1967), Projeto RADAMBRASIL (1973, 1974), Christofolletti (1981), Goes (1995), Bishop (1995), Salamuni (1998), Vaz *et al.* (2007), Etchebehere (2004), CPRM (2013), Conceição e Silva (2013), Queiroz *et al.* (2014), IBGE (1996, 2009, 2019), entre outros.

#### ***3.1.2 Aquisição e Processamento de Dados Cartográficos***

A investigação proposta nesta pesquisa foi realizada a partir do uso integrado de técnicas e ferramentas de Sistema de Informações Geográficas (SIG) e Sensoriamento Remoto. A captura de dados primários e secundários em ambientes SIG permite subsidiar a análise espacial, que conforme cita Longley *et al.* (2009, p. 352), “[...] ela inclui todas as transformações, manipulações e métodos que podem ser aplicados aos dados geográficos para adicionar valor a eles, para apoiar decisões e para revelar padrões e anomalias que não são óbvios à primeira vista”. É através dela que há a transformação de dados brutos em informações científicas relevantes. Desta forma, foram utilizados dados cartográficos em formato vetorial e matricial conforme detalhamento:

##### ***3.1.2.1 Dados Matriciais***

Os dados matriciais (ou *raster*) são aqueles formados por um conjunto de células codificadas em formato de uma matriz. As células são os elementos da malha formando dados contínuos com limites graduais denominados de *pixels*. Cada *pixel* corresponde a um valor referente ao atributo formando linhas e colunas, quando georreferenciadas, correspondem

ainda, a um par de coordenadas x e y indicando a localização da área abrangida por ele (Cunha e Calijuri, 2013; Fitz, 2018).

As imagens de satélites e as imagens de radar são comumente os exemplos de dados matriciais mais utilizados na análise espacial, pois capturam informações da superfície da terra e a transmitem a um receptor para que sejam tratadas, distribuídas e interpretadas após análise (Longley *et al.*, 2009).

Nesta pesquisa, foram utilizadas imagens de radar da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) realizada pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e pela NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*) no ano 2000. Este mapeamento foi realizado por meio de sensores orbitais a bordo do ônibus espacial *Endeavour*, cobrindo todo o território brasileiro, conforme articulação de folhas 1:250.000 de 1° de latitude e 1,5° de longitude e, posteriormente foram copiadas da rede mundial de computadores pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS - *United States Geological Survey*), disponibilizando-as recentemente sob resolução espacial de 30 metros (Valeriano, 2008).

As imagens de radar proporcionam um modelo matemático de superfície contínua interpolada a partir de valores de cotas altimétricas com referência ao nível médio do mar, estando associados às coordenadas de posição em um determinado sistema de projeção cartográfica, assim, denominados de Modelo Digital de Elevação (MDE) (Cunha e Calijure, 2013).

Os MDEs são de grande relevância no mapeamento da superfície, principalmente pela obtenção de variáveis relacionadas a altimetria, tendo suas aplicações amplamente utilizadas em estudos geomorfológicos, em rotinas que envolvem análise topográfica como declividade, orientação direcional, dinâmicas e padrões de fluxos, na elaboração de mapas hipsométricos, entre outros. Desta forma, os MDEs subsidiam a obtenção de diversos parâmetros necessários às análises deste trabalho.

Além dos Modelos Digitais de Elevação, há a necessidade do uso de imagens de satélite. Nesta pesquisa foi utilizado um mosaico de imagens da missão *RapidEye*, que é um sistema com um conjunto de cinco satélites que geraram imagens multiespectrais, sendo administrada por uma empresa alemã. O Ministério do Meio Ambiente e Mudança do Clima (MMA) adquiriu e disponibilizou imagens do *RapidEye* capturadas do período de 2011 a 2014, a partir da assinatura de acordo de cooperação técnica com a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa), com o objetivo de subsidiar pesquisas e ações.

Os satélites *RapidEye*, através do sensor REIS (*RapidEye Earth Imaging System*), obtiveram imagens da superfície terrestre em cinco faixas espectrais (Quadro 2), com período

de revisita de 24 horas (*off-nadir*) e 5,5 dias no *nadir*, resolução espacial de 6,5 m pelo sensor e de 5 m nas ortoimagens. O tamanho de cena básica é de 25,0 x 25,0 km, faixa imageada de 77,25 km.

**Quadro 2:** Distribuição de bandas nas faixas do espectro eletromagnético dos satélites *RapidEye*.

Bandas espectrais	Resolução espectral
Azul	440 - 510 nm
Verde	520 - 590 nm
Vermelho	630 - 690 nm
Red-Edge	690 - 730 nm
Infravermelho Próximo	760 - 880 nm

Fonte: Elaborado pela autora, 2022.

As imagens de satélites subsidiam o suporte na interpretação da rede de drenagem, no traçado de alinhamentos estruturais, no auxílio à cartografia e avaliação do relevo, sendo então, de extrema relevância no aprimoramento das investigações. Nesse sentido, vale ressaltar ainda a utilização das cartas topográficas da Diretoria de Serviços Geográficos do Exército (DSG) e IBGE. Trata-se de documentos cartográficos elaborados na escala de 1:100.000 nos anos de 1979 a 1981 (para a região), que trazem informações essenciais de planimetria e altimetria, rede de drenagem, toponímias, entre outras informações, obedecendo ao recorte de articulação de folhas do mapeamento topográfico sistemático terrestre.

As cartas topográficas foram elaboradas com referências cartográficas padronizadas com indicação de fusos e zonas conforme a articulação de folhas na escala de 1:250.000, desdobrada a partir da Carta Internacional do Mundo ao Milionésimo (CIM) pelo IBGE. As folhas a qual faz parte a bacia hidrográfica do rio Balsas estão posicionadas no hemisfério sul, representado pela letra “S”, compreendendo as faixas horizontais (que apresentam 1° de latitude x 1°30' de longitude) B e C e fuso 23 (Figura 03).

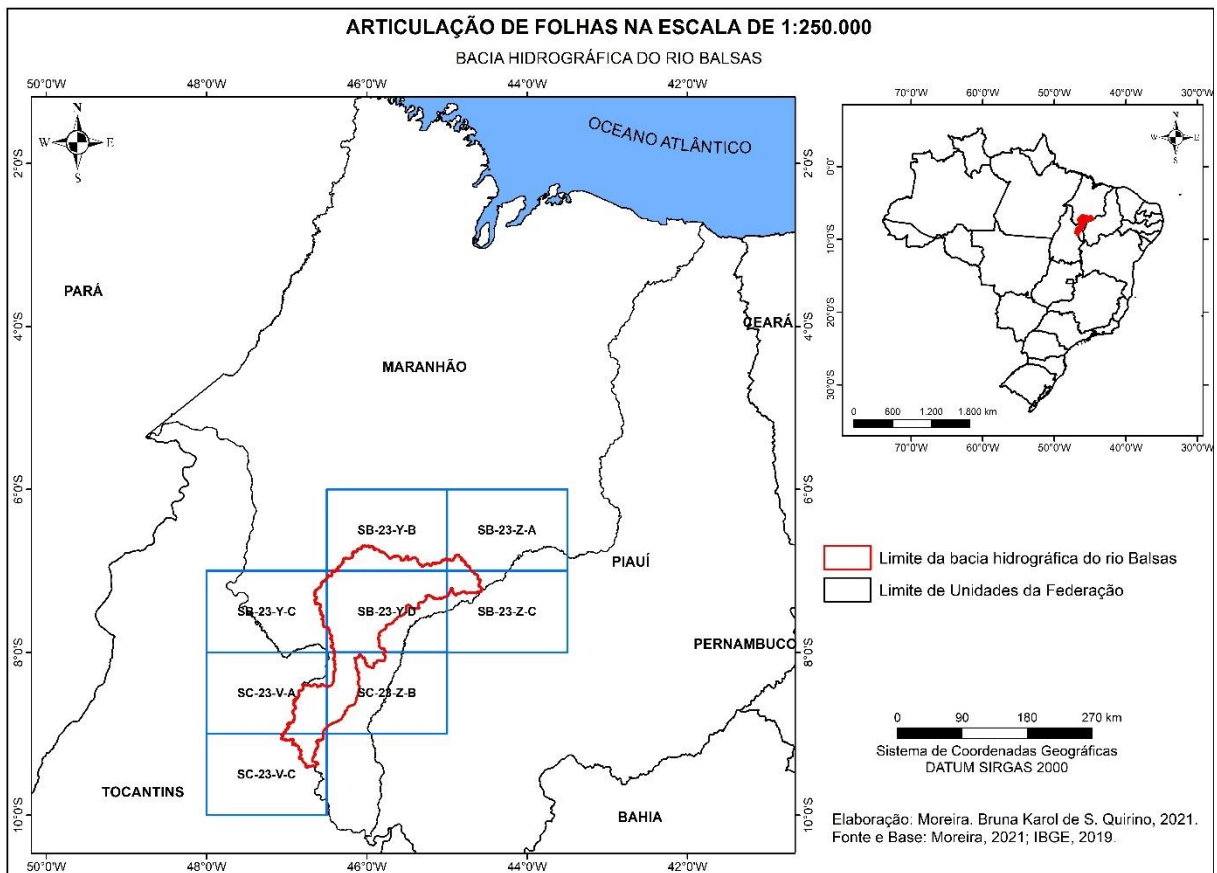
Diante o exposto, o quadro 3 mostra de forma resumida os produtos de formato matriciais utilizadas no desenvolvimento da pesquisa:

**Quadro 3:** Dados matriciais utilizados na execução da pesquisa

Tipo	Descrição	Sensor	Fonte	Resolução espacial (m)	Ano
Radar	SRTM/TOPODATA	-	USGS/INPE	30	2000
Satélite	<i>RapidEye</i>	REIS	MMA	5	2011
Carta-Imagem	Carta Topográfica	-	DSG e IBGE	-	1979-1981

Fonte: Elaborado pela autora, 2022.

**Figura 03:** Mapa de articulação de folhas do IBGE na escala de 1:250.000.



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

### 3.1.2.2 Dados Vetoriais

No modelo de dados vetoriais, os objetos do mundo real podem ser representados por elementos geométricos básicos: ponto, linha e polígono. No dado vetorial os limites são definidos (objetos discretos), sendo que o ponto é adimensional e é representado por um único par de coordenadas x e y; as linhas correspondem a uma sequência de pontos conectados e representam entidades geográficas lineares, como ruas e sistema de drenagem; enquanto o polígono representa áreas (ou zonas), delimitadas por uma sequência de linhas que não se cruzam e a coordenada do ponto inicial coincide com a do ponto final se encontrando em um único nó (Cunha e Calijure, 2013). Encontram-se indicados no quadro 4, os dados vetoriais utilizados na execução da pesquisa.

**Quadro 4:** Dados vetoriais utilizados na execução da pesquisa.

<b>Tipo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Formato</b>	<b>Fonte</b>	<b>Escala</b>
Polígono	Limite de bacia	<i>Shapefile</i>	Moreira (2021)	-
	Limite de Sub-bacias	<i>Shapefile</i>	Vetorização Manual Moreira (2022)	-
	Geologia	<i>Shapefile</i>	CPRM (2013)	1:750.000
	Pedologia		IBGE (2019)	1:250.000
	Vegetação			
Geomorfologia				
Linha	Rede de drenagem	<i>Shapefile</i>	Moreira (2021)	1:250.000
	Estrutura / Lineamentos estruturais	<i>Shapefile</i>	CPRM (2013)	1:750.000
			IBGE (2019)	1:250.000
Ponto	Estrutura / Afloramentos	<i>Shapefile</i>	CPRM (2013)	1:750.000
			IBGE (2019)	1:250.000

Fonte: Elaborado pela autora, 2022.

Conforme descrito no quadro acima, foram utilizados os dados vetoriais correspondente aos limites de geologia e geomorfologia baseados nas informações oficiais do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - BGE e Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais / Serviço Geológico do Brasil - CPRM, que são os órgãos oficiais brasileiros de mapeamento dessas feições ambientais. Estes dados foram confrontados para verificação de similaridade das informações, e serviram como embasamento das inferências adquiridas no andamento do estudo, e ainda, como base para elaboração de mapas temáticos. Ressalta-se que os dados litológicos e estruturais apresentados pelo IBGE no ano de 2019 estão em escala de maior detalhe (1:250.000), em detrimento das informações da CPRM (1:750.000).

O limite de bacia e a rede de drenagem da bacia do rio Balsas foram elaborados por Moreira (2021), a partir da vetorização manual com o uso do software *ArcGIS PRO* 10.6. A vetorização foi realizada a partir da sobreposição de imagens do Satélite *RapidEye* (2011) com resolução de 5 metros e imagens de radar do projeto TOPODATA/INPE (2008) com resolução de 30 metros. A rede de drenagem encontra-se na escala 1:250.000, abarcando todos os canais com extensão acima de 2,5 km (Moreira, 2021).

### 3.2 Parâmetros Morfométricos Aplicados à Análise da Rede de Drenagem

O uso de parâmetros morfométricos nos estudos geoambientais é relevante para o entendimento das características físicas dos elementos da paisagem e auxilia na compreensão dos processos naturais atuantes que têm relação direta com as transformações ambientais ocorridas na bacia hidrográfica. A morfometria fluvial pode ser definida como a análise

quantitativa da superfície topográfica e do conjunto de canais de determinado espaço geográfico (Santos, 2012).

De acordo com Christofolletti (1980), os estudos morfométricos foram desenvolvidos inicialmente pelo engenheiro hidráulico Robert E. Horton apoiado nas ideias de Artur N. Stralher, que relacionava a interpretação de rios e bacias de drenagem como um conjunto interdependente e dinâmico. Desse modo, a morfometria fluvial estabelece relações entre os parâmetros mensuráveis de uma bacia a partir de uma abordagem quantitativa, permitindo uma análise sistêmica (Machado *et al.*, 2011).

A análise morfométrica, portanto, refere-se a um conjunto de técnicas que caracterizam fatores geométricos e de composição dos sistemas ambientais, atuando como indicadores relacionados, ao arranjo estrutural, à forma e a interação entre a rede de canais fluviais e as vertentes de uma bacia hidrográfica (Christofolletti, 1999). As feições de relevo tendem a interferir sobre as dinâmicas de matérias e energias controlando a distribuição espacial de elementos da paisagem, e podem determinar por exemplo a presença de sedimentos, textura e desenvolvimento pedológico, e o regime de dinâmica das águas.

Essa caracterização é uma das metodologias mais utilizadas nos processos de avaliação geomorfológica e hidrológica, sendo, alguns desses parâmetros, relevantes na explicação sobre a gênese das anomalias de drenagem presentes na área de estudo. Os parâmetros morfométricos proporcionam o entendimento da dinâmica da bacia em escala local e regional, podem indicar e reconhecer as configurações do relevo e da drenagem. Esses dados se apresentam em padrões matemáticos capazes de mensurar o grau de desenvolvimento das bacias e de averiguar a influência das perturbações tectônicas.

Segundo Christofolletti (1981), os parâmetros que devem ser utilizados em uma descrição morfométrica precisam abranger as caracterizações do tipo areal (que depende das medições planimétricas e dos canais de escoamento); linear (extraídas a partir das medições realizadas ao longo dos trechos de drenagem); e a hipsométrica (que analisa a correlação da declividade do terreno em relação às faixas de altitude, obtendo indicativos de proporcionalidade na bacia hidrográfica).

Assim, considerando a relação de rede de drenagem e relevo, foram extraídas as seguintes informações (Tabela 1):

**Tabela 1:** Parâmetros morfométricos aplicados à bacia do rio Balsas

	Parâmetro	Expressão Matemática	Unidade	Anotações
<b>Análise Linear</b>	Comprimento do rio Principal (km)	-	-	-
<b>Análise Zonal</b>	Área da bacia (km <sup>2</sup> )	-	-	-
	Densidade de Drenagem (Dd)	$Dd = \frac{L}{A}$	km/ km <sup>2</sup>	Horton, 1945.
	Densidade Hidrográfica (Dh)	$Dh = \frac{N}{A}$	Canal/ km <sup>2</sup>	Horton, 1945.
<b>Análise Hipsométrica</b>	Amplitude Altimétrica da Bacia (AA)	-	-	Jakob, 1996; Zhang <i>et al.</i> , 2015.
	Declividade Média da Bacia	-	%	Ramalho Filho e Beek, 1995.
	Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)	$FSTT = \frac{Da}{Dd}$		Cox (1994).
<b>Análise Hipsométrica</b>	Fator de Assimetria de bacia da drenagem (FABD)	$FABD = 100 \frac{Ar}{At}$	-	Cox, 1994.
	Perfil Topográfico	-	m/km	Christofolletti, 1980; Vieira <i>et al.</i> , 1997.
	Relação Declividade e Extensão - RDE	-	-	Hack, 1973; Etchebehere, 2004.

Fonte: Elaborado pela autora, 2022.

Desta forma, os parâmetros morfométricos aplicados como subsídio para investigação de ocorrência e origem de anomalias de drenagem, foram encontrados conforme modelos de aplicações descritas por Horton (1945), Christofolletti (1980), Cox (1994), Hack (1973), Etchebehere (2004), Vieira *et al.* (1997) entre outros, cujas descrições são destacadas a seguir:

A **densidade de drenagem** (Dd) da bacia do rio Balsas foi obtida com o intuito de estabelecer a sua relação com áreas que apresentem anomalias de drenagem, uma vez que este parâmetro indica o grau de desenvolvimento e a eficiência do sistema de drenagem. Assim, nas rochas mais resistentes à infiltração há maior tendência ao escoamento superficial gerando possibilidade de esculturação dos canais superficiais, que é definida pela litologia e estrutura geológica (Magalhães Júnior e Barros, 2020).

Os resultados de Dd são encontrados a partir da relação entre a área total da bacia com o somatório dos comprimentos de todos os canais de escoamento, em que o resultado é expresso em km/km<sup>2</sup> (Villela e Matos, 1975). Este parâmetro será definido segundo a classificação de Beltrame (1994), conforme tabela 2:



**Tabela 2:** Classificação da densidade de drenagem (Dd)

Dd (km/km <sup>2</sup> )	Classificação
< 0,50	Baixa
0,50 - 2,00	Mediana
2,01 - 3,50	Alta
> 3,50	Muito Alta

Fonte: Beltrame (1994).

Para o cálculo da Densidade de drenagem é utilizada a seguinte expressão matemática:

$$Dd = \frac{L}{A}$$

Onde: *Dd*: Densidade de drenagem;  
*L*: Comprimento total dos canais;  
*A*: Área da Bacia.

Os parâmetros morfométricos adquiridos, relacionados às características hipsométricas, foram: a **Amplitude Altimétrica (AA)**, **Declividade média da bacia (Dm)**, **Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)**, **Fator de Assimetria da bacia de drenagem (FABD)**, **Perfil Topográfico** e **Relação Declividade e Extensão (RDE)** da área de contribuição.

A Amplitude Altimétrica corresponde à diferença entre a altitude máxima (Elevação inicial da bacia com referência ao nível do mar) e altitude mínima (Elevação final da bacia). Assim como todas as variáveis relacionadas às características de relevo, foram adquiridas após análise do mosaico de imagens de MDE que compreende a área de estudo, por meio do uso do SIG *ArcGIS* PRO 10.6<sup>1</sup>

Segundo Tonello *et al.* (2006) outro aspecto relevante da morfometria é a declividade média da bacia hidrográfica, haja vista que essa variável interfere diretamente na velocidade do escoamento da água durante o seu percurso na área de contribuição. Para este trabalho, os valores de referência para a classificação quanto ao tipo de relevo em razão da declividade, será conforme a proposição da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA, organizado por Ramalho Filho e Beek (1995) (Tabela 3). Para cálculo da Declividade Média da bacia será utilizado a equação:

$$Dm = (DxA:L)x1000$$

Onde: *Dm* = declividade média da bacia (m/m);  
*D* = equidistância entre curvas de nível em m;  
*A* = área da bacia (m<sup>2</sup>)  
*L* = comprimento total das curvas de nível em m.

<sup>1</sup> Produto Licenciado sob código *ArcGIS* EFL152535631;

**Tabela 3:** Distribuição de classes de declividade

Declividade (%)	Classificação
0-3	Plano/Praticamente Plano
3-8	Suave Ondulado
8-13	Moderadamente Ondulado
13-20	Ondulado
20-45	Fortemente Ondulado
45-75	Montanhoso <sup>2</sup>
>75	Escarpado

Fonte: Ramalho Filho e Beek 1995, p. 54.

O **Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)** corresponde ao deslocamento lateral do canal principal em relação à linha média da bacia hidrográfica, onde os valores variam de 0 (apontando drenagem simétrica) a 1 (que indica assimetria extrema) (Magalhães Junior e Barros, 2020). O resultado é obtido a partir da equação:

$$FSTT = \frac{Da}{Dd}$$

Onde: *FSTT*: Fator de simetria topográfica transversal;

*Da*: Distância da linha média do eixo longitudinal da bacia até o principal meandro ativo;

*Dd*: Distância da linha média do eixo longitudinal da bacia ao divisor perpendicular.

Por sua vez, o **Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD)** é a diferença entre a área da margem direita de uma bacia hidrográfica e sua área total, pode ser percebida pela discrepância do comprimento dos canais afluentes em relação ao rio principal e ao seu interflúvio (divisor de águas). É calculada a partir da equação proposta por Cox (1994):

$$FABD = 100 \times \frac{Ar}{At}$$

Onde: *FABD*: Fator de assimetria da bacia de drenagem;

*Ar*: Área da bacia na margem direita do canal;

*At*: Área total da bacia hidrográfica.

Os resultados de FABD com valores próximos a 50 (cinquenta) indicam que não houve migração do canal de forma expressiva, já valores próximos a 0 (zero) ou a 100 (cem) indicam migração significativa do canal, indicando influências de controle estrutural. Esse dado é relevante para análise de anomalias de drenagem, pois pode refletir a interferência de fatores tectônicos, estruturais e reorganização do sistema fluvial (Magalhães Junior e Barros, 2020).

<sup>2</sup> Embora o índice de declividade estabelecido possa ser atingido nas feições de relevo da região, os atributos necessários para o enquadramento conceitual de “montanhas” não são atendidos. Para uma classificação regional é necessário a adequação/substituição do termo “Montanhoso”, de forma a ajustá-lo às particularidades das feições nessa região. Atualmente existe um grupo de trabalho composto por órgãos oficiais (IBGE e CPRM), pela União da Geomorfologia Brasileira (UGB) e professores doutores de instituições de ensino superior que atuam na proposta de uma sistematização no relevo brasileiro. Essa sistematização irá ser apresentada pelo Sistema Brasileiro de Classificação do Relevo (SBCR).

Para a obtenção do perfil topográfico foram realizadas seções transversais em MDEs, em pontos estratégicos dos principais cursos d'água, localizados no alto, médio e baixo curso da bacia do rio Balsas, objetivando a indicação do volume do relevo e a profundidade do leito fluvial ao longo do percurso. Este parâmetro foi extraído a partir da ferramenta *3D Analyst* do software *ArcGIS PRO* 10.6, que se destaca como um importante indicador de rupturas bruscas no gradiente fluvial, indicando mudanças nas condições de declividade que podem estar associadas à geologia da área.

A **Relação Declividade-Extensão** (RDE) baseia-se no *Stream-Gradient index*, que reflete a razão entre a variação altimétrica e extensão do canal. Trata-se da análise do perfil longitudinal do curso d'água de forma a detectar possíveis anomalias em seu perfil. O RDE possibilita mapear áreas indicativas de anomalias estruturais e desequilíbrios ao longo do canal (Magalhães Júnior e Barros, 2020). Este indicador foi extraído de canais acima de 10 km, de forma automática, através de uma ferramenta do *Toolbox* elaborada como complemento acoplado à plataforma *Arctoolbox* do *ArcGIS*, desenvolvida pelo Grupo de Pesquisa em Neotectônica da Universidade Federal do Paraná (<http://www.neotectonica.ufpr.br>), denominado *Knickpoint Finder*.

Esta ferramenta permite a automatização na detecção desse tipo de anomalia de forma rápida a partir de imagens do tipo MDE, ou seja, com dados altimétricos. Através de um ponto indicam, rupturas bruscas de relevo nos perfis longitudinais dos segmentos de drenagem. Essa ferramenta é utilizada na análise de anomalias de drenagem e como indicadora de alterações no curso d'água por influência tectônica, de alterações no substrato geológico ou aporte de carga (Salamuni, 2013; Etchebehere, 2004).

### 3.3 Análise Lito-Estratigráfica e Estrutural

Na análise da influência do substrato geológico, foi realizada a investigação da ocorrência de anomalias a partir da sobreposição de arquivos vetoriais de Geologia da CPRM e IBGE. O objetivo foi verificar se há a predominância de um tipo padrão de anomalia e valor de densidade de drenagem em formação geológica específica. Além disso, a observação dos gradientes de alterações à medida que muda a característica litológica.

As informações de caráter geológico, que envolve a litologia e a estrutura, somado aos parâmetros morfométricos, implicam melhores interpretações do processo evolutivo da paisagem (Christofolletti, 1980). A análise geológica da bacia do rio Balsas foi realizada através da elaboração de mapa temático, onde o detalhamento geológico no recorte dessa área, possibilitou sua correlação com outros dados.

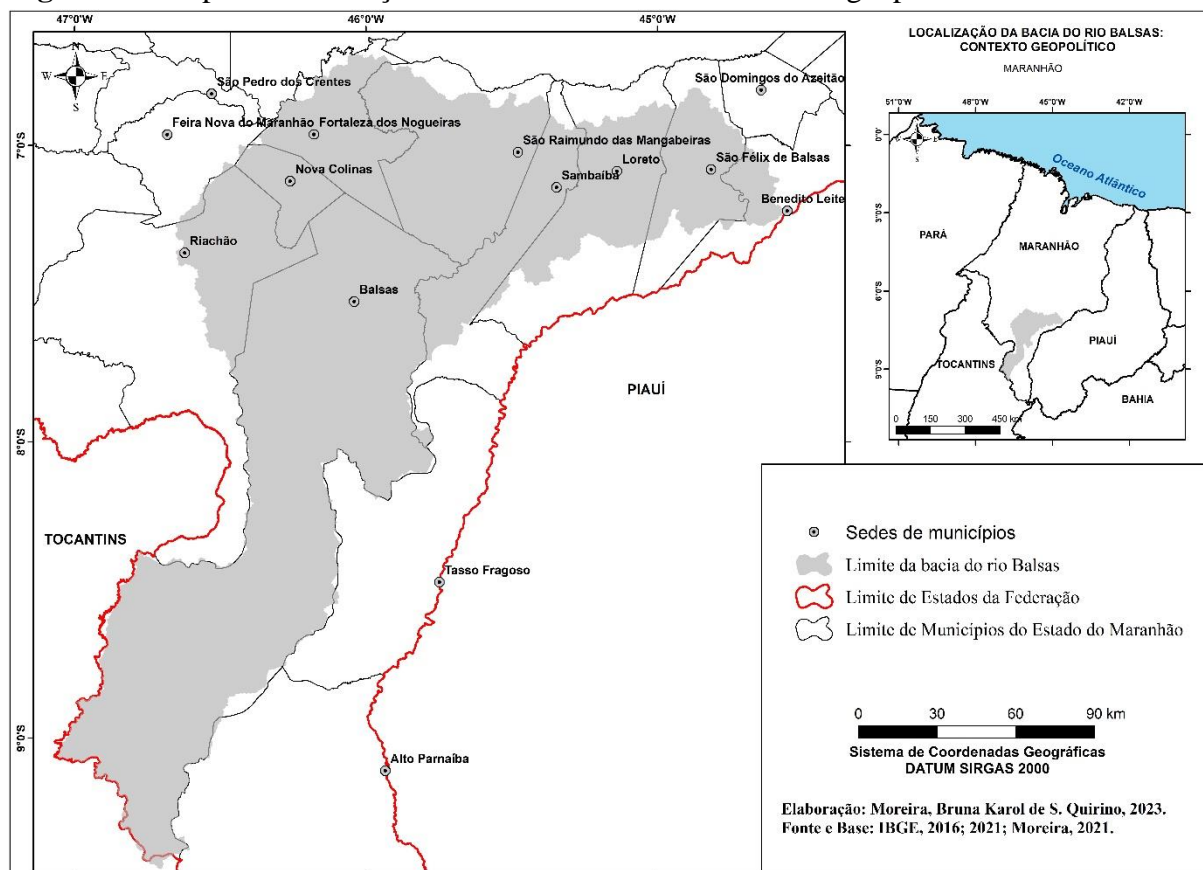
## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Caracterização da área de estudo

#### 4.1.1 Localização e Situação Geográfica da Área de Estudo

A bacia do rio Balsas situa-se na região Nordeste do Brasil, Mesorregião Sul maranhense, tendo 58% do seu território inserido na Microrregião Gerais de Balsas e 42% na Microrregião das Chapadas das Mangabeiras, corresponde a uma das maiores sub-bacias da unidade de planejamento hídrico do Parnaíba, situada em seu alto curso. A bacia do rio Balsas apresenta poligonal com formato alongado na direção SW-NE, com área de aproximadamente 25.630 km<sup>2</sup> (Figura 04).

**Figura 04:** Mapa de localização da bacia do rio Balsas: contexto geopolítico.



Fonte: Elaborada pela autora, 2023.

A área de estudo abrange parte do território dos municípios de Riachão, Nova Colinas, Sambaíba, Fortaleza dos Nogueiras, São Raimundo das Mangabeiras, Loreto, São Félix de Balsas e Benedito Leite e a totalidade do município de Balsas, que possui área de 13.141,162 km<sup>2</sup>. De acordo com dados do Censo Demográfico de 2023, a população da bacia é de 187.124 pessoas, densidade demográfica de 7,30 hab/km<sup>2</sup>, e Balsas, município mais populoso da bacia com 101.616 habitantes, o índice de desenvolvimento humano municipal de 0,68, tratando-se

do nono município mais populoso do estado do Maranhão. Representa ainda o terceiro maior PIB do estado e ocupa a posição 233 no ranking nacional (IBGE, 2020).

A principal atividade da região é a pecuária e a agricultura. Entre os anos 2000 e 2012 a produção agrícola na Mesorregião Sul maranhense cresceu 231%, passando de 176.370 ha e área plantada para 1.485.143ha (Frederico, 2015). Grande produtora de produtos primários, sendo a soja, o principal produto de exportação, essa é uma região de grande interesse para estudos mais aprofundados, pois, compreende grandes projetos de exploração da terra na atividade agropecuária. Em 2018, o município de Balsas alcançou 29% do total da produção de soja e 23% do total da produção de milho no estado do Maranhão, garantindo respectivamente a 23ª e 36ª colocações no ranking nacional de produção. (IBGE, 2020).

A área compõe a região do MATOPIBA, termo formado com o acrônimo dos estados do Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia, cuja delimitação oficial foi estabelecida pela portaria 244 de 12 de novembro de 2015, do Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. De acordo com a EMBRAPA (2022), a área vem sofrendo forte expansão agrícola com ênfase no cultivo de grãos a partir de meados da década de 1980, registrando recordes de produção nacional. Para a Codevasf (2006), em decorrência da prática agrícola e pecuária extensiva e intensiva, o processo de ocupação do espaço na região é caracterizado pelo uso desordenado do solo e dos recursos hídricos, em desacordo aos padrões de conservação necessários. Isso vem acarretando a degradação dos solos e o esgotamento de nascentes e de suas respectivas áreas de recarga, resultando, conseqüentemente, em elevado índice de assoreamento e alteração do regime hídrico dos cursos d'água.

#### ***4.1.2 Contexto Geológico Regional***

##### *4.1.2.1. A Evolução Geológica da Região da Bacia Sedimentar do Parnaíba*

Segundo Cunha (1986), a Bacia Sedimentar do Parnaíba, situada na Plataforma Sul-Americana, desenvolveu-se sobre um embasamento continental fortemente estruturado, constituído por rochas formadas ou retrabalhadas no Ciclo Brasileiro estando posicionada entre as faixas de dobramentos que bordejam os crátons de São Francisco, São Luís e do Amazonas.

A sedimentação da Bacia do Parnaíba se iniciou em decorrência da atuação de um sistema de fraturas e da sua ligação com a subsidência crustal de uma extensa área cratônica ao longo dos lineamentos Transbrasileiro e Santa Inês, na qual se encontram em fossas tectônicas que conservam espessas seções sedimentares reportadas do Pré-Cambriano, tendo ocorrido no fim da Orogenia Brasileira até a Orogenia Caledoniana da Cordilheira dos Andes (Siluriano-Devoniano). O preenchimento da bacia se deu em um processo de lenta subsidência de caráter

epirogenético que ocorreram em duas grandes interrupções originando assim, amplas discordâncias regionais (Cunha, 1986).

Recentemente a Bacia Sedimentar do Parnaíba foi redefinida e designada por Góes (1995) e Góes e Coimbra (1996), como Província Sedimentar do Meio-Norte, justificaram a nova interpretação face às dificuldades de compreensão do quadro tectono-sedimentar no contexto de uma única bacia, haja vista sua evolução ter ocorrido de maneira policíclica. Desta forma, há parcelas da área abrangida que possuem estilos tectônicos, idades e preenchimento sedimentar distintos.

Com base na gênese, a Província Sedimentar do Meio Norte foi dividida pela referida autora em quatro bacias menores: Parnaíba (Siluriano-Triássico), Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), Grajaú (Cretáceo) e Espigão Mestre (Cretáceo). Segundo Góes (1995), a Bacia do Parnaíba propriamente dita, onde está inserida a área de estudo, é do tipo Fratura Interior/Depressão Interior (IF/IS), a Bacia das Alpercatas do tipo Fratura Interior, já a Bacia do Grajaú apresenta características do tipo Depressão Marginal, enquanto a Bacia do Espigão-Mestre é Depressão Interior.

Segundo Vaz *et al.* (2007) e Góes e Feijó (1994), a sucessão de rochas sedimentares e magmáticas da Bacia Sedimentar do Parnaíba pode ser disposta em cinco sequências deposicionais: Sequência Cretácea, Sequência Jurássica, Sequência Neocarbonífera - Eotriássica, Sequência Mesodevoniana - Eotriássica e Sequência Siluriana.

A sequência Siluriana, é representada pelo Grupo Serra Grande que abarca as formações Ipu, Tianguá e Jaicós, que foram depositadas em um ambiente predominantemente continental e subordinadamente marinho. A sequência seguinte, Mesodevoniana-Eocarbonífera, denominada de Grupo Canindé, contém as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, e marca um período de transgressão na bacia, predominando deposição em ambiente marinho (Spisila, 2014).

O Grupo Balsas é composto pelas formações Piauí, Motuca, Pedra de Fogo e Sambaíba, e constituem a sequência Neocarbonífera-Eotriássica que representa uma grande regressão na bacia resultando nos depósitos desérticos continentais da Formação Sambaíba. A sequência Jurássica é representada pela Formação Pastos Bons e é caracterizada por um período de deposição flúvio-lacustre, sendo atingida por dois eventos magmáticos, que correspondem às rochas das formações Sardinha e Mosquito, ambas estão associadas respectivamente à abertura do Atlântico Sul e Atlântico Norte. A Cretácea é a que encerra a deposição da Bacia do Parnaíba, ocorrendo as formações Codó, Grajaú, Corda e Itapecuru, marcada pela deposição continental e marinha em ambiente desértico, estuarino e lagunar (Barbosa, 2016).

#### 4.1.2.2. Contexto Geotectônico e Principais Lineamentos Estruturais

A Bacia do Parnaíba está inserida na Plataforma Sul-Americana, sobreposta a um embasamento cristalino cratonizado após o término do evento Brasileiro (Proterozoico). Foi classificada por Brito Neves (1983) como intracratônica e por Figueiredo e Gabaglia (1986) como fratura interior passando a sinéclise interior continental. O desenvolvimento tectônico sedimentar da bacia foi atribuído à estruturação precursora relacionada aos pulsos terminais do Ciclo Brasileiro responsável pela formação de grábens distribuídos por toda a bacia com eixos orientados de Nordeste a Norte. A influência tectônica no desenvolvimento da sedimentação pós-ordoviciana marcou as primeiras fases deposicionais da bacia (Santos, 2007).

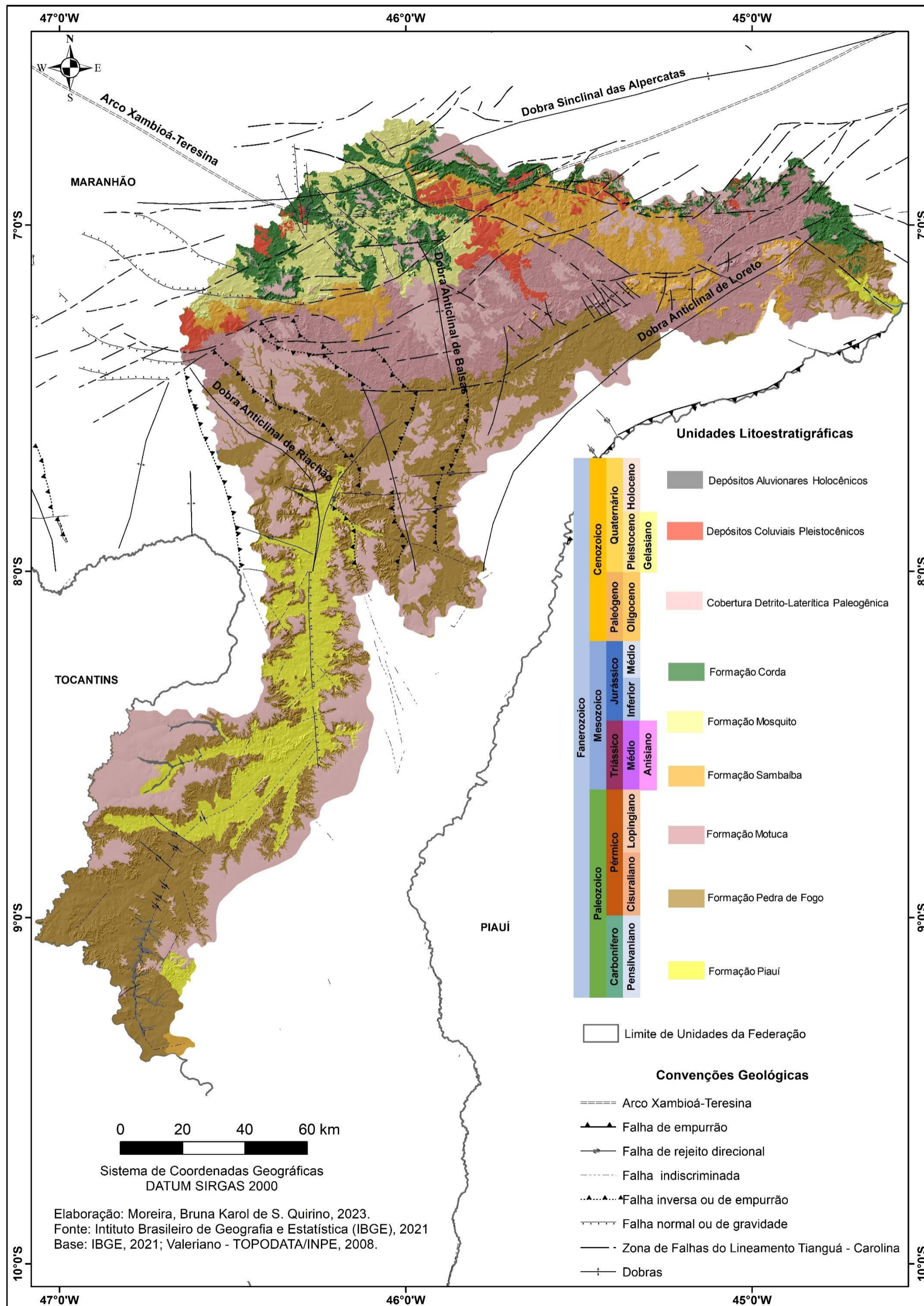
Após a abertura do Oceano Atlântico Equatorial depois da separação dos continentes Sul-Americano e Africano, houve um significativo processo magmático intrusivo e extrusivo (Góes *et al.*, 1990), tendo sido responsável pela ocorrência de falhamentos de pequeno rejeito, dobras e outras estruturas presentes na Bacia Sedimentar do Parnaíba (Vaz *et al.*, 2007). Ocorreu ainda, no fim do evento do Ciclo Brasileiro, durante a transição do Cambriano para o Ordoviciano, o resfriamento e a contração da litosfera o que favoreceu a ativação de antigas estruturas lineares e a formação de falhas normais. Surgiu assim, um quadro tectônico estrutural dominado por extensos falhamentos normais e fossas desenvolvidas ao longo das zonas de fraquezas crustais, destacando-se o Transbrasiliano e Picos Santa-Inês.

Estes dois grandes lineamentos exerceram controle estrutural da sedimentação da Bacia do Parnaíba até o Pensilvaniano, onde definiram os eixos de maior espessura sedimentar (CUNHA, 1986; FERNANDES, 2011). Segundo Góes (1989) e Cunha (1986) a sedimentação ocorrida durante o Evoniano foi influenciada primordialmente pelas áreas subsidentes de *riftes* precursores e pelo lineamento Pico Santa-Inês.

#### 4.1.2.3. Principais Unidades Litológicas da Bacia do Rio Balsas

A bacia do rio das Balsas está localizada na Província Sedimentar do Meio Norte, Bacia Sedimentar do Parnaíba, conforme definição de Goés (1995). Litoestratigraficamente, a área compreende rochas do Grupo Balsas, que possui em seu pacote sedimentar as formações Pedra de Fogo, Piauí, Sambaíba e Motuca na sequência Carbonífero-triássico; do Grupo Mearim, com a Formação Corda, na sequência Jurássica, e a Formação Mosquito, que compreende a um pacote vulcânico decorrente do magmatismo básico ocorrido durante o Jurássico; e de Depósitos Colúvio-Aluviais, segundo a classificação adotada pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais do Brasil (CPRM) (Figura 05) (Goés, 1995; Veiga Júnior, 2000).

Figura 05: Mapa de geologia da bacia do rio Balsas.



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.



A Formação Piauí, que ocorre primordialmente no alto curso da bacia do Balsas, é a primeira unidade litoestratigráfica do Grupo Balsas, de idade Pensilvaniana, e apresenta em suas características dunas eólicas com presença de folhelhos vermelhos e arenitos, na qual testemunha a ocorrência de um clima árido em condições severas, com algumas incursões marinhas em um ambiente deposicional continental do tipo fluvial (Lima e Leite, 1978; Lima Filho, 1992). Litologicamente, essa formação é constituída de siltitos, folhelhos e arenitos com geometria tabular e granulometria de fina a média, com matriz caulínica com predominância de estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, e presença de rochas que indicam depósitos de praia associados a depósitos de planícies de maré (Veiga Júnior, 2000).

Na Formação Pedra de Fogo, de idade Permiana, encontrada principalmente do alto ao médio curso da bacia do rio Balsas, há a predominância de arenitos, com abundância de nódulos e camadas de sílex, rochas calcárias intercaladas com arenito fino a médio amarelado e folhelho cinzento, depositados num ambiente marinho raso a litorâneo. O ambiente de deposição dessa formação indica origem continental fluvial e lagunar com influência eólica e ocorrência de incursões marinhas com ciclos evaporíticos (Goes e Feijó, 1994; Rivas, 1996; Veiga Júnior, 2000; Melo, 2007). O contato inferior com a Formação Piauí é de forma geral concordante, com ocorrência de mudanças litológicas bruscas, já o contato superior com a Formação Motuca é gradacional.

À Nordeste da bacia há presença de calcários da Formação Motuca. Essa formação data do Permiano terminal, e constitui-se de folhelhos vermelhos e siltitos micáceos intercalados com arenitos vermelhos ferruginosos com lentes de calcários e anidrita. Apresenta características de deposição em um sistema lacustre ou lagunar com incursões marinhas (Lima e Leite, 1978). O contato superior com a Formação Sambaíba é gradativo, todavia, localmente brusco e erosivo (Góes e Feijó, 1994).

A Formação Sambaíba, datada do Triássico Médio, caracteriza os arenitos que constituem as mesetas que ocorrem nas adjacências do município de Sambaíba (porção à Nordeste da bacia do Balsas, no baixo curso), sendo representada por arenitos com estratificações planares e cruzadas com acanalações de grande porte. Essa formação contém feições típicas de sedimentos eólicos que caracterizam um sistema desértico com contribuição fluvial (Vaz *et al.*, 2007; Abrantes Júnior e Nogueira, 2013). Segundo Santos e Carvalho (2009), a Formação Sambaíba alcança 440 metros de espessura máxima em subsuperfície e corresponde ao final da desertificação da Bacia do Parnaíba, cuja interrupção da sua sedimentação é atribuída ao soerguimento generalizado em razão da Orogenia Gondwana (Góes e Feijó, 1994).

A Formação Mosquito, do Grupo Mearim, aparece na porção Noroeste da bacia do Balsas, e constitui-se de derrames basálticos (rochas intrusivas básicas) intercalados com arenitos, correspondendo ao ciclo de vulcanismo fissural do Mesozoico Jurássico. Estão associadas à fase pré-rifte da abertura do Atlântico Leste posterior à ruptura do bloco afro-brasileiro (Góes, 1995). Os derrames basálticos intercalam sedimentos atribuídos à Formação Corda (Santos, 2009), o contato superior com essa formação é discordante, caracterizado por superfície de erosão acentuada (Santos *et al.*, 1984)

Segundo Melo (2007, p.43), a Formação Corda (Mesozoico Jurássico Médio) quando ocorre em contato com os basaltos da Formação Mosquito, possui sequência litológica que se inicia por arenitos grossos e em conglomerados com cores marrons, vermelhos e arroxeados com ocorrência de calhaus que chegam até 20 centímetros de calcita, basalto alterado, sílix, arenito, argilito e calcário imersos em matriz arenosa. Lima e Leite (1978) ressaltam que essa formação apresenta áreas de ocorrências locais e descontínuas cujas depressões originadas foram preenchidas por erosão do basalto.

Os sedimentos da Formação Corda são agrupamentos compostos por arenitos finos a médios de cor creme com ocorrência de grãos de quartzo arredondados e foscos bem selecionados, as estruturas sedimentares principais são pacotes com estratificação cruzada e acanalada de grande porte e deslocamento de grãos que intercalam camadas plano-paralelas. São originadas em um sistema continental desértico, ocorrendo em depósitos de dunas eólicas de grande porte formando leques aluviais e pequenos lagos (Klein, 2012).

Na bacia do Balsas, as Coberturas Detrito-lateríticas Paleogênicas possuem grande destaque entre as Coberturas Superficiais mais recentes datadas do Cenozoico, capeando a maior parte das formações geológicas. No alto curso da bacia desenvolvem-se perfis detrito-lateríticos resistentes ao intemperismo e à erosão, em maior parte desenvolvidas durante o Paleógeno, sendo constituídas por crostas ferruginosas que sustentam relevos tabulares em diferentes cotas altimétricas caracterizadas por platôs e chapadas (Dantas *et al.*, 2013). As Coberturas Detrito-lateríticas Paleogênicas constituem-se de uma zona argilosa caulínica, zona bauxítica, zona ferruginosa e zona pisolítica nodular da base para o topo com capeamento argiloso no topo (IBGE, 2011b).

Os Depósitos Coluviais Pleistocênicos são encontrados no médio curso da bacia do rio Balsas, e são formados por sedimentos conglomeráticos e areno-siltosos laterizados de origem colúvio-aluvial de forma predominante, compondo depósitos de piemonte (cones aluviais e tálus) e pedimentos (IBGE, 2011b).

### ***4.1.3 Contexto Geomorfológico Regional***

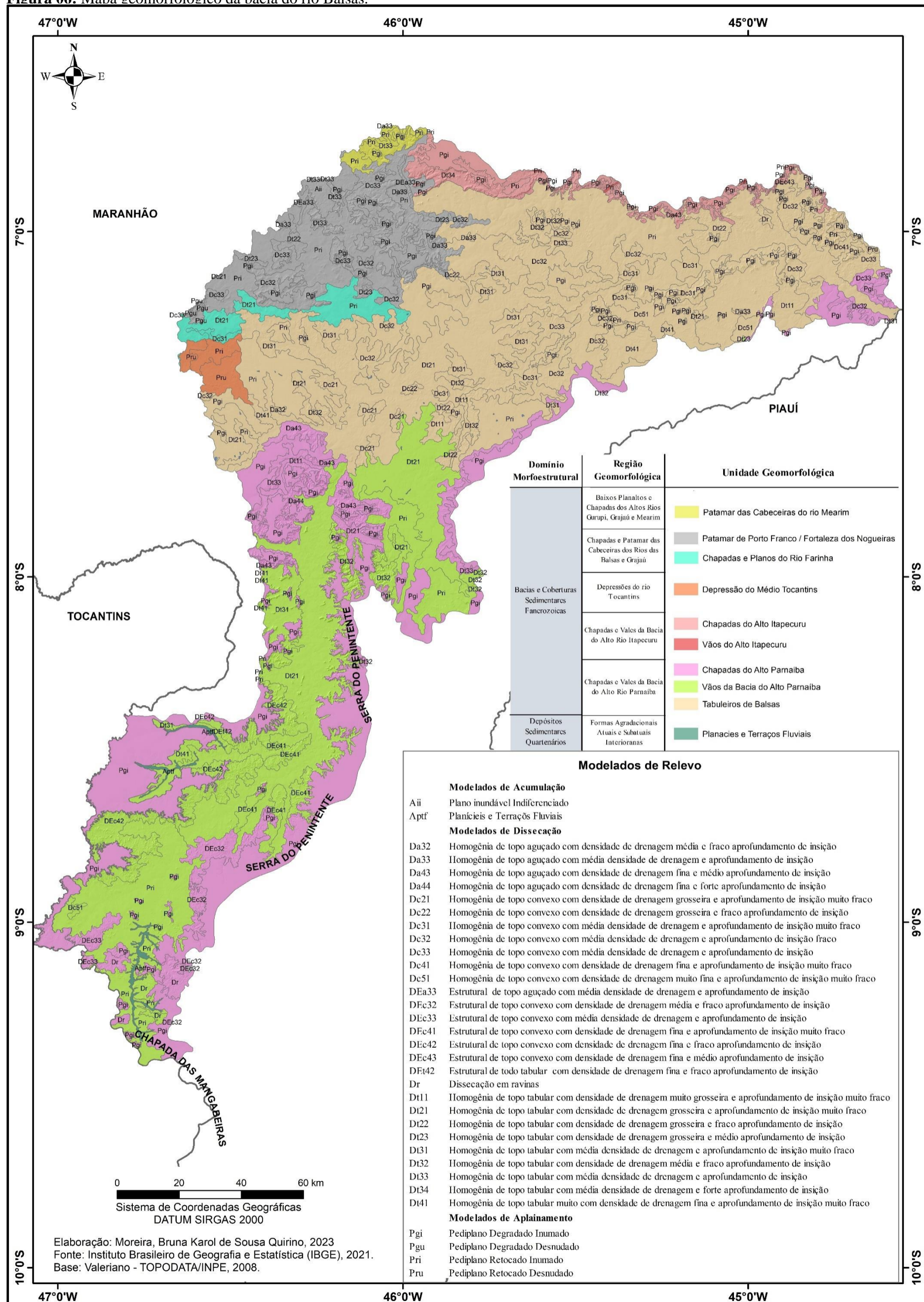
A geomorfologia, tem o papel de caracterizar as unidades de relevo no que se refere aos aspectos morfológicos, genéticos, cronológicos, morfométricos e dinâmicos, sendo elas naturais ou artificiais, atuais ou pretéritas, de forma a identificar os domínios morfoestruturais, as regiões e as unidades geomorfológicas, que constituem sistemas com tipos de modelados fisionomicamente semelhantes em suas formas (ANA, 2022). Estes, compreendem os níveis hierárquicos de compartimento do relevo, e correspondem à estrutura taxonômica do mapeamento geomorfológico proposto e adotado pelo IBGE (2009).

Geomorfologicamente, a bacia do rio Balsas é caracterizada por superfícies tabulares estruturais na forma de chapadas, com ocorrência de rampas dissecadas por canais de primeira ordem em cotas altimétricas de aproximadamente 400 m. Essas feições ocorrem em arenitos, folhelhos e siltitos com declives que variam de 5° a 11°, principalmente ao Norte da bacia (IBGE, 2019; Florenzano, 2008).

Os domínios morfoestruturais são grandes conjuntos estruturais que constituem os maiores táxons na compartimentação do relevo, ocorrendo em escala regional, onde os fatos geomorfológicos são extraídos conforme o arcabouço geológico, definido pela tectônica atuante e pela natureza das rochas. As regiões geomorfológicas, por sua vez, constituem o segundo nível taxonômico de classificação do relevo e representam compartimentos inseridos em agrupamentos de feições semelhantes associados às formações superficiais e às fitofisionomias, sendo resultados primordialmente da ação de fatores climáticos ao longo da sua evolução.

A bacia do rio Balsas está quase que totalmente inserida no domínio morfoestrutural de Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozóicas caracterizado por planaltos e chapadas constituídos sobre rochas sedimentares sub-horizontais e horizontais, ocasionalmente dobradas ou falhadas, dispostos no interior do continente em distintos ambientes de sedimentação (IBGE, 2009). No alto curso da bacia pode ser observado uma pequena faixa pertencente ao domínio de Depósitos Sedimentares Quaternários que coincidem com a região geomorfológica denominada de Formas Agradacionais Atuais e Subatuais Interioranas (Figura 06).

Figura 06: Mapa geomorfológico da bacia do rio Balsas.



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

A área da bacia do Balsas pertence de forma predominante à região de Chapadas e Vales do Alto Rio Parnaíba, caracterizado por vastas superfícies planálticas de topos extensos que foram profundamente entalhadas por uma rede de vales encaixados, aprofundados e alargados por erosão lateral das vertentes. O extenso vale aplainado localizado no alto curso da bacia do rio Balsas encontra-se delimitado por curtas escarpas rochosas de forma abrupta, delineando superfícies rebaixadas e arrastadas por processos erosivos, dominando a paisagem regional por terrenos planos rebaixados extensos e pelas regiões elevadas dos chapadões (Dantas, 2013).

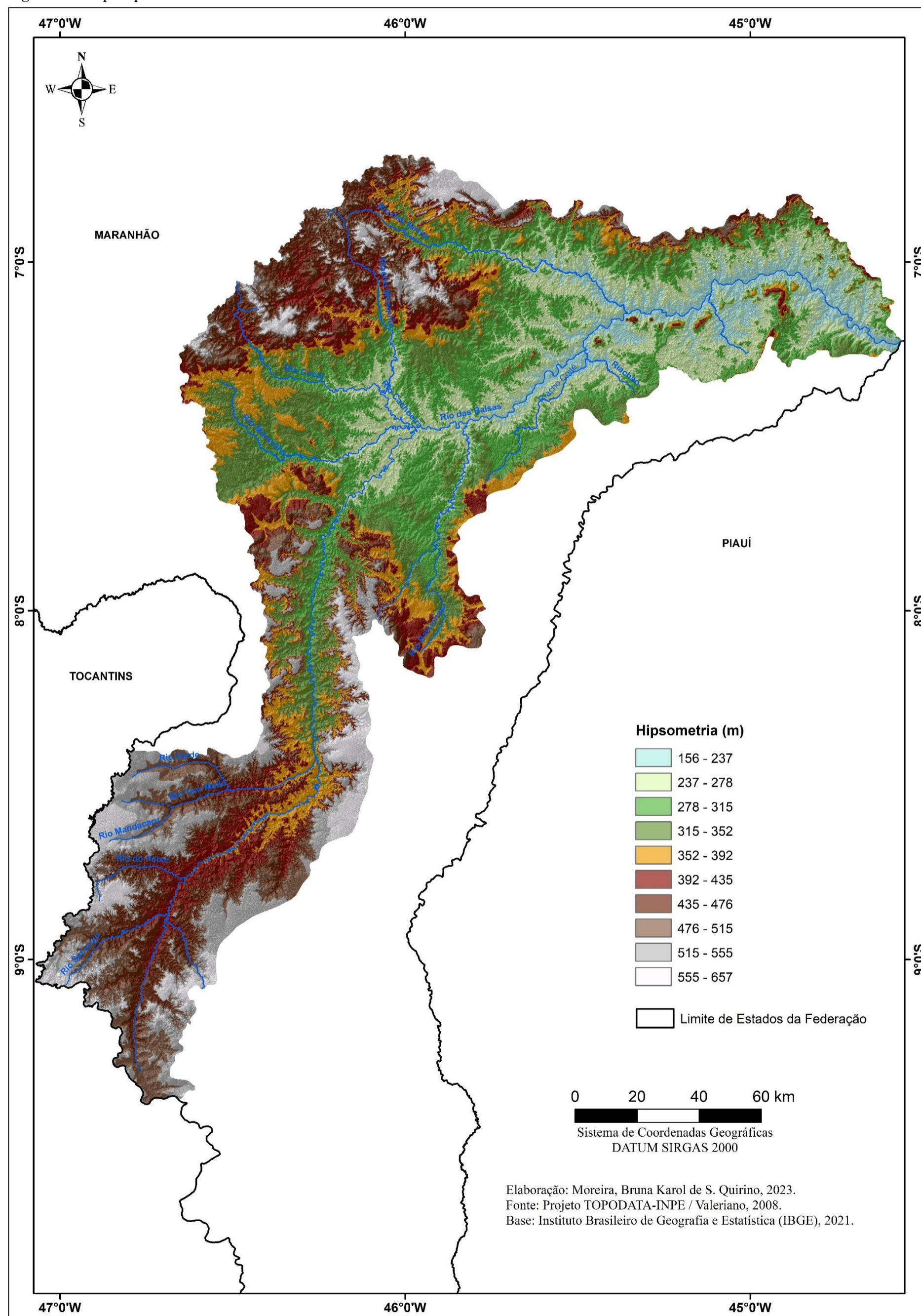
As Chapadas e Vales do Alto Rio Parnaíba limitam-se à Noroeste da bacia com as regiões geomorfológicas das Chapadas e Patamares das Cabeceiras dos rios das Balsas e Grajaú, Depressões do rio Tocantins, Baixos Planaltos e Chapadas dos Altos Rios Gurupi, Grajaú e Mearim, e Chapadas e Vales da Bacia do Alto Rio Itapecuru.

As unidades geomorfológicas, que compõem o terceiro nível taxonômico, são associações de formas de relevo com características similares e recorrentes em relação aos arranjos altimétricos e fisionômicos. A área do médio ao baixo curso da bacia do rio Balsas caracteriza-se pela ocorrência dos Tabuleiros de Balsas, marcado por relevos planos limitados localmente por escarpas e vertentes dissecadas em colinas e lombas, em cotas altimétricas variando entre 150 e 400 metros. O alto curso da bacia é representado pelos Vãos do Alto Parnaíba tipificado por vales amplos e pedimentados, e pelas Chapadas do Alto Parnaíba, cortadas pela drenagem disposta no sentido Sul-Norte, tem no bloco principal, cotas altimétricas que variam entre 150 e 600 metros, tendo sido denominada de Serra do Penitente (Correia Filho; Gomes; Nunes, 2011).

Na bacia do rio Balsas, as distintas cotas altimétricas com o conjunto de chapadas, frentes de cuevas, tabuleiros, vãos e planaltos, podem estar associados a uma antiga superfície de aplainamento de idade paleógena, correlacionável à Superfície Sul-Americana, posteriormente desnivelada por meio de processos de aplainamentos parciais e soerguimento diferencial ou basculamento de blocos ocorridas na Bacia do Parnaíba ao longo da era Cenozoica (Barbosa *et al.*, 1973; Barbosa; Novaes Pinto, 1973; Dantas, 2013).

Os pontos de maior altitude (Figura 07) na região de estudo, estão localizados na margem Sudeste da bacia, estando representados pelas formações Pedra de Fogo, Motuca e Piauí, inseridos nas Chapadas do Alto Parnaíba e Vãos do Alto Parnaíba, com altitude variando entre 350 e 650 metros. Essa mesma cota é encontrada na porção Noroeste da bacia coincidindo com a região do Patamar de Porto Franco e Fortaleza dos Nogueiras, caracterizada geologicamente pelas formações Mosquito e Corda.

Figura 07: Mapa hipsométrico da bacia do rio Balsas.

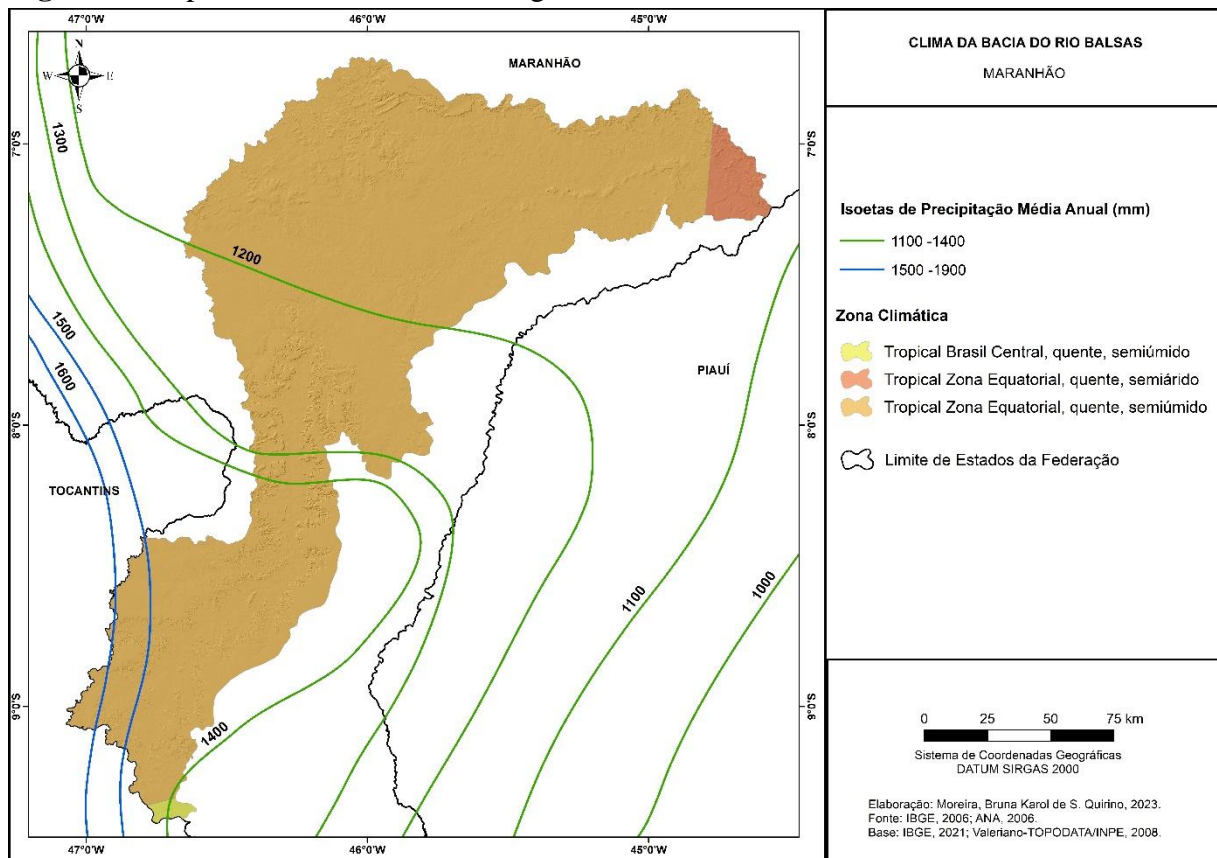


Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

#### 4.1.4 Clima

O mapa de clima da bacia do rio Balsas (Figura 8) foi extraído do banco de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2006) e da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico – ANA (2006), elaborados na escala de 1:5.000.000. Os dados de precipitação média anual compreendem o período de 1977 a 2006. A região compreende, na maior parte do seu território, à zona climática Tropical Zona Equatorial quente, semiúmido (Aw), com 4 a 5 meses secos, com temperaturas médias maior que 18° C em todos os meses do ano. Na região, a estação chuvosa é observada nos meses de novembro a abril, enquanto a estação seca predomina nos meses de maio a outubro, com precipitação média anual na maior parte da bacia entre 1.100 mm e 1.400 mm (Correia Filho; Gomes; Nunes, 2011; IBGE, 2021).

**Figura 8:** Mapa de Clima da bacia hidrográfica do rio Balsas.



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

#### 4.1.5 Hidrografia

A bacia hidrográfica é a superfície terrestre que capta a água da chuva e sobre a qual a água escoar, formando rios e córregos que drenam para uma saída comum, em um ponto mais baixo do relevo. Neste trajeto pode ocorrer um caminho curto entre as nascentes e o mar, no

caso de bacias costeiras, ou um caminho longo, levando mais tempo para a água ir da nascente, no interior do continente, ao oceano (IBGE, 2021).

O Conselho Nacional dos Recursos Hídricos (CNRH) por meio da Resolução nº 32, de 15 de outubro de 2003, estabeleceu a Divisão Hidrográfica Nacional (DHN) dividindo o território brasileiro em 12 regiões hidrográficas. O estado do Maranhão se insere em três diferentes regiões, sendo elas a Região Hidrográfica do Atlântico Norte Ocidental, Região Hidrográfica do Parnaíba e Região Hidrográfica do Tocantins/Araguaia (EMBRAPA, 2013). O IBGE (2021), considera como região hidrográfica o espaço territorial brasileiro compreendido por uma bacia, ou um grupo de bacias ou sub-bacias hidrográficas contíguas com características naturais, sociais e econômicas homogêneas ou similares, com vistas a orientar o planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos.

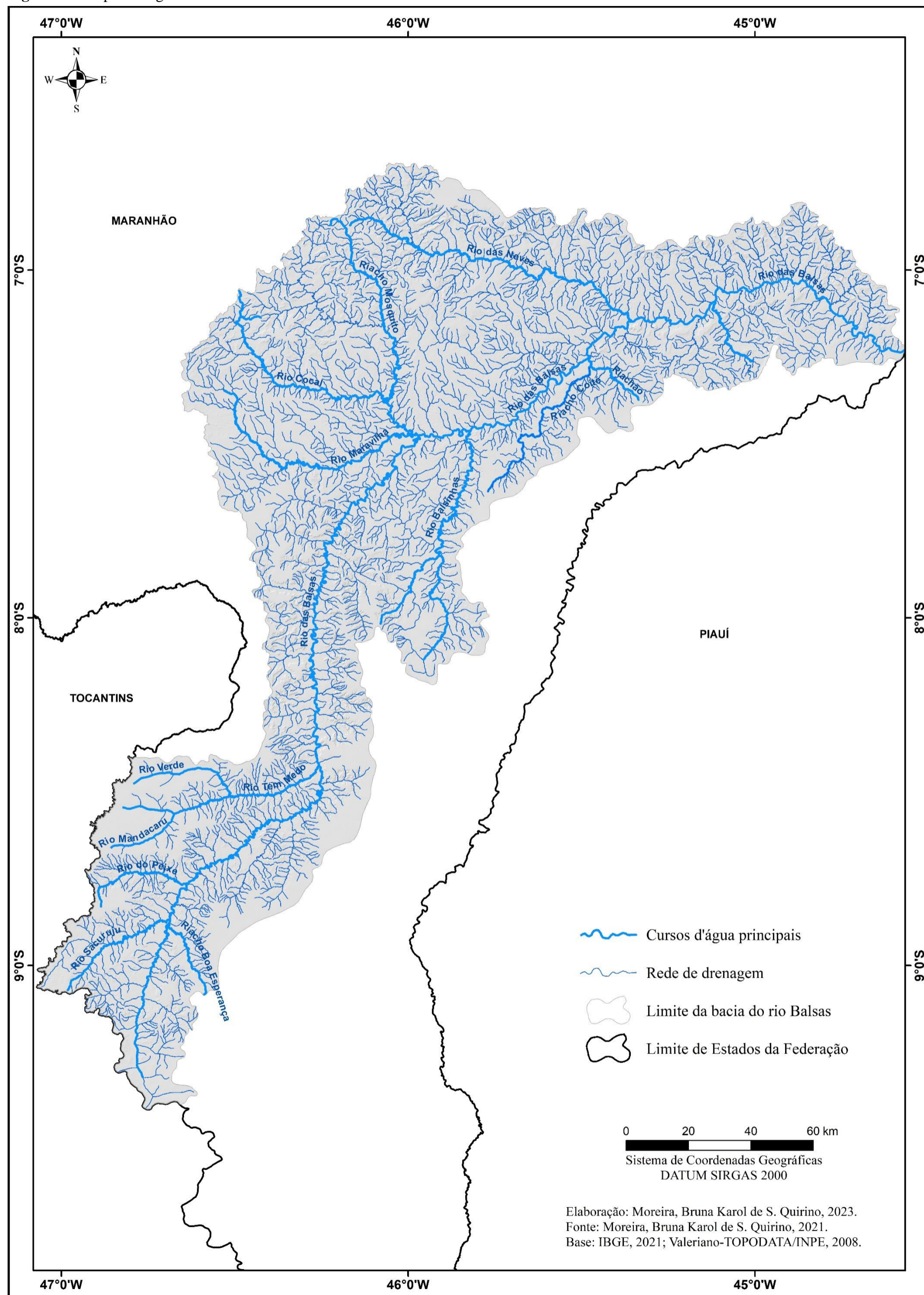
De acordo com a Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), a região hidrográfica do Parnaíba é a segunda mais importante da região Nordeste do País, com área de drenagem de aproximadamente 331.000 km<sup>2</sup>, sendo ocupada pelos estados do Piauí, englobando 99% do seu território, Maranhão (20%) e Ceará (5%) (CPRM, 2017). Encontra-se dividida em três unidades fisiográficas, sendo elas: Alto, Médio e Baixo Parnaíba (CODEVASF, 2006).

A região do Alto Parnaíba é composta pelas sub-bacias dos principais rios: Balsas, Alto Parnaíba, Gurguéia e Itaueiras, entre as quais as do Alto Parnaíba e a do Balsas destacam-se como as principais contribuintes para a vazão da bacia do Parnaíba. O rio Balsas é o principal afluente na porção maranhense da bacia, onde registram-se as maiores vazões específicas, aproximadamente 5,00 l/s/km<sup>2</sup> (CODEVASF, 2006; CPRM, 2017).

A bacia do rio Balsas é uma sub-bacia de nível 2 da bacia hidrográfica do rio Parnaíba. O rio Balsas (Figura 09) é genuinamente maranhense, nasce a uma altitude média de 700 m entre as Chapadas das Mangabeiras e a Serra do Penitente. O rio percorre aproximadamente 605 km até desaguar no rio Parnaíba, na altura dos municípios de Benedito Leite (MA) e Uruçuí (PI), com vazão de referência de 65,3 m<sup>3</sup>/s (Q95%). É o que mais se destaca em termos de contribuição de vazão do rio Parnaíba, sendo seu principal tributário à margem esquerda (BRASIL, 2006; CPRM, 2017).



Figura 09: Mapa hidrográfico da bacia do rio Balsas.



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

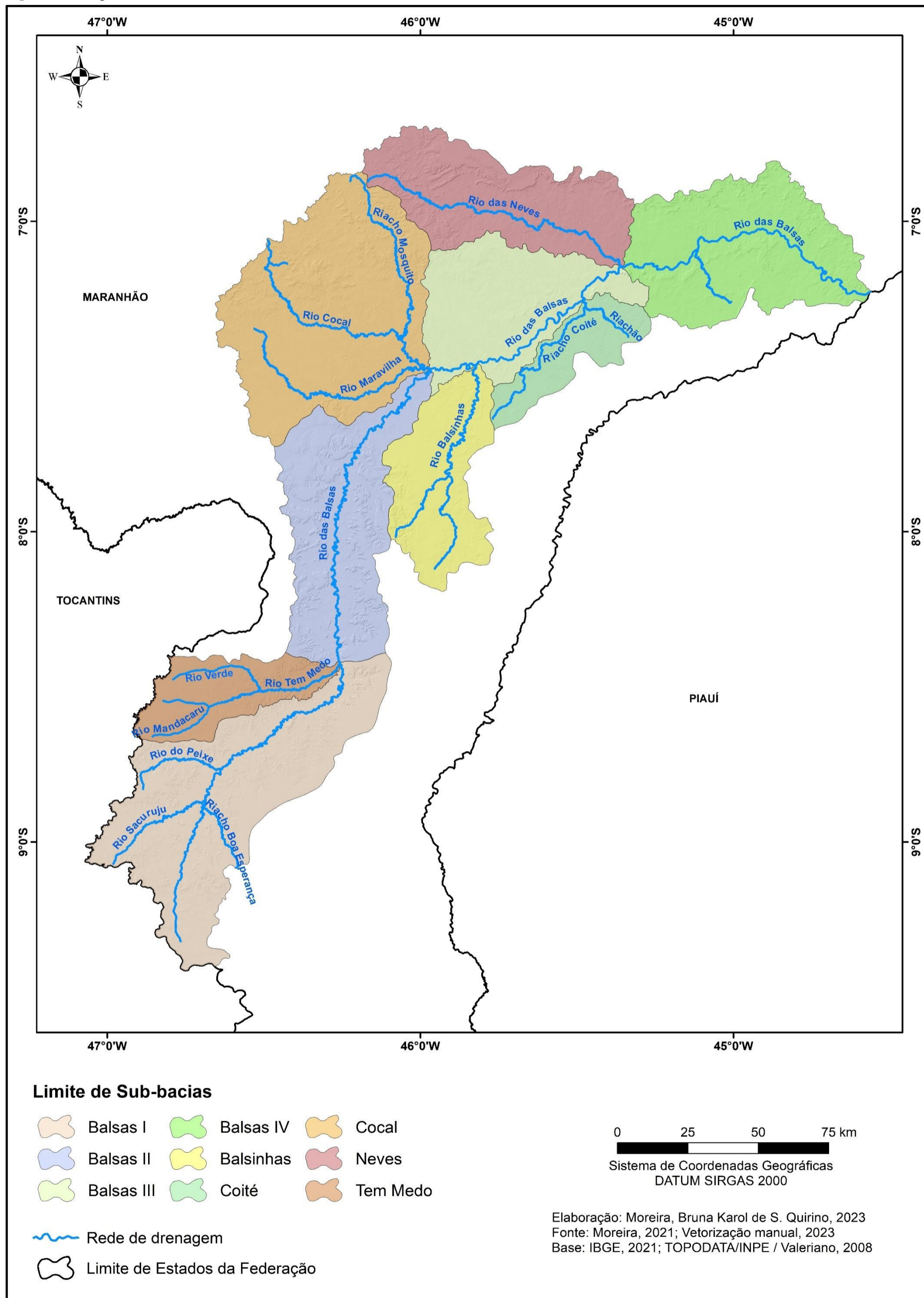
A compartimentação da bacia do rio Balsas em sub-bacias foi realizada, tornando alguns dados, mais precisos e objetivos nas análises. Devido a escala regional empregada, a divisão em sub-bacias auxilia na melhor compreensão dos seus atributos e nas influências geossistêmicas no contexto da bacia do rio Balsas, em razão das características locais, com processos e interações que neles ocorrem de forma diferenciada baseados em sua configuração paisagística. Destaca-se a assertiva de Vicente e Perez Filho (2003, p. 330) na qual afirma que “a casualidade e a complexidade percebida no universo micro servem de base para uma releitura da realidade macro, pela própria razão do encadeamento sistêmico percebido nas estruturas afins em suas diferentes escalas”.

A delimitação das sub-bacias da bacia hidrográfica do rio Balsas foi realizada por meio da vetorização manual com auxílio de modelo digital de elevação do projeto TOPODATA/INPE (2008), com resolução espacial de 30 m, e, com utilização de Sistema de Informações Geográficas. Foram identificadas nove sub-bacias: Balsas I, Tem Medo, Balsas II, Cocal, Balsinhas, Balsas III, Neves, Coité e Balsas IV (Figura 10).

Haja vista a configuração da drenagem da bacia do Balsas, com um estreitamento expressivo na região do alto ao médio curso, com grande incidência de pequenos canais de drenagem como afluentes diretos do rio Balsas, a metodologia de vetorização automática não se demonstrou adequada. Desta forma, o critério adotado para a divisão das sub-bacias que compõem a área de estudo foi prioritariamente, a configuração da área. As sub-bacias localizadas totalmente à margem esquerda do rio Balsas são as dos rios Tem Medo, Cocal e Neves; e totalmente à direita, encontram-se as dos rios Balsinhas e Coité.

Os principais afluentes à margem esquerda (Oeste) do rio Balsas são: o rio das Neves, rio Maravilha, rio Cocal, rio Cachoeira, rio Tem Medo, rio do Peixe e rio Sucuruju. Na margem direita (a Leste) do rio Balsas, os principais tributários são o rio Balsinhas, os riachos Boa Esperança e Santa Isabel, e os ribeirões do Salto e Ásia.

Figura 10: Mapa de sub-bacias da bacia do rio Balsas.



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

#### 4.1.6 Cobertura Vegetal

A bacia do Balsas está inserida no bioma Cerrado, com vegetações típicas, comumente encontradas em áreas de chapadas e em áreas baixas e planas, caracterizada por uma vasta riqueza florística típica do bioma, devido à grande heterogeneidade das formações vegetais existentes (Vaz; Ramos; Froehner, 2021). O bioma Cerrado é reconhecido como patrimônio nacional pela Constituição da República Federativa do Brasil (CRFB), ocupando cerca de 20% do território nacional, o que lhe confere a posição de segundo maior bioma brasileiro em extensão, de acordo com o IBGE (2016). O Cerrado, é considerado ainda, o berço das águas brasileiras, posto que com exceção do bioma Pampas, os demais biomas possuem nascentes no cerrado, o que reforça sua importância e influência hidrológica e ecológica, com grande contribuição para a biodiversidade em geral (IBGE, 2010).

Segundo a EMBRAPA (2012), oito das doze regiões hidrográficas brasileiras recebem água de rios que nascem neste bioma. Complementarmente, o Ministério do Meio Ambiente (2015) afirma que três das maiores bacias hidrográficas da América do Sul nascem no cerrado (Amazônica/Tocantins, São Francisco e Prata), o que corrobora com o reconhecimento do seu relevante potencial hídrico. A disponibilidade hídrica do bioma possui estreita relação com a cobertura vegetal, tendo em vista que o período chuvoso se estende entre os meses de outubro a abril, tornando a vegetação verdejante. Já no período de estiagem, o desequilíbrio hídrico traz severas consequências para a vegetação, especialmente pela susceptibilidade às queimadas, as vezes espontâneas (MMA, 2007; IBGE, 2016).

O Cerrado é o segundo maior bioma da América do Sul, reconhecido como um *hotspot*<sup>3</sup> global de biodiversidade, destacando-se pela quantidade de espécies endêmicas registradas, nas quais incluem-se um total de 12.070 espécies de plantas nativas. Em níveis de Brasil, a Mata Atlântica, também está entre os cinco primeiros biomas no ranking dos hotspots, juntamente ao bioma Cerrado. Logo, os dois biomas estão entre os mais ricos e ameaçados do mundo (Conservação Internacional, 2017; ICMBIO, 2022). O quadro 6 apresenta a síntese com as principais informações acerca das tipologias de vegetação mapeadas na região, baseada no Banco de Dados de Informações Ambientais (BDiA) do IBGE (2021).

---

<sup>3</sup> O conceito de *hotspots* foi utilizado pela primeira em 1988, por Norman Myers, um ecólogo inglês, que usou o termo em referência às áreas de alta biodiversidade, caracterizadas por alto grau de endemismo, porém sob alto grau de ameaças, sendo, portanto, prioritárias para conservação. O conceito passou por reavaliações pela Conservação Internacional em parceria com Myers, em que se introduziram patamares quantitativos, de forma que para se qualificar como Hotspot, uma região deve preencher pelo menos dois critérios: abrigar no mínimo 1.500 espécies de plantas vasculares endêmicas e ter 30% ou menos da sua vegetação original (extensão da cobertura do habitat histórico) mantida (Hotspots, 2009).

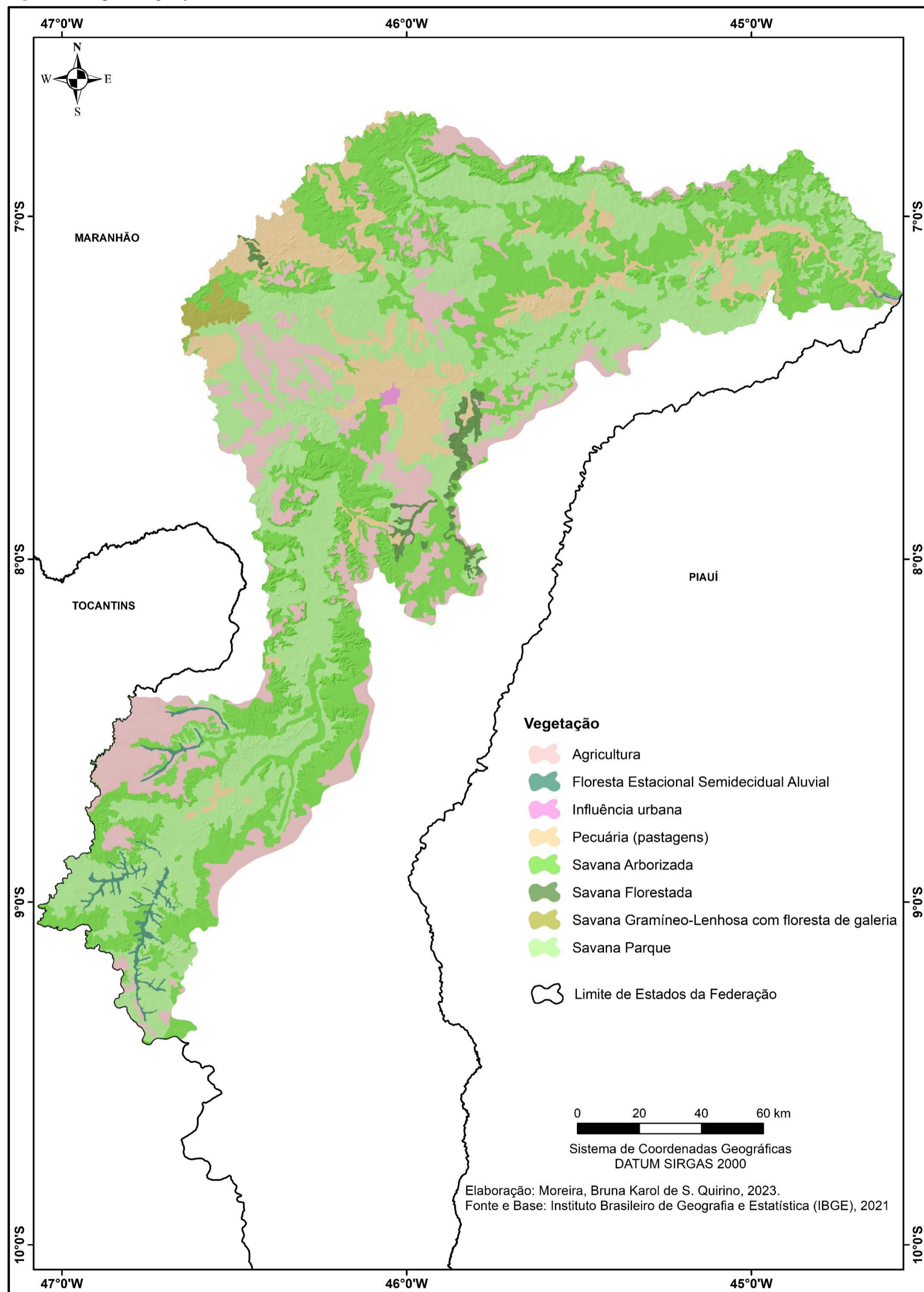
**Quadro 6:** Caracterização da vegetação da bacia do rio Balsas.

Tipologia Vegetal	Legenda	Fitofisionomia	Caracterização
Floresta Estacional Semidecidual Aluvial	La	fitogrupo	Formação que ocupa preferencialmente os terraços e planícies quaternárias ao longo dos cursos d'água, podendo constituir encaves com fisionomias de Savana (cerrado) ou em associação com Formações Pioneiras, herbáceas e arbustivas.
Savana Arborizada	Sa	fitogrupo	Subgrupo de formação caracterizado por um dossel arbóreo aberto e que representa a forma ou tipologia mais comum de Savana (cerrado). Quando pouco perturbada, se apresenta com sinússia nanofanerofítica associada a um "scrub" adensado (arbustos, arvoretas e palmeiras acaules) é chamada de cerrado, propriamente dito; quando mais aberta e ou alterada, geralmente apresenta-se com um tapete graminóide mais contínuo, sendo comumente chamada de campo cerrado.
Savana Florestada	Sd	fitogrupo	Subgrupo de formação que representa a forma mais alta ou de maior volume de fitomassa, popularmente chamada de cerradão. Caracteriza-se por apresentar dossel arbóreo geralmente fechado, com indivíduos de alturas variáveis de 7 até 15 metros, ou mais. É a tipologia de ocorrência principal no centro-sul do Maranhão, também ocorrendo, em extensões menores por toda a região da Savana (cerrado).
Savana Gramíneo-Lenhosa	Sg	fitogrupo	Subgrupo de formação com a fisionomia de campo limpo de cerrado, constituído de gramíneas (hemcriptófitos) e ervas (geófitos). É também a designação utilizada para caracterizar os campos úmidos que ocorre de forma restrita, ao longo das drenagens e que, quando acompanhada de fímbricas de vegetação arbórea são chamados de "veredas".
Savana Parque	Sp	fitogrupo	Subgrupo de formação onde a camada rasteira graminosa hemcriptofítica, domina amplamente sobre a camada de árvores. Estas árvores ou arvoretas podem ocorrer de forma isolada ou agrupados em pequenas "ilhas", monchões ou murunduns. No primeiro caso são chamados de campo sujo de cerrado e geralmente constituem fisionomias de áreas antropizadas ou de terrenos estéreis muito rasos de encostas; enquanto que "ilhas" é comum ocorrer nas áreas planas, com problemas de hidromorfismo (encharcadas periodicamente), constituindo fisionomias de cerrado-de-pantanal.

Fonte: Adaptado de IBGE, 2021.

O mapa de vegetação (Figura 11) foi elaborado em conformidade com a classificação de vegetação brasileira adotada pelo IBGE (2021).

Figura 11: Mapa de vegetação da bacia do rio Balsas.



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Na área que compreende o Tabuleiro de Balsas, os Vãos de Itapecuru e os Vãos do Alto Parnaíba, a vegetação dominante é a Savana Arborizada, Savana Parque e Savana Florestada, embora apresente uma descaracterização com modificação de paisagem pelas atividades de agricultura de subsistência e pecuária. Na região das Chapadas do Alto Itapecuru, predomina o tipo vegetacional Savana Arborizada Aberta com ocorrência de agricultura comercial, principalmente de soja e arroz. Nas Planícies Fluviais, a cobertura vegetal predominante são as Formações Pioneiras com influência fluvial (Correia Filho; Gomes; Nunes, 2011). A formação Floresta Estacional Semidecidual aluvial pode ser encontrada no alto curso da bacia, margeando os canais nas cabeceiras do rio Balsas.

A Formação Savana Parque, que compreende a maior parte da bacia é constituída sobretudo por um estrato graminoide agregado por hemiptófitos (herbáceas com gemas de renovo ao nível do solo protegidas por folhas, escamas ou bainhas foliares) e geófitos (gemas vegetativas que ficam no sistema subterrâneo) de florística natural ou antrópica (IBGE, 2012; Martins, 2011). Na porção Noroeste da bacia é encontrada a tipologia Savana Gramíneo Lenhosa com Floresta de Galeria.

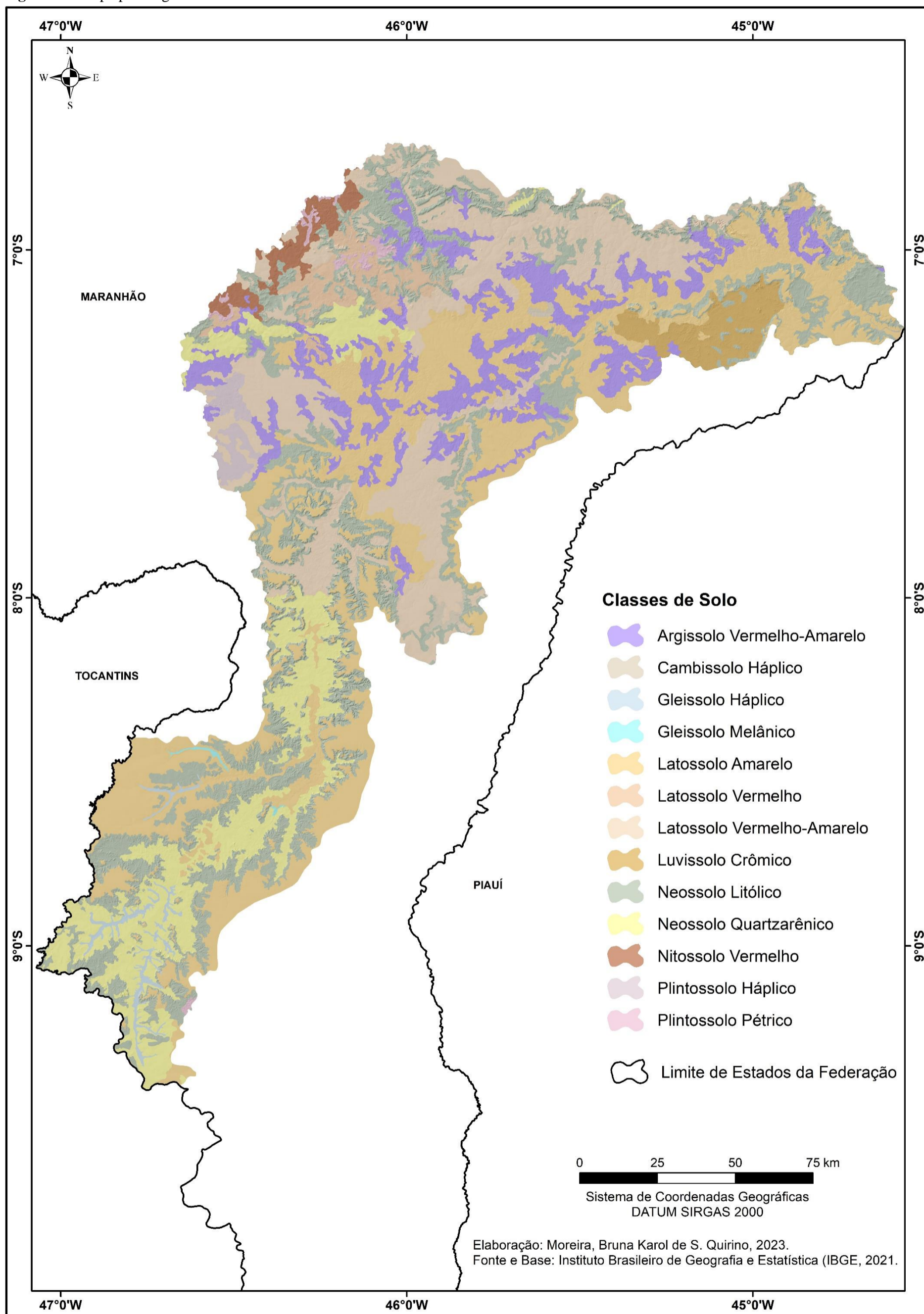
#### ***4.1.7 Cobertura Pedológica***

Conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (EMBRAPA, 2009), com recorte segundo mapeamento extraído da carta ao milionésimo na escala de 1:250.000 realizado pelo IBGE (2021), na região da bacia hidrográfica do rio Balsas predominam Latossolos Amarelos, com ocorrência do alto ao baixo curso da bacia (Figura 12).

Os Latossolos Amarelos são solos profundos, predominantemente distróficos, acentuadamente drenados, com textura média e argilosa, apresentam horizontes de coloração amarela com baixo teor de nutrientes e elevada saturação de alumínio, ocorrem nas áreas de topos de chapadas baixas e dissecadas ou altas com grandes extensões. O material de origem mais comum são as coberturas areno-argilosas e argilosas (Correia Filho; Gomes; Nunes, 2011).

Há ocorrência de Latossolo Vermelho Distrófico, e em maior proporção, Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico no médio curso da bacia do rio Balsas. Estes solos têm textura média e estrutura em profundidade, uniformes, acentuadamente drenados, e predominam à Noroeste da bacia sobre as Chapadas e Vales do Alto Parnaíba. Os Latossolos são normalmente associados a relevos planos, suaves ondulados ou ondulados (Vaz, 2020; IBGE, 2021)

Figura 12: Mapa pedológico da bacia do rio Balsas.





Os Argissolos Vermelho-Amarelo Distróficos são encontrados na bacia do Balsas na região do médio e baixo curso, e ocorrem na região do Tabuleiro de Balsas sobre as formações Motuca, Sambaíba e Pedra de Fogo. São solos geralmente profundos ou pouco profundos com baixa taxa de infiltração. Assim como os Latossolos, são desenvolvidos sobre as superfícies aplainadas da Depressão Interplanáltica de Balsas francamente revestidas por cerrados e campos-cerrados (Vaz, 2020; IBGE, 2021).

Os Neossolos Litólicos Distróficos são encontrados de forma espaçada em toda área da bacia, em especial no alto curso, em área de Vãos e Chapadas do Alto Parnaíba, assentados sobre a Formação Pedra de Fogo. Os Solos Litólicos são solos minerais pouco desenvolvidos, não hidromórficos, muitos rasos ou rasos, possuindo textura que variam com frequência entre arenosa ou média, ocupando as áreas caracterizadas por forte declividade como os sopés de chapadas. Já os Neossolos Quartzarênicos, ocorrem primordialmente no alto curso da bacia nos Vãos do Alto Parnaíba. São solos arenosos essencialmente quartzosos, muito profundos e excessivamente drenados (Correia Filho; Gomes; Nunes, 2011; IBGE, 2021).

Subordinadamente, ocorrem os Plintossolos Háplicos e Plintossolos Pétricos caracterizados por taxa de infiltração muito baixa, pouco profundos associados à variação textural abrupta. Há ainda a ocorrência de algumas manchas de Luvisolos Crômicos no baixo curso da bacia, que ocorrem principalmente sobre superfícies aplainadas. A região compreende o Tabuleiro de Balsas com ocorrência acentuada da Formação Motuca.

#### **4.2 Análise Morfométrica da Bacia do Rio Balsas**

Na análise morfométrica foram levantados os principais parâmetros cujos resultados apresentam maior relação com dados indicativos da influência estrutural e tectônica na rede de drenagem. O estudo foi realizado a partir de um conjunto de ferramentas, com suporte em Sistema de Informações Geográficas e produtos de sensoriamento remoto, que geraram resultados quantitativos sobre os aspectos geométricos e altimétricos da bacia do rio Balsas.

Na tabela 4, estão organizados dados morfométricos areais e lineares da bacia que dão subsídio aos demais parâmetros analisados. Os dados vetoriais adquiridos referente a rede drenagem, apresentam escala de 1:250.000.

**Tabela 4** - Dados morfométricos da bacia do rio Balsas.

PARÂMETROS	RESULTADOS
Área da bacia de drenagem	25.630,95 km <sup>2</sup>
Perímetro da bacia	1.386,5 km
Comprimento total dos canais	15.053,33 km
Maior Altitude	656,692 m
Menor Altitude	156,031 m
Amplitude Altimétrica	500,661 m
Total de Canais Vetorizados	4.595 canais
Comprimento do Canal Principal	604,507 km
Densidade de Drenagem (Dd)	0,59 km/km <sup>2</sup>
Densidade Hidrográfica (Dh)	0,18 canal/km <sup>2</sup>

Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Segundo a classificação de Beltrame (1994), a Densidade de drenagem da bacia do rio Balsas com 0,59 km/km<sup>2</sup> é mediana, possuindo drenagem esparsa (Villela e Matos, 1975). Valores baixos de Dd sugerem áreas com elevada infiltração (alta transmissibilidade) e pouca estruturação de canais, pois estão menos sujeitas à erosão (Christofolletti, 1980). A tabela 5 apresenta a análise da bacia do rio Balsas por zonas, associando os dados de densidade de drenagem e densidade hidrográfica à litologia da área das sub-bacias.

Apenas a sub-bacia do rio Tem Medo possui baixa Dd (0,42 km/km<sup>2</sup>), conforme classificação de Beltrame (1994), as demais possuem Dd mediana. Nota-se os menores índices nas áreas situadas no alto curso da bacia do Balsas, região caracterizada por chapadas extensas, e são constituídas majoritariamente pela Formação Pedra de Fogo, Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica e Formação Piauí, respectivamente.

Conforme Torres e Machado (2012), há a tendência de valores menores de Dd em terrenos sedimentares característicos de rochas areníticas, que resultam na permeabilidade do solo. A predominância de arenitos e rochas calcárias da Formação Pedra de Fogo, os perfis detrito-laterítico resistentes aos processos erosivos e a ocorrência de siltitos folhelhos e arenitos da Formação Piauí, justificam a baixa eficiência na formação de novos canais e refletindo uma maior transmissibilidade da área. Diante disto, há ainda a concepção de que os canais de drenagem na bacia possuem forte propensão à intermitência associada a permeabilidade elevada da região.

**Tabela 5** - Dados morfométricos das sub-bacias do rio Balsas.

Sub-Bacia	Área (km <sup>2</sup> )	Comp. de Canais (km)	Nº de Canais	Dd (km/km <sup>2</sup> )	Dh (canal/km <sup>2</sup> )	Litologia Associada
<b>Balsas I</b>	4.494,39	2.400,64	748	0,53	0,17	Formação Pedra de Fogo Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica Formação Piauí Depósitos Aluvionares Holocênicos
<b>Tem Medo</b>	1.349,21	579,81	185	0,42	0,14	Formação Pedra de Fogo Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica
<b>Balsas II</b>	3.232,25	1.891,73	594	0,58	0,18	Formação Pedra de Fogo Formação Piauí Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica
<b>Balsinhas</b>	2.014,66	1.095,55	315	0,54	0,16	Formação Pedra de Fogo Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica
<b>Cocal</b>	4.894,53	2.949,54	847	0,60	0,17	Formação Motuca Formação Mosquito Formação Pedra de Fogo Formação Piauí Formação Corda Formação Sambaíba Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica
<b>Balsas III</b>	2.510,79	1.532,89	457	0,61	0,18	Formação Motuca Formação Pedra de Fogo Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica Depósitos Coluviais Pleistocênicos
<b>Coité</b>	1.020,11	560,084	165	0,55	0,16	Formação Pedra de Fogo Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica
<b>Neves</b>	2.754,78	1.825,98	583	0,66	0,21	Formação Corda Formação Sambaíba Depósitos Coluviais Pleistocênicos Formação Mosquito Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica
<b>Balsas IV</b>	3.360,21	2.238,66	706	0,66	0,21	Formação Motuca Formação Corda Formação Sambaíba Formação Piauí Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica

Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Percebe-se que a densidade de drenagem aumenta do médio ao baixo curso da bacia do Balsas. As sub-bacias com maiores Dd são: Neves (0,66 km/km<sup>2</sup>), Balsas IV (0,66 km/km<sup>2</sup>), Cocal (0,60 km/km<sup>2</sup>) e Balsas III (0,61 km/km<sup>2</sup>), onde há a predominância da Formação Motuca, constituída de folhelhos vermelhos e siltitos micáceos intercalados com arenitos vermelhos ferruginosos com lentes de calcários e anidrita (Lima e Leite, 1978). Ocorre ainda, a Formação Mosquito, constituída por derrames basálticos intercalados com arenitos

correspondendo ao ciclo de vulcanismo fissural do Mesozoico Jurássico (Góes, 1995), e Formação Sambaíba, representada por arenitos com estratificações planares e cruzadas com acanalações de grande porte (Vaz *et al.*, 2007; Abrantes Júnior e Nogueira, 2013).

#### **4.2.1 Declividade da Bacia do Rio Balsas**

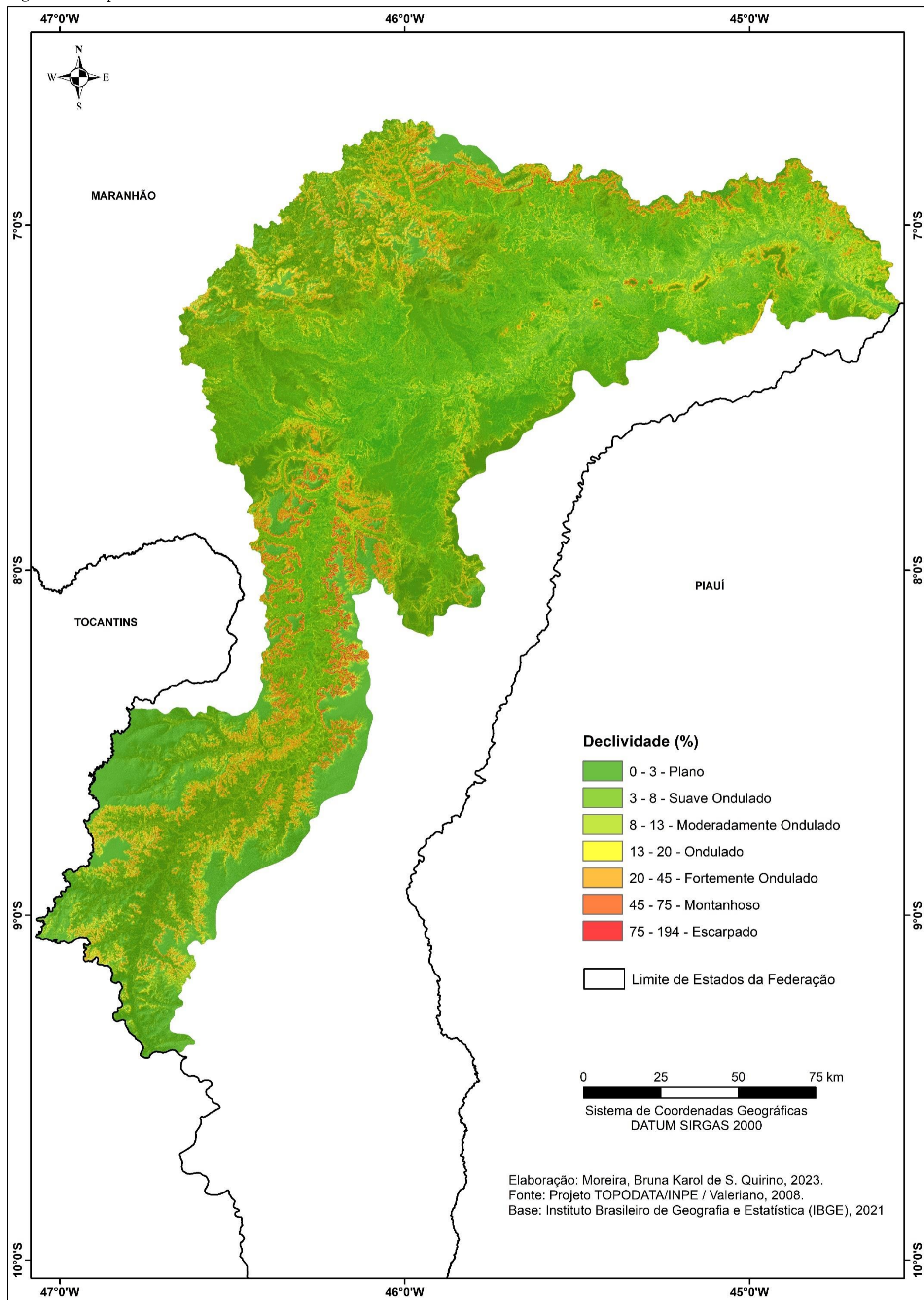
Os resultados de declividade conforme citam Magalhães Júnior e Barros (2020, p. 187), “expressam a energia e a intensidade de atuação dos processos morfogenéticos, incluindo a dinâmica dos escoamentos superficiais concentrados e difusos (laminar) nas vertentes”. Quando a declividade é acentuada há a tendência de uma descarga proporcional mais elevada, fazendo com que ocorra um aumento na taxa de poder erosivo do canal, e quando um canal erode mais agressivamente em relação a outro adjacente, pode ocorrer a captura de canais para outra bacia de contribuição.

A direção de fluxo do canal é controlada principalmente pela declividade, embora, outros fatores topográficos, como obstáculos em forma de afloramentos e blocos mais resistentes, possam redefinir a orientação de fluxo no conjunto local ou no plano da rede de drenagem (Silva *et al.*, 2006). A baixa declividade constitui extensos ambientes com escassez de canal fluvial, caracterizando uma baixa densidade hidrográfica.

No mapa de declividade da bacia do rio Balsas (Figura 13) foram geradas 8 classes de declividade em intervalos distintos em conformidade com o proposto pela Embrapa (1995). A maior porção da bacia do Balsas possui relevo suavemente ondulado, com 40,36% da área total (10.340,00 km<sup>2</sup>), faixa de 3 a 8% de declividade; e plano com 38,68% (9.910,00 km<sup>2</sup>), faixa de 0 a 3% de declividade. Com 2.330,00 km<sup>2</sup> da superfície da bacia, o relevo moderadamente ondulado compreende 9,10% da área, seguidos dos tipos fortemente ondulado (5,42%), ondulado (5,15%), montanhosos (1,15%) e escarpadas (0,16%).

A Declividade média (Dm) de uma bacia hidrográfica é um elemento que, associado a outros fatores como a ausência de cobertura vegetal e intensidade pluviométrica, influencia na velocidade do escoamento da água dentro da bacia de contribuição e indica a capacidade de armazenamento hídrico na região, sendo que quanto maior a declividade mais susceptível a área está a ocorrência de processos erosivos, gerando possibilidade de esculturação de canais.

Figura 13 - Mapa de declividade da bacia do rio Balsas.



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Os resultados de declividade identificados na bacia do Balsas coincidem com a predominância dos relevos suavemente ondulados e planos da região, somando quase 80% da superfície de toda a bacia. Desta forma, observa-se que são baixos os níveis de interferência da declividade nos processos erosivos e no índice de dissecação do relevo. A região é caracterizada por extensas áreas planas em topos de chapadas cujas bordas há relevante ocorrência de zonas de escarpas (atingem declividade superior a 75%), que associadas à elevada permeabilidade do solo e substrato rochoso, contribuem pouco para a esculturação de novos canais fluviais nessas áreas.

No que tange à Declividade média (Dm), a bacia do Balsas apresenta resultado de 6,94 m/m. Na análise de declividade por sub-bacias (Tabela 6) mostra que os dados de declividade média das sub-bacias mantêm o padrão, estando caracterizadas em suavemente onduladas. Com exceção das sub-bacias Balsas II, que apresenta média de 10,74 m/m, e do Neves com 8,83 m/m, estando incluídas na categoria de moderadamente ondulada. Na sub-bacia do Balsas II onde há a maior ocorrência de relevos do tipo montanhoso e escarpado, com 4,99% e 1,09% da área, respectivamente.

**Tabela 6** - Dados de declividade das sub-bacias do rio Balsas

Sub-bacias	Área total por tipo de Relevo (%)							L (m)	Dm (m/m)
	Plano (0-3%)	Suave Ondulado (3-8%)	Moderado Ondulado (8-13%)	Ondulado (13-20%)	Fortemente Ondulado (20-45%)	Montanhoso (45-75%)	Escarpado (>75%)		
Balsas I	46,21	32,81	7,13	5,54	7,55	0,74	0,03	10.291,21	6,87
Tem Medo	59,78	25,61	5,89	3,83	4,55	0,34	0,00	2.264,82	5,03
Balsas II	37,51	34,98	7,53	5,02	8,87	4,99	1,09	11.568,24	10,74
Balsinhas	52,11	33,50	7,11	3,75	2,88	0,62	0,02	3.374,62	5,03
Cocal	37,96	44,32	8,95	4,83	3,37	0,2	0,00	9.334,45	5,72
Balsas III	32,94	53,34	9,85	2,89	0,9	0,07	0,00	4.286,39	5,12
Coité	51,81	38,63	7,64	1,74	0,18	0,00	0,00	1.361,13	4,00
Neves	26,53	44,56	10,90	7,29	9,01	1,64	0,08	8.106,55	8,83
Balsas IV	24,69	47,12	14,29	7,51	5,62	0,76	0,01	8.602,30	7,68

**Dm:** Declividade média da bacia; **L:** Comprimento total das curvas de nível (adotado intervalo 30m de distância entre as curvas de nível). Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

#### 4.2.2 Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)

O Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) proposto por Cox (1994), é uma ferramenta relevante para os estudos sobre a gênese de anomalias de drenagem, pois pode indicar a relação entre o arcabouço geológico e a neotectônica no comportamento dos canais fluviais. As implicações da estrutura na forma da bacia e do vale fluvial expõe áreas sugestivas

de basculamento tectônico ao apontar assimetria do canal principal com a área da bacia (SANTOS, 2021).

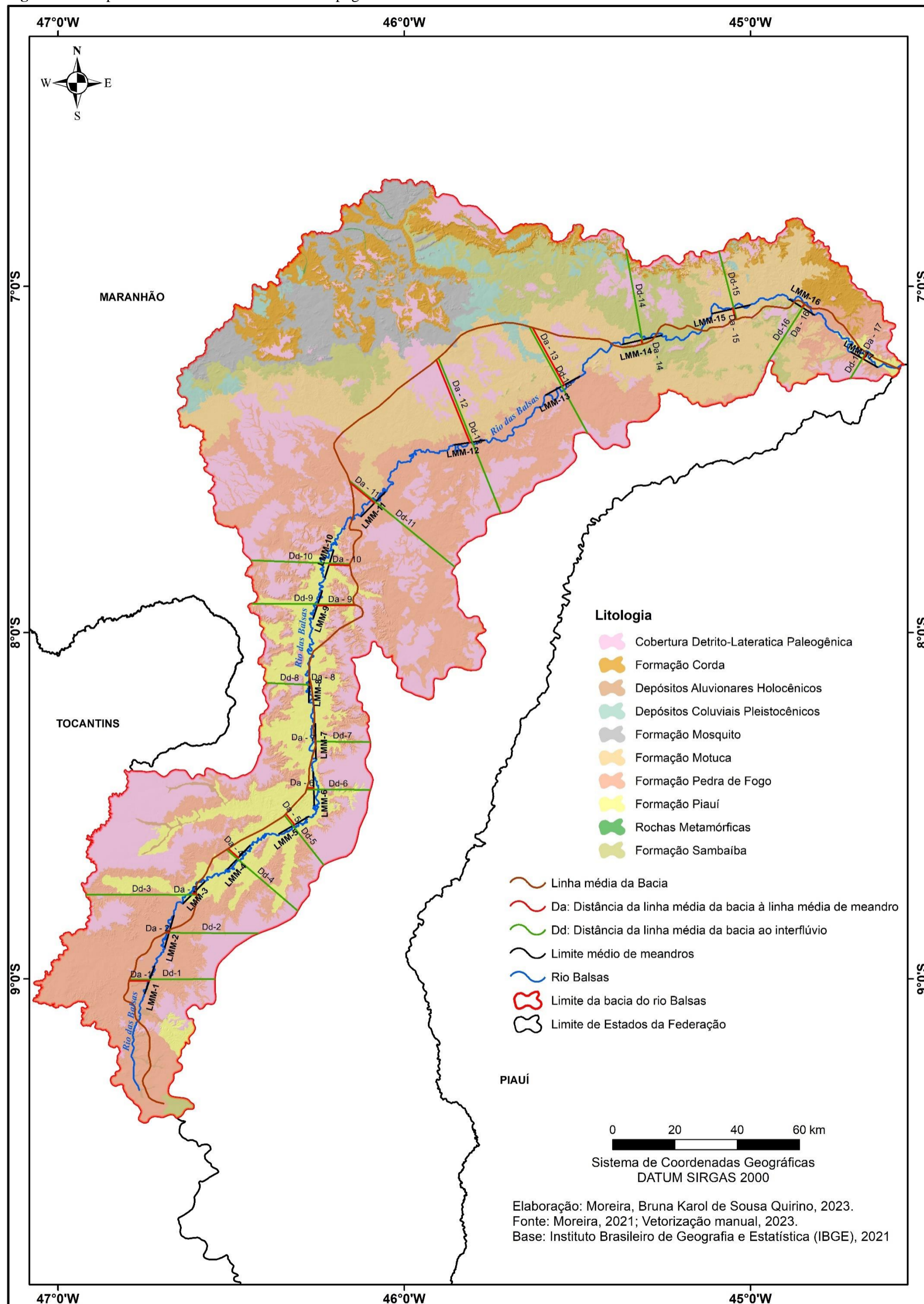
O FSTT da bacia do rio Balsas foi identificado a partir da equação que apresenta a razão entre a distância da linha média da bacia à linha média de meandro ( $D_a$ ) e a Distância da linha média da bacia e o interflúvio ( $D_d$ ). A análise foi realizada em variados trechos do alto, médio e baixo curso do rio Balsas, que compreendem as sub-bacias Balsas I, Balsas II, Balsas III e Balsas IV, no intuito de verificar o grau de simetria ou assimetria no contexto do rio principal, e, nos canais tributários do rio Balsas que compõem as sub-bacias Tem Medo, Cocal, Balsinhas, Coité e Neves, totalizando 55 seguimentos.

Os resultados do cálculo de FSTT é próximo de zero (0) quando não há indicação de alteração na simetria topográfica, enquanto a assimetria se eleva em resultados mais próximos de um (1). Assim, foram considerados cinco classes qualitativas com base na proposta de Salamuni *et al.* (2004) onde: valores de 0 a 0,2 é considerado muito fraco, 0,2 a 0,4 é fraca, de 0,4 a 0,6 é moderada, de 0,6 a 0,8 é forte e 0,8 a 1,0 é muito forte.

A linha média da bacia foi obtida a partir do lançamento de vetores paralelos ao seu eixo longitudinal e, posteriormente identificando os seus *midpoints* (pontos médios) de modo a interligá-los num processo de vetorização. Na sequência foram identificadas as linhas médias de meandros ativos nos canais principais da bacia, em intervalos de aproximadamente 5 km nos tributários (sub-bacias) e 10 km no rio Balsas.

No mapa de dados do Fator de Simetria Topográfica Transversal (Figura 14) é possível identificar os pontos analisados no curso do rio Balsas, associados às informações sobre a litologia, permitindo melhor compreensão das prováveis causas de algum grau de assimetria do canal principal com a área da bacia. Essa relação permite uma distinção entre migração de canais ocorridas pela repercussão dos processos internos fluviais ou por meio de ação de forças tectônicas.

Figura 14 - Mapa de dados de Fator de Simetria Topográfica Transversal da bacia do rio Balsas



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.



Os resultados obtidos estão organizados (Tabela 7), com dados numéricos de FSTT, direção (azimutal) do vetor de assimetria, grau de assimetria e direção do distanciamento do curso d'água em relação à linha média da bacia do rio Balsas.

**Tabela 7** - Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) da bacia do rio Balsas

Trecho	Linha média de meandro	FSTT	Azimute	Grau de Assimetria	Direção do Distanciamento
Alto Curso	LMM - 01	0,24	123°	Fraca	Margem direita
	LMM - 02	0,04	87°	Muito Fraca	Margem direita
	LMM - 03	0,03	317°	Muito Fraca	Margem esquerda
	LMM - 04	0,15	141°	Muito Fraca	Margem direita
	LMM - 05	0,22	153°	Fraca	Margem direita
	LMM - 05	0,11	89°	Muito Fraca	Margem direita
	LMM - 07	0,01	268°	Muito Fraca	Margem direita
	LMM - 08	0,04	270°	Muito Fraca	Margem esquerda
	LMM - 09	0,38	284°	Fraca	Margem esquerda
Médio Curso	LMM - 10	0,21	284°	Fraca	Margem esquerda
	LMM - 11	0,23	125°	Fraca	Margem direita
	LMM - 12	0,53	159°	Moderada	Margem direita
	LMM - 13	0,54	151°	Moderada	Margem direita
Baixo Curso	LMM - 14	0,04	347°	Muito Fraca	Margem esquerda
	LMM - 15	0,17	347°	Muito Fraca	Margem esquerda
	LMM - 16	0,06	209°	Muito Fraca	Margem direita
	LMM - 17	0,24	211°	Fraca	Margem direita

**LMM:** Linha média de meandro. Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

A bacia do Balsas apresenta baixos valores de FSTT, possuindo maior indicação de assimetria na porção do médio curso com valores 0,53 e 0,54 nas linhas médias de meandro (LMM) 12 e 13, sendo considerado mediano o grau de assimetria entre o curso d'água e a área da bacia. Esses valores mais altos de FSTT estão localizados no médio curso da bacia e podem ser explicados pela influência litológica, onde o canal fluvial busca fluir para os arenitos da Formação Pedra de Fogo margeando sedimentos da Formação Motuca.

Contudo, as áreas de média assimetria do curso d'água em relação ao centro médio da bacia, também podem evidenciar um provável basculamento para margem direita da bacia, no sentido NW-SE, ocasionando um deslocamento do canal principal para a margem direita. Para melhor observação do fator de assimetria topográfica transversal da bacia do Balsas, foram realizados cálculos de FSTT também para as sub-bacias (Tabela 8).

**Tabela 8** - Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) das sub-bacias do rio Balsas

Sub-bacia	Trecho	Linha média de meandro	FSTT	Azimute	Grau de Assimetria	Direção do distanciamento
<b>Tem Medo</b>	Alto Curso	LMM - TM - 01	0,09	189°	Muito fraca	Margem direita
	Médio Curso	LMM - TM - 02	0,33	163°	Fraca	Margem direita
		LMM - TM - 03	0,23	170°	Fraca	Margem direita
		LMM - TM - 04	0,29	181°	Fraca	Margem direita
	Baixo Curso	LMM - TM - 05	0,59	180°	Moderada	Margem direita
		LMM - TM - 06	0,37	148°	Fraca	Margem direita
		LMM - TM - 07	0,09	141°	Muito Fraca	Margem direita
<b>Balsinhas</b>	Alto Curso	LMM - BL - 01	0,14	89°	Muito Fraca	Margem direita
		LMM - BL - 02	0,35	80°	Fraca	Margem direita
	Médio Curso	LMM - BL - 03	0,53	91°	Moderada	Margem direita
		LMM - BL - 04	0,48	90°	Moderada	Margem direita
	Baixo Curso	LMM - BL - 05	0,28	87°	Fraca	Margem direita
		LMM - BL - 06	0,26	91°	Fraca	Margem direita
<b>Cocal</b>	Alto Curso	LMM - CC - 01	0,40	39°	Fraca	Margem esquerda
		LMM - CC - 02	0,18	37°	Muito Fraca	Margem esquerda
		LMM - CC - 03	0,16	33°	Muito Fraca	Margem esquerda
	Médio Curso	LMM - CC - 04	0,12	211°	Muito Fraca	Margem direita
		LMM - CC - 05	0,26	198°	Fraca	Margem direita
		LMM - CC - 06	0,27	182°	Fraca	Margem direita
	Baixo Curso	LMM - CC - 07	0,09	63°	Muito Fraca	Margem esquerda
		LMM - CC - 08	0,03	21°	Muito Fraca	Margem esquerda
<b>Coité</b>	Alto Curso	LMM - CT - 01	0,20	342°	Fraca	Margem esquerda
		LMM - CT - 02	0,67	354°	Forte	Margem esquerda
	Médio Curso	LMM - CT - 03	0,77	278°	Forte	Margem esquerda
		LMM - CT - 04	0,63	328°	Forte	Margem esquerda
	Baixo Curso	LMM - CT - 05	0,83	290°	Muito Forte	Margem esquerda
		LMM - CT - 06	0,87	291°	Muito Forte	Margem esquerda
<b>Neves</b>	Alto Curso	LMM - NV - 01	0,61	214°	Forte	Margem direita
		LMM - NV - 02	0,59	218°	Moderado	Margem direita
		LMM - NV - 03	0,43	219°	Moderado	Margem direita
		LMM - NV - 04	0,31	195°	Fraco	Margem direita
	Médio Curso	LMM - NV - 05	0,17	165°	Muito Fraco	Margem direita
		LMM - NV - 06	0,26	203°	Fraco	Margem direita
		LMM - NV - 07	0,39	190°	Fraco	Margem direita
		LMM - NV - 08	0,39	219°	Fraco	Margem direita
	Baixo Curso	LMM - NV - 09	0,31	214°	Fraco	Margem direita
		LMM - NV - 10	0,56	212°	Moderado	Margem direita
		LMM - NV - 11	0,61	183°	Forte	Margem direita

LMM: Linha média de meandro. Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Dos principais afluentes do Balsas, a média mais baixa de FSTT é no rio Cocal, apresentando a máxima assimetria de 0,40 no alto curso. Valores de FSTT considerados medianos foram encontrados nas sub-bacias Tem Medo (máximo de assimetria com 0,59, no baixo curso) e Balsinhas (máxima assimetria no médio curso com 0,53).

No rio Neves, pode ser verificado trechos com índices de assimetria, de mediano a alto, no alto e baixo curso da bacia, deslocando o canal para a margem direita. A sub-bacia do riacho Coité é a região em que apresenta maior grau de assimetria do canal principal chegando até a 0,87, considerado muito forte. É possível que esses valores possuam controles estruturais relativos à presença de falhas, dobras e juntas associadas ao soerguimento diferencial ou basculamento de blocos que ocorreram na bacia do Parnaíba no Cenozoico.

A direção preferencial dos canais da bacia do Balsas sugere o soerguimento da porção Noroeste da bacia onde estão localizados blocos com importantes falhas de rejeito direcional do lineamento Tianguá-Carolina, possivelmente controlando uma tendência de basculamento. A porção leste da sub-bacia do riacho Coité pode ter sofrido influência do dobramento anticlinal de Loreto, provocando um deslocamento do canal para a margem esquerda em relação ao centro da bacia.

#### **4.2.3 Fator de Assimetria de Bacia da Drenagem (FABD)**

O Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD) é empregado em áreas onde há suspeitas de influências tectônicas na rede de drenagem, no qual pode haver falhas recentes mascaradas ou pouco expostas em escala de uma bacia de drenagem, podendo ser aplicado em áreas relativamente extensas, conforme ressaltam Cox (1994) e Salumini *et al.* (2004). O FABD é encontrado multiplicando por cem (100) a diferença entre a área da margem direita da bacia hidrográfica a partir do canal fluvial principal e a área total da bacia.

Este parâmetro reflete o nível de migração lateral do canal principal de forma perpendicular à direção do eixo da bacia de drenagem. Esse deslocamento pode ser resultante de processos fluviais internos e/ou forças externas, indicando, neste último caso, atividade tectônica com basculamento de blocos. Os resultados de FABD iguais ou próximos a 50 indicam pouca ou nenhuma atividade tectônica, valores menores que 50 indicam um basculamento do canal para a margem direita da bacia, enquanto resultados maiores que 50 sugerem basculamento para a esquerda (Salumini *et al.*, 2004).

A assimetria ocorre quando há a alteração na inclinação do terreno que resulta de processos de erosão diferencial implicando um controle litológico estrutural ou por decorrência de atividade tectônica. Os resultados de FABD para este trabalho (Tabela 9), foram extraídos com base na totalidade espacial da bacia do rio Balsas, e ainda, por setores, nas escalas das sub-bacias: Tem Medo, Balsinhas, Coité, Cocal e Neves.

**Tabela 9** - Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD)

Bacia de drenagem	Área Total (km <sup>2</sup> )	Área da margem direita (km <sup>2</sup> )	FABD	Efeito da Tectônica	Direção de Adernamento
Balsas - Total	25630,95	8947,42	34,9	Moderado	Margem direita
Tem Medo	1349,21	579,93	43,0	Pouco ou nenhum	-
Balsinhas	2014,66	681,62	33,8	Moderado	Margem Direita
Cocal	4894,53	2380,00	48,6	Pouco ou nenhum	-
Coité	1020,11	866,20	84,9	Alto	Margem Esquerda
Neves	2754,78	801,86	29,1	Moderado	Margem direita

**FABD:** Fator de Assimetria da bacia de Drenagem. Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

A bacia do Balsas possui um nível de basculamento moderado, provocando um deslocamento do rio principal para a margem direita, de forma mais acentuada no médio curso, apresentando 34,9 de FABD. Na perspectiva das sub-bacias, a do rio Cocal é a que apresenta menor valor de assimetria, com 48,6, indicando pouco ou nenhum grau de basculamento, e em seguida, a sub-bacia do rio Tem Medo, que apresenta 43,6 de FABD. Esses valores apontam pouca migração do canal, tendendo para a margem direita da bacia, e pode estar associada à litologia da superfície de drenagem.

O rio Cocal se encontra entre a Formação Mosquito, caracterizada por rochas intrusivas básicas originadas de derrames basálticos ocorridos no Triássico-Jurássico, e se estabelece na Formação Sambaíba, datada do Permiano terminal representada por folhelhos e siltitos intercalados com calcário e anidrita. O rio Tem Medo se encontra assentado nos arenitos, folhelhos e calcários da Formação Piauí.

O rio Neves e o riacho Balsinhas, apresentam respectivamente 29,1 e 33,4 de FABD, possuindo moderado grau de assimetria em relação à bacia, indicando o basculamento da área com adernamento direcionado para a direita. O Fator de Assimetria da bacia do riacho Coité é de 84,9, expressando alto soerguimento da área direita da superfície de drenagem, migrando o riacho Coité para a margem esquerda, em relação ao eixo central da sub-bacia. Desta forma, os valores de FSTT e FABD corroboram com a indicação de influência tectônica nessa região.

#### **4.2.4 Relação Declividade e Extensão - RDE**

O índice Relação Declividade e Extensão – RDE é um parâmetro geomorfométrico proposto inicialmente por Hack (1973) que correlaciona os níveis de energia da corrente (*stream power*), a qual repercute no seu potencial de erodir os substratos rochosos, e, no transporte de carga sedimentar. O índice de Hack foi utilizado então, com o objetivo de aferir o vigor energético do canal fluvial e correlacionar essa variável ao processo de dissecação e esculturação do relevo (Souza, 2017).

A partir da análise de perfis longitudinais de rios, Hack (1973) concluiu que é possível avaliar o estado de equilíbrio deles. Assim, considerou que em uma topografia ajustada, as mudanças que ocorrerem na declividade do canal fluvial estará relacionada ao relevo total, de modo que qualquer desequilíbrio ocorrido em um canal, promoveria um reajuste de todo o sistema fluvial da bacia. Tal desequilíbrio pode ser observado nos perfis longitudinais por meio da identificação de níveis de base locais.

O índice RDE, portanto, é um potencial indicador de mudanças de declividade ao longo do canal fluvial, que pode, por sua vez, sugerir atividades deformacionais recentes, associação com os diferentes níveis de resistências à erosão hidráulica ou a desembocaduras de tributários de caudal expressivo (Etchebehere, 2000; Souza *et al.*, 2010). Desta forma, no caso de descarte da possibilidade de influência do fator litológico ou da ocorrência de tributário de grande aporte no aumento do índice de RDE em uma determinada extensão do canal, a causa pode ser atribuída a atuação de processos neotectônicos (Etchebehere, 2006).

As rupturas de declive (quebra do relevo), também denominadas de *Knickpoint* (kp) são secções subitamente íngremes no perfil longitudinal de um canal de drenagem, e podem ser caracterizadas como anomalias de drenagem. Compreender sua distribuição e posição torna-se essencial na análise e interpretação da incisão do curso d'água e na conseqüente evolução da paisagem fortemente dissecada pela erosão fluvial, o que denota se tratar de um método eficaz nos estudos de geomorfologia fluvial (Scalco, 2017).

Lana e Castro (2012) apontam que falhas normais e de empurrão, quando ocorrem de forma perpendicular ao canal fluvial de maneira recorrente, promovem alterações horizontais como mudanças abruptas dos fluxos, ou o ajuste longitudinal da relação de relevo (altitude-declividade), favorecendo o surgimento de *knickpoints* (cascatas/cachoeiras).

Para identificar as rupturas de declive, utilizou-se neste estudo o índice RDE proposto por Etchebehere *et al.* (2004) que deriva do método de Hack (1973). A metodologia consiste em analisar os perfis longitudinais de canais fluviais inteiros (RDE total ou RDE<sub>t</sub>) ou de segmentos de drenagem (RDEs) através da relação entre a declividade e a extensão do canal, subsidiando interpretações em relação ao grau de energia presente na bacia, cujos valores são indicativos do grau de equilíbrio dinâmico.

Para o cálculo de RDE<sub>t</sub> considera-se o gradiente de drenagem (razão entre a diferença de elevação entre as duas extremidades do trecho ( $\Delta H$ ) e a extensão do segmento considerado ( $\Delta L$ )), e o logaritmo natural de toda a sua extensão. Logo, pode ser calculado conforme equação:  $\mathbf{RDE}_t = (\Delta H / \Delta L) \cdot \ln n$ . O RDE por segmento é encontrado com base no gradiente de drenagem ( $\Delta H / \Delta L$ ), multiplicado pela distância entre o ponto mais a montante do trecho

selecionado e a foz do canal (L), temos então, que:  $RDEs = (\Delta H/\Delta L) \cdot L$  (Magalhães Júnior e Barros, 2020).

Através da razão entre os resultados de  $RDEt$  e  $RDEs$  de trechos variados, é possível identificar os setores anômalos, onde as anomalias mais expressivas determinam os de interesse de estudos morfotectônicos, morfoestruturais ou neotectônicos (Salamuni *et al.*, 2013). Neste contexto, a partir desses resultados, Seeber e Gornitz (1983), durante análises tectônicas na cordilheira do Himalaia, classificou três tipos de comportamentos ao longo do perfil: RDE menor que dois, representa que o seguimento está em equilíbrio; entre os limiares dois a dez, são representadas anomalias de 2ª ordem (menos intensa); enquanto RDE maior que dez, indica uma anomalia de 1ª ordem (mais intensa) no trecho de drenagem.

A mesma metodologia e classificação foram utilizadas por Etchebehere *et al.* (2004) no estudo que visava a detecção de deformações neotectônicas na bacia do rio do Peixe no Estado de São Paulo. Ambos os autores realizaram cálculos manuais com apoio em cartas topográficas para medição de distâncias entre cotas altimétricas, o que significa um trabalho demorado e inviável para estudos em áreas com escalas regionais.

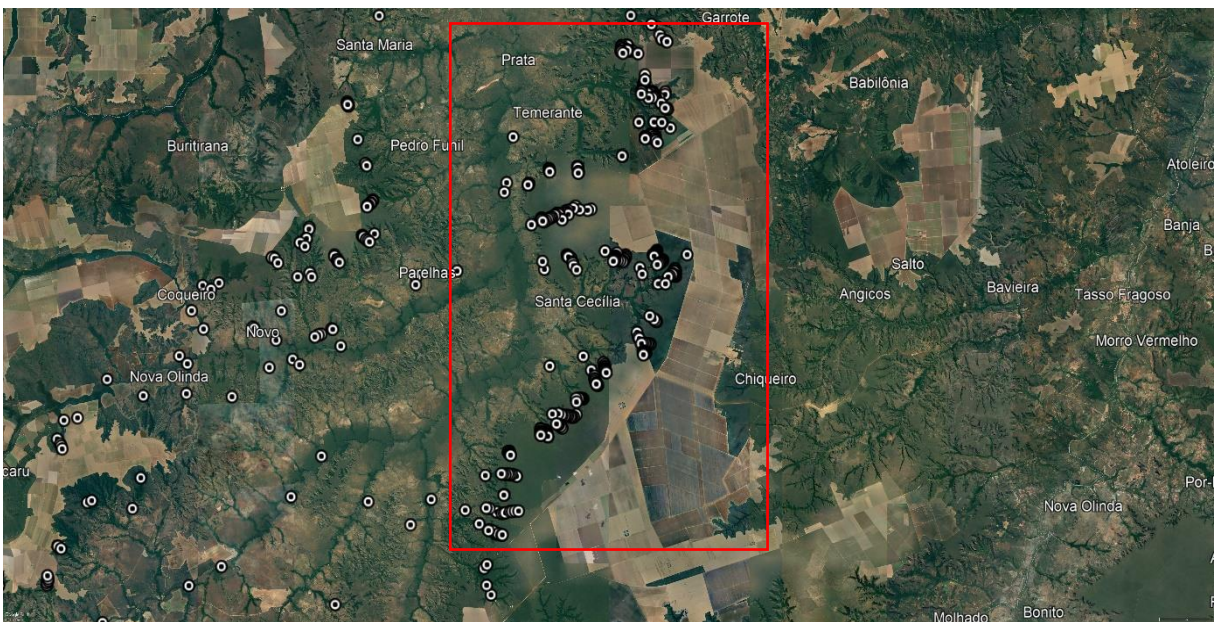
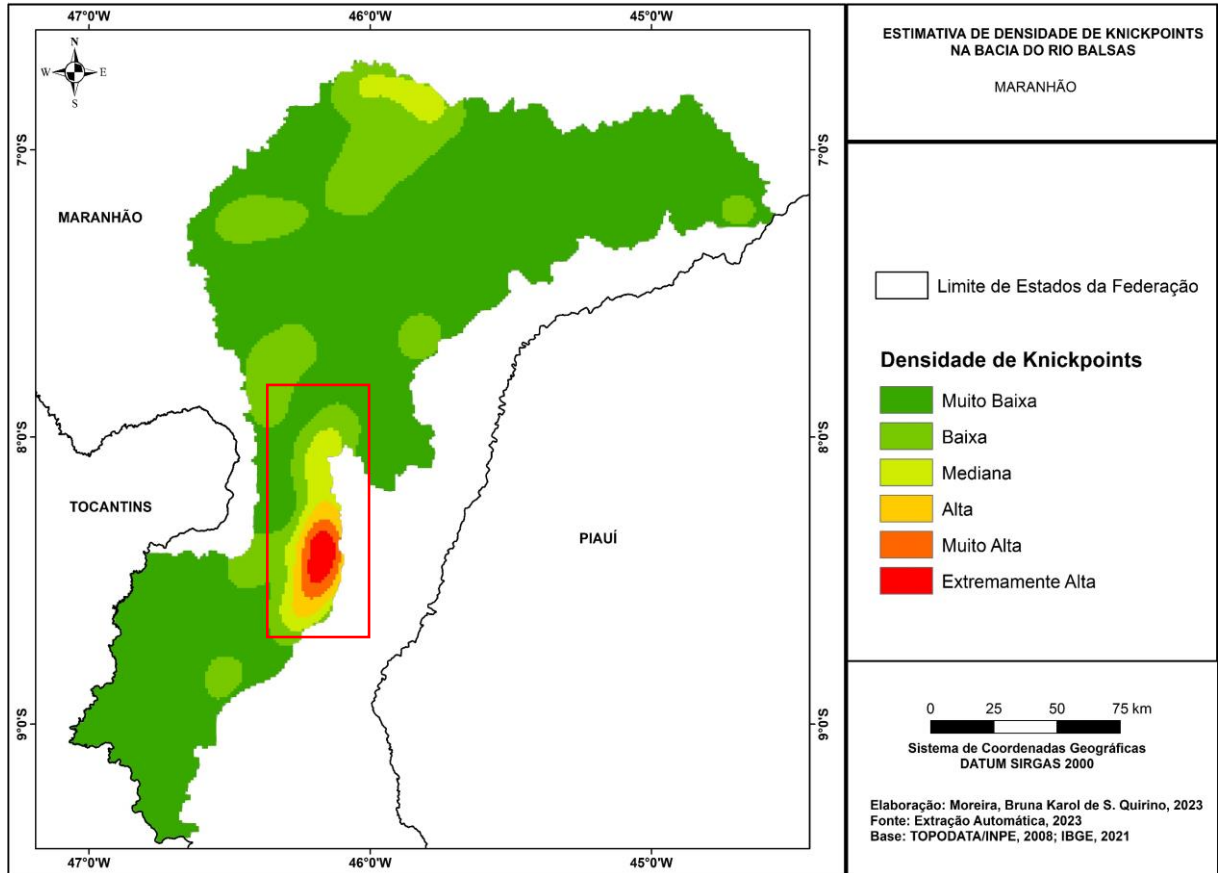
Baseado em parâmetros semelhantes às descritas por Etchebehere *et al.* (2004), Salamuni *et al.* (2013), desenvolveram um *software* acoplado à toolbox do *ArcGIS* que automatiza esses cálculos a partir de imagens com dados altimétricos (MDEs). O algoritmo é denominado de *Knickpoint Finder* e identifica os *knickpoints*, resultando em uma rede de pontos no mapa com densidade variável, a depender da escala de trabalho. Desta forma, nesse estudo foi utilizado o referido *software*, empregando a escala de 1:100.000 e considerando a equidistância de 10 metros de intervalo altimétrico. Esse valor determina o tamanho dos seguimentos analisados, sendo o valor sugerido pelos desenvolvedores para o alcance de melhores resultados nas análises.

Após o processamento, foram obtidos e analisados 14.258 pontos (*knickpoints*) na bacia do rio Balsas, onde 1.823 (13%) indicam anomalias de primeira ordem, com ocorrência em todas as sub-bacias. Devido ao número muito elevado de pontos, para elaboração do mapa de densidade foram filtradas apenas as anomalias de primeira ordem, identificadas através da razão  $RDEs/RDEt$  e que são pontos de maior interesse nessa pesquisa. O mapa de densidade foi elaborado com base na aplicação do estimulador Kernel através do *ArcGIS*, permitindo o reconhecimento visual de anomalias e as áreas de maior ocorrência e concentração.

O mapa de densidade de pontos (Figura 15) mostra que as áreas mais densas de *knickpoints* estão localizadas nas bordas das chapadas no alto médio e médio curso da bacia, associadas primordialmente às formações Pedra de Fogo e Corda. No mapa, as cores vermelha,

alaranjado e amarela são áreas que contêm maiores densidades de pontos, enquanto os tons verdes são os que representam menores densidades.

**Figura 15** - Mapa de estimativa de densidade de *knickpoints* na bacia do rio Balsas



Fonte: Imagem extraída do Google Earth Pro, 2023.

A área com maior densidade de anomalias de primeira ordem encontra-se nas escarpas de chapadas no alto e médio curso da bacia, que coincide com os dados de declividade, variando

de fortemente ondulado a escarpado para essas regiões. Desta forma, as áreas de maior vigor energético ou anomalias estão em altitudes que variam entre 360 m e 650 m.

Nas escarpas de chapadas situadas no alto curso da bacia do rio Balsas, predomina a Formação Pedra de Fogo (IBGE, 2021), composta por calcários, arenitos finos a médio, por intercalações de camadas de sílex e folhelhos cinzas, derivado de ambientes marinhos rasos a litorâneos (Góes e Feijó, 1994). A Noroeste da bacia, onde também houve uma elevada proporção de pontos, as áreas escarpadas correspondem ao contato litológico da Formação Corda, que consiste em arenitos com intercalações de folhelhos e leitos de sílex de idade jurássica, sobrepondo por um pacote conglomerático, basaltos da Formação Mosquito. A Formação Corda assenta de forma discordante sobre basaltos da Formação Mosquito e dos arenitos da Formação Sambaíba (Aguiar, 1971).

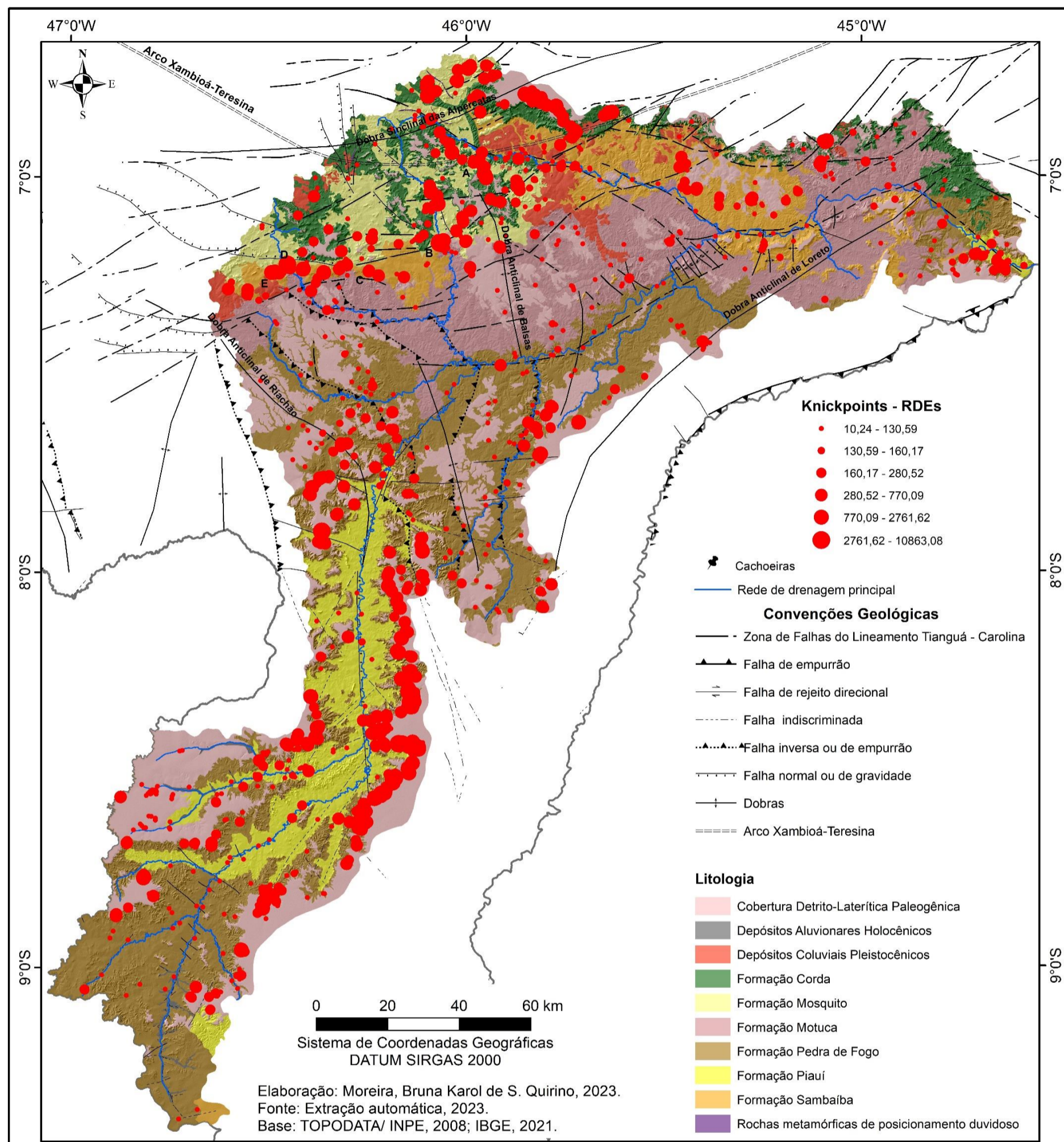
Há, portanto, um predomínio de *knickpoints* englobando canais de primeira ordem, especialmente nas bordas das escarpas da Serra do Penitente, situada do alto ao médio curso da bacia. As proximidades das cabeceiras de drenagem são setores onde ocorre maior probabilidade de se apresentarem fora de equilíbrio, considerando que os *knickpoints* são vistos como níveis de base locais, que em decorrência do rompimento da energia de fluxo fluvial, funcionam como barreiras que geram acúmulo de sedimentos a montante, ajustando o entalhe do vale fluvial (Phillips *et al.*, 2010). A partir daí, promovem uma retomada erosiva, estando assim, associados à dinâmica de ajustamento de canais fluviais.

Para melhor visualização e análise dos dados, a partir de valores de RDEs foi elaborado mapa (Figura 16) na qual identifica os *knickpoints* com rupturas mais expressivas e de maior interesse nos estudos neotectônicos, correlacionando-os com informações litológicas e estruturais. Os dados de RDEs indicam os maiores valores de gradientes locais de declividade, que se correlacionam com os níveis de energia da corrente (*stream power*).

No intuito de identificar paisagens (cachoeiras/cascatas) que ratificassem a efetividade do método, foi utilizado o *Google Earth Pro* para visualização de imagens baseada na referência espacial de *knickpoints* de maior gradiente de declividade. Foram identificados cinco pontos de interesse turístico que coincidiram com os dados espaciais de ocorrência de rupturas de declive mais expressivas.



Figura 16 - Mapa de distribuição dos principais *knickpoints* na Bacia do rio Balsas a partir de valores de RDEs



A: Cachoeira Poço Sujo; B: Cachoeira do Macapá; C: Cachoeira Três Marias; D: Cachoeira Santa Bárbara; E: Cachoeira do Boqueirão. Fonte: Imagens extraídas do Google Earth Pro, 2023.

Os pontos de rupturas de declive ao longo do canal com indicativos de controle estrutural (desconsiderando canais de primeira ordem hierárquica, situado nas bordas de chapadas), estão concentrados nas sub-bacias do rio Cocal e do rio Neves, porção Noroeste da bacia, margem esquerda do rio Balsas. Na mesma região foram mapeados cinco pontos geoturísticos que correspondem às quebras de relevo (cachoeiras), áreas com notável beleza paisagística que coincidem com os dados espaciais encontrados a partir da ferramenta *Knickpoint Finder* utilizada para automatização de detecção de rupturas de relevo (Figura 16).

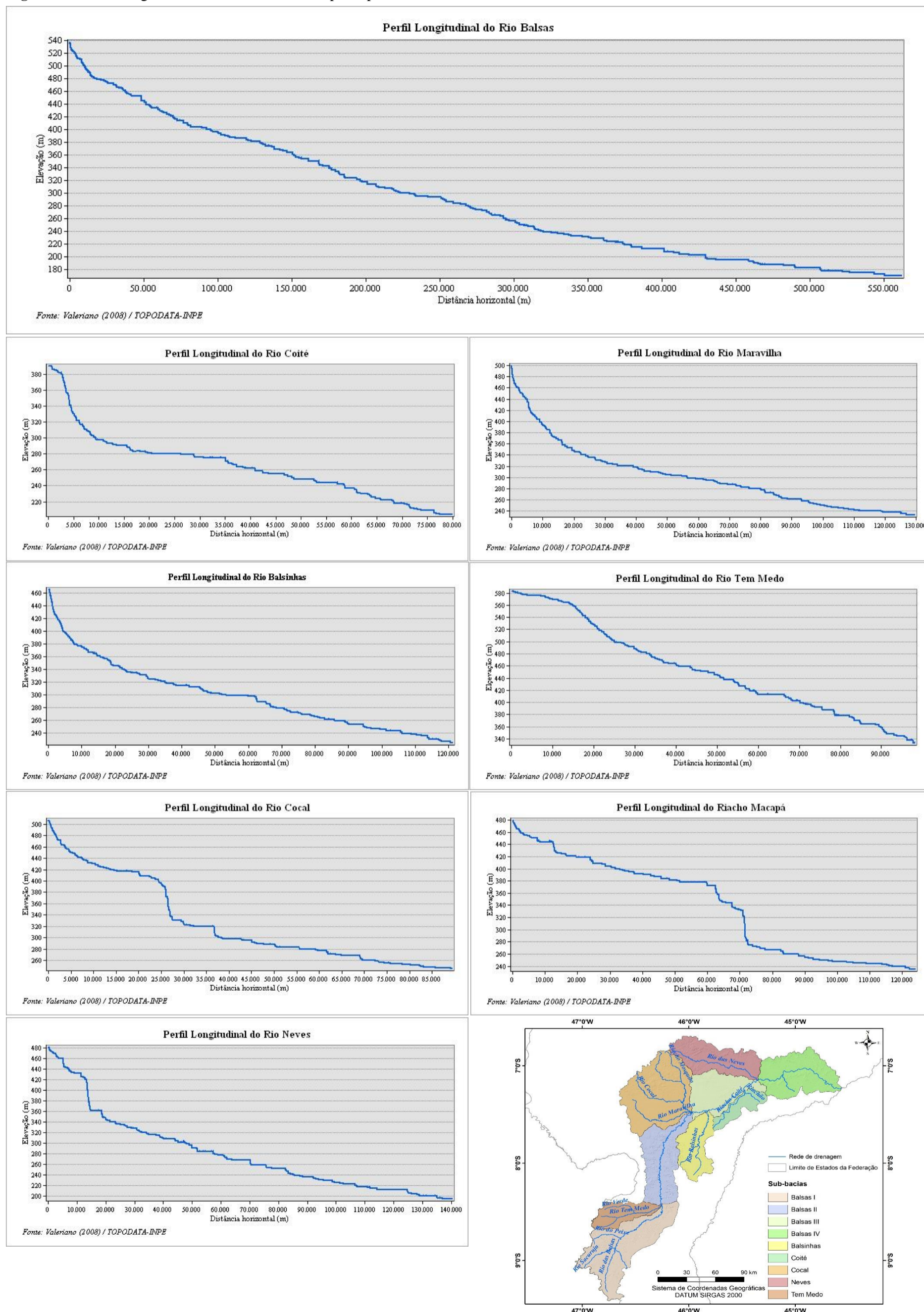
Nas áreas de maior ocorrência de rupturas de relevo, há ainda a incidência de reajuste na busca pelo equilíbrio, em decorrência de sua maior energia. No entanto, como pode ser observado na Figura 16, o rio Balsas não apresenta áreas com ocorrência expressiva de pontos que indiquem anomalias de primeira ordem, o que sugere que o seu perfil longitudinal se apresenta em equilíbrio quanto ao transporte e deposição de sedimentos, em uma relação de sinergia.

Conforme ressalta Charlton (2008), o equilíbrio de uma bacia inicia-se por seus rios principais que se ajustam ao sistema numa cadeia. Ocorre que, o aumento do gradiente no baixo curso do canal provoca o incremento de sua inclinação, impactando no trecho à montante que tende a aumentar seu gradiente, tornando-o mais declivoso, enquanto a jusante do canal a carga de sedimento é acumulada fazendo com que o canal diminua aos poucos o seu gradiente. Assim, a incisão se propaga ao longo do tempo em direção à montante aumentando a energia gradativamente até chegar em canais de ordem inferior (afluentes e nascentes), que não conseguem acompanhar o ritmo do decréscimo, resultando em *knickpoints* muito íngremes, necessitando de um tempo maior para se ajustarem ao sistema.

Esse processo em que as alterações de nível de base são transferidas para cabeceiras de drenagem, regulando a inclinação das vertentes é denominado de erosão à remontante. A bacia do rio Balsas notadamente está passando por esse processo, tendo alcançado um certo equilíbrio, embora suas nascentes ainda necessitem de um tempo maior para se ajustarem. O que determina a capacidade de um canal fluvial em se acomodar à variação do nível de base é a morfologia do vale, assim, com o rebaixamento do nível de base local o rio tende a migrar lateralmente em vales de morfologia aberta, conforme ocorre no rio Balsas do médio ao baixo curso. Já em casos de vales estreitos, há a tendência em aumentar a incisão dos canais (Schumm, 1993).

De modo a analisar possíveis variações na forma dos perfis e buscar compreender as condicionantes que equilibram ou desequilibram o sistema fluvial, foram elaborados os perfis longitudinais do rio Balsas e seus principais afluentes (Figura 17).

Figura 17: Perfil longitudinal do rio Balsas e seus principais afluentes



Fonte: Elaborada pela autora, 2023.

Como pode ser observado, o perfil longitudinal do rio Balsas apresenta sua forma com uma forte tendência à concavidade, bem como os rios Maravilha e Balsinhas. O rio Tem Medo e riacho Coité, apresentam um estágio intermediário para o atingimento da forma côncava, havendo ainda a ocorrência de rupturas de declividades significativas ao longo do perfil. Esses canais apresentam pouca variabilidade das propriedades litológicas ao longo de todo o perfil longitudinal. Estes, sobrepõem rochas areníticas das formações Pedra de Fogo, Piauí e Motuca da supersequência Carbonífero-Triássico (Grupo Balsas), cuja deposição se deu em um ambiente complexo, clástico/evaporítico de mar raso, gradando para um ambiente lacustre/desértico (Vaz *et al.*, 2007; Barbosa, Córbona e Sousa, 2016, p. 183).

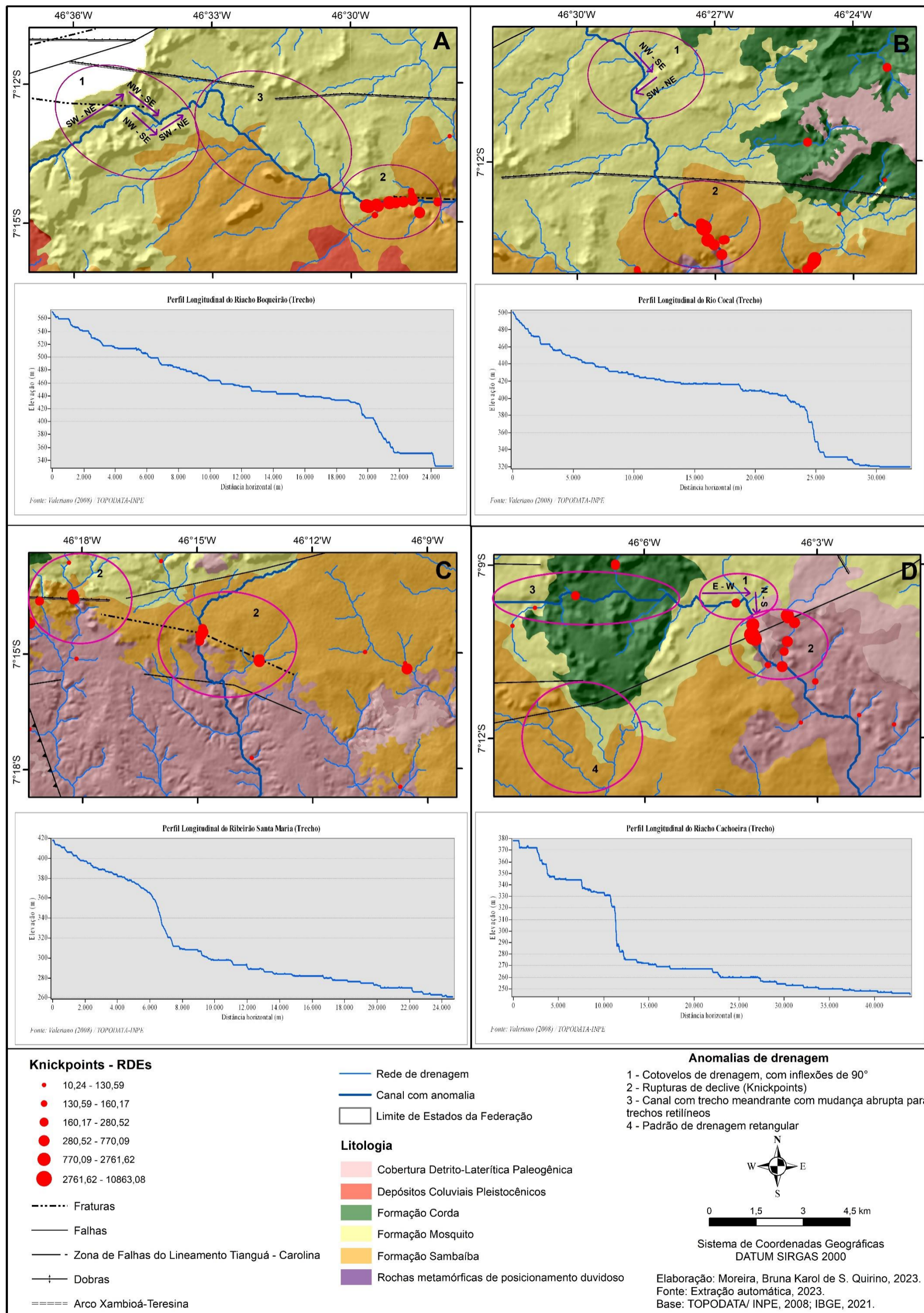
A forma côncava em perfis longitudinais com aumento da sua concavidade a montante, sugere o equilíbrio entre a capacidade de transporte fluvial e o fornecimento sedimentar. Em um canal equilibrado ao longo do tempo cíclico, suas variáveis foram ajustadas de forma a executar o transporte de carga produzida pela bacia hidrográfica com maior eficiência possível, sem agradação ou degradação do canal. Nesse caso, o perfil assumiria uma forma côncava cujo gradiente sofreria uma redução de forma progressiva em direção a jusante.

Desta forma, o perfil longitudinal é uma ferramenta útil na detecção do grau de desequilíbrio do rio ou trecho de drenagem, quando comparado com um perfil teórico equilibrado. Contudo, deve ser levando em consideração a ocorrência dos distintos perfis longitudinais em rios aluviais e/ou sobre tipologias de rochas, bem como o efeito de estruturas que ocorrem ao longo do canal (Stevaux e Latrubesse, 2017).

Em sistemas fluviais com predominância de leitos rochosos, “o grau de concavidade pode ser diretamente afetado por variações longitudinais na litologia, no fluxo de sedimentos e nas interferências tectônicas” (Lima, 2009, p. 20). A borda Noroeste da bacia do Balsas é geologicamente caracterizada por derrames basálticos da Formação Mosquito que intercalam sedimentos da Formação Corda e repousam sob sedimentos da Formação Sambaíba, provocando uma variação na resistência à erosão do substrato rochoso.

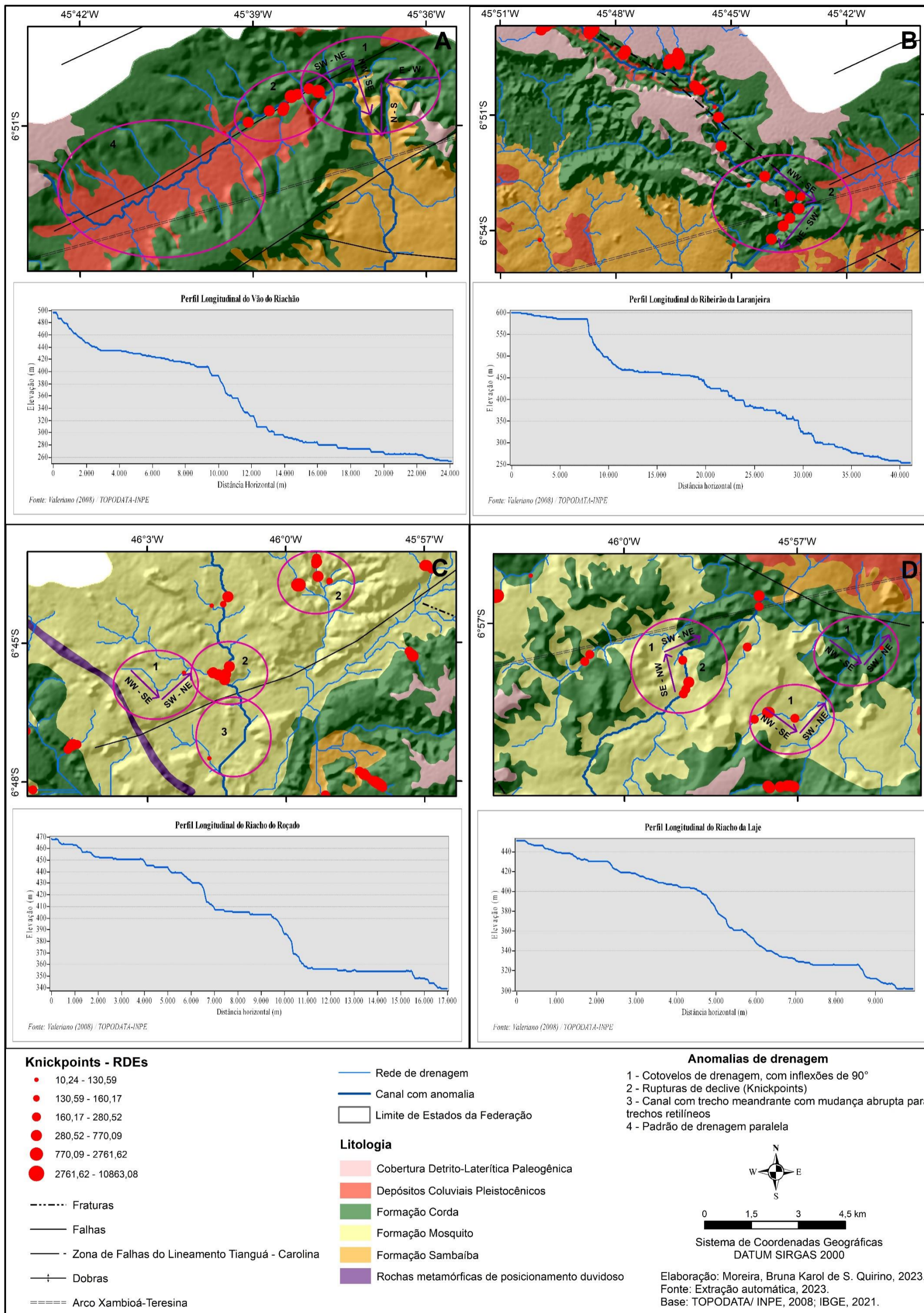
Nos canais de drenagem situados nessa região da bacia, há indicativos de desequilíbrio ao longo do perfil longitudinal (rios Cocal, Neves e riacho Macapá). A morfologia desses perfis é caracterizada pela ocorrência de várias rupturas de declive. Dada a importância nos estudos geológicos e geomorfológicos, confeccionou-se perfis longitudinais que configuram trechos com anomalias de primeira ordem nessa região, a qual inclui parte da sub-bacia do rio Cocal, compreendendo trechos do rio Cocal, riachos Macapá e Boqueirão e ribeirão Santa Maria (Figura 18); e na sub-bacia do rio Neves, no Vão do Riachão, riacho Laranjeira, do Roçado e da Laje (Figura 19).

Figura 18: Anomalias nos perfis longitudinais de canais na bacia do rio Cocal



A: riacho Boqueirão, B: rio Cocal, C: ribeirão Santa Maria, D: rio Cachoeira. Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Figura 19: Anomalias nos perfis longitudinais de canais na bacia do rio Neves.



A: vão do Riachão, B: ribeirão da Laranjeira, C: riacho do Roçado, D: riacho da Laje. Fonte: Elaborada pela autora, 2023.

Quando se confronta os pontos de ocorrência de rupturas geradas através do índice RDE e os perfis longitudinais dos canais, verifica-se a coincidência entre os pontos e os setores anômalos da reta que representa o índice de gradiente. A distribuição dos *knickpoints* nos mapas (Figuras 18 e 19), a qual sobrepõe dados litológicos e estruturais, aponta uma correlação dos resultados de ocorrência de rupturas com a evolução da região da bacia do rio Balsas.

As rupturas de declive encontradas nas sub-bacias do rio Cocal e Neves estão associadas às formações Mosquito e Sambaíba. A Formação Mosquito é composta por pacotes vulcânicos que ocorrem em cotas mais elevadas da bacia, corresponde a um conjunto de rochas basálticas associadas a derrames de lavas datadas do Triássico-Jurássico, nas quais recobriram algumas regiões da Bacia Sedimentar do Parnaíba sobre a Formação Sambaíba, cujo contato é caracterizado por discordância litológica (Aguilar, 1971).

Nenhum dos perfis apresentados exibem a típica conformação logarítmica que denotaria um perfil equilibrado, todos estão marcados por significativas inflexões no talvegue, apontando anomalias que indicam a probabilidade de estarem cruzando zonas de falhas que limitam blocos com significativos rejeitos verticais. De fato, a área é marcada pela incidência de uma zona de falhas de rejeito direcional, blocos falhados dos tipos inversas de empurrão e falhas normais e de gravidade provenientes do Lineamento Tianguá-Carolina.

O sistema de drenagem na bacia do rio Balsas pode estar sendo controlado por esses lineamentos com direção preferencial SW-NE. Nota-se a presença desses alinhamentos em áreas com maior vigor energético, provocando alteração na direção de alguns canais no mesmo sentido, sendo evidenciado pela ocorrência de anomalia em cotovelo no padrão do canal (inflexões de 90° ou próximo de 90°), que pode ser indício de interferência neotectônica.

No contexto da bacia hidrográfica do rio Balsas, é possível observar mudanças dos padrões de drenagem de retilíneos e paralelos para subparalelos, dendríticos e retangulares a partir de alterações na direção dos canais, distribuídos de forma irregular na bacia, porém com maior predominância no médio e baixo curso da bacia, uma vez que esta área é a mais afetada por lineamentos, dobras e fraturas. Trechos com canais meandantes com mudança abrupta para a forma retilínea, como ocorrem, por exemplo, nos riachos do Roçado e do Boqueirão, são também considerados anomalias de drenagem e podem indicar influência litológica e/ou estrutural.

Por sua vez, a incidência de rupturas de declive, como anomalias de primeira ordem, quase sempre coincide com a presença de alinhamentos morfoestruturais que ocorrem de forma perpendicular ao canal de drenagem, como no caso do riacho Santa Maria e rio Cachoeira na sub-bacia do rio Cocal; e no ribeirão da Laranjeira e riacho do Roçado, na sub-bacia do rio

Neves (Figuras 18 e 19). No riacho Roçado é possível verificar a maior ocorrência de degraus com significativa declividade, apresentando um setor de rebaixamento seguido de soerguimento ao longo do canal, com presença de anomalias mais elevadas de RDE localizada no seu exutório.

Desse modo, devido às características de relevo, a rede de drenagem em análise apresenta elevado gradiente e as características litológicas também atuam de modo a influenciar o traçado dos canais com mudanças constantes no padrão de drenagem, contribuindo para a ocorrência de setores anômalos na drenagem. Litologias mais resistentes à erosão ao longo do canal, como no caso da Formação Mosquito, funcionam como soleiras para níveis de bases locais. Nesse sentido, mudanças na forma do perfil longitudinal de um rio, promovem o seu ajustamento na busca de um novo equilíbrio, seja na forma de agradaciação como no entalhamento do talvegue.

### **4.3 Análise da Influência Litológica e Estrutural na Rede de Drenagem da Bacia do Rio Balsas**

#### ***4.3.1 Evolução geomorfológica da região da bacia hidrográfica do rio Balsas***

Diferenciações morfológicas da topografia são resultantes da relação complexa entre intensidade e magnitude dos processos, desencadeados por meio da atuação de forças internas e externas ao sistema geomorfológico e as distintas resistências dos substratos. A interpretação morfogenética da bacia de drenagem auxilia na compreensão da evolução geomorfológica regional, sobretudo acerca do controle litológico exercido sobre a dissecação e sobre o papel da neotectônica na formação do relevo.

Para Tricart (1974), são as forças internas (endógenas) que criam rupturas na superfície terrestre permitindo que a gravidade exerça sua função de agente geomórfico. Desta forma, a estrutura geológica torna-se um arcabouço que hierarquicamente se sobrepõe aos sistemas morfogenéticos, uma vez que a erosão está submetida aos tipos de relevo originados primordialmente pela estrutura. Por sua vez, os processos de dissecação em qualquer ambiente climático, sofrem influência da disposição e natureza das rochas e da evolução tectônica geral da região (CORRÊA *et al.*, 2010).

Barros e Magalhães Júnior (2020) ressaltam o poder de transformação do relevo e da conformação da paisagem que os canais fluviais exercem. Os processos e mecanismos os quais estão expostos os sistemas de drenagem ao longo do tempo, estão relacionados de forma direta à própria apreensão da história evolutiva da paisagem, uma vez que o arranjo e distribuição dos canais fluviais auxiliam na compreensão da biogeografia de uma região. Os rios e os seus níveis



de base estão associados com os processos que se desenvolvem nas encostas da mesma maneira que as encostas, como fonte de água e sedimentos para os rios, estão ligadas diretamente com a dinâmica fluvial (Silva, 1991; Silva e Santos, 2010).

Os processos de rearranjo da drenagem são comumente relacionados à evolução do relevo, pois implicam a transferência do fluxo, de forma parcial ou total, de um curso d'água para outro, o que inclui também a introdução de áreas de uma bacia para outra, podendo ocorrer em diferentes escalas espaciais (Bishop, 1995). Tais processos podem estar relacionados a implicações tectônicas, climáticas, hidrossedimentares, litoestruturais e de nível de base, sendo este último o agente viabilizador mais comum de ocorrência da agregação de sistemas fluviais antes desconectados, ou a divisão/desvio de um sistema anteriormente existente (Mather, 2000; Barros e Magalhães Júnior, 2000).

Na reorganização da drenagem ocorrem rápidas e intensas modificações nos fluxos de matéria, energia e seres vivos, portanto, desempenha papel significativo no fornecimento sedimentar e na distribuição de biótopos. Os principais mecanismos de reorganização de drenagem discutidos na literatura são: captura, desvio e decapitação, que podem ser diferenciados com base na origem dos processos, se **ascendentes** (*bottom-up*), que implicam numa interceptação ou subtração ativa de um sistema fluvial adjacente, ou, **descendentes** (*top-down*) que orientam um canal a se deslocar para outra bacia, como nos casos dos desvios (Summerfield, 1991; Bishop, 1995; Rezende, 2018).

Nos desvios ocorre o deslocamento de um canal para outra bacia de contribuição, provocado por tectonismo, migração ou fluxos catastróficos. Os desvios ocorrem quando há ruptura do divisor resultando no redirecionamento da drenagem para a bacia adjacente, envolvendo ainda, a transferência de área da bacia “pirateada”.

O processo de decapitação é do tipo ascendente (*bottom-up*), característico de escarpamentos que coincidem com divisores de bacias adjacentes, e principalmente, quando a drenagem das bacias é preferencialmente perpendicular ao divisor. Há nesse caso a apropriação ou subtração de área de drenagem de um canal fluvial para outro vizinho, através da penetração progressiva do divisor hidrográfico em uma das bacias, sem que ocorra a preservação das linhas de drenagem da bacia subtraída, pois o mecanismo de retração da escarpa destrói áreas de drenagem do planalto, sendo este, um processo com elevada interferência geomorfológica (Barros e Magalhães Júnior, 2000; Rezende, 2018).

As capturas, por sua vez, são os processos mais comuns de reorganização da rede de drenagem e modificação da paisagem. Alteram de forma progressiva as características morfológicas das vertentes e interferem na competência dos canais fluviais envolvidos,

deixando registros de depósitos aluviais originados posteriormente, tanto à montante quanto à jusante das áreas de ocorrência (Oliveira *et al.*, 2018). A captura fluvial ocorre por modificação *bottom-up* das linhas de drenagem, na qual a cabeceira apreende um canal à montante, provocando o seu deslocamento. Este, passa a integrar outro sistema fluvial, resultando em uma “drenagem transversa pirateada” (Douglass *et al.*, 2009). Esse processo amplia a área de uma bacia de drenagem em detrimento da bacia vizinha, que teve seu canal fluvial desviado.

Para Christofolletti (1981) a captura fluvial pode ser caracterizada por cinco tipos distintos processos: aplainamento lateral, absorção, subterrâneo, por transbordamento ou recuo das cabeceiras. No caso do aplainamento lateral, o rio principal tende a cortar o interflúvio que o separa de um canal tributário ocasionando o desvio da porção a montante devido ao ponto de entalhamento no interflúvio, deixando praticamente seco o vale a jusante do canal decapitado. Ocorre captura por absorção quando um rio entalha mais que o adjacente havendo maior captação de águas, fazendo com que esse canal invada o vizinho provocando uma expansão do canal invasor.

Segundo Christofolletti (1981, p. 136) a captura fluvial por transbordamento ocorre quando um canal ao receber uma elevada carga de sedimento, entulha o seu leito elevando-o a um nível superior aos dos colos mais baixos que separam seu vale dos adjacentes. A oscilação do curso d'água sobre a planície de inundação pode acarretar ocasionalmente o atravessamento de um dos colos infletindo para o vale vizinho, havendo então o transbordamento. A partir de então, tende à consolidação de um novo percurso fluvial, pois a maior declividade no trecho ocupado pelo novo percurso, resultará na maior intensidade da erosão e no entalhamento do vale.

A captura subterrânea por sua vez, ocorre primordialmente em áreas caracterizadas pela ocorrência de rochas calcárias ou outras rochas solúveis, o processo ocorre devido a maior velocidade de dissolução das rochas em nível freático. Por fim, o recuo de cabeceiras, mecanismo mais citado em trabalhos que versam sobre o tema (Summerfield, 1991; Oliveira, 2010), ocorre quando dois canais se localizam em níveis altimétricos distintos e os canais tributários erodem de forma mais agressiva suas cabeceiras, especialmente quando estão entalhadas em rochas frágeis. Por meio da incisão fluvial e o conseqüente recuo da cabeceira, o canal captor transpõe o interflúvio e captura o curso d'água localizado em nível mais alto, mudando o seu direcionamento de fluxo, que passa a drenar rumo ao nível mais baixo (Christofolletti, 1981; Cherem *et al.*, 2013).

Segundo Oliveira (2010) as capturas são importantes nos estudos das escarpas por direcionarem toda a morfodinâmica da bacia capturada a um novo nível de base. A

consequência deste mecanismo é o encaixamento da rede de drenagem e o consequente rebaixamento das vertentes provocadas pelo controle do novo nível de base, a partir daí ocorre uma aceleração morfodinâmica do recuo da escarpa (Prince *et al.*, 2011; Cherem *et al.*, 2013). Devido ao rebaixamento do relevo, o sentido de inclinação da topografia local tende a inverter, ocasionando conseqüentemente a inversão de fluxo de canais não diretamente pirateados, que se localizam a jusante do ponto de captura, ampliando, desta forma, a área pirateada.

Conforme Bishop (1995), o tipo de rearranjo por captura fluvial, geralmente é ocasionada por erosão remontante mais agressiva, que aprisiona o rio adjacente o qual é afetado. Segundo Ross (1983) o recuo da cabeceira é um processo natural de esculturação do relevo que se desenvolve por meio do escoamento superficial das águas, e nesse processo há um aprofundamento do leito pelo canal fluvial que tendem a rebaixar o fundo do vale no sentido de jusante para montante.

A erosão remontante além de promover o alargamento e aprofundamento do canal de drenagem, aumenta o seu comprimento, podendo alcançar grandes extensões em poucos anos, quando a sua ocorrência se dá em solos mais friáveis. Ross (1983), no entanto, ressalta que o processo de erosão remontante ocorre geralmente de forma lenta, contudo, a sua maior ou menor eficiência está relacionada a condições como: a distância do nível de base local ou regional, natureza litológica, gradiente topográfico do perfil longitudinal, volume de água, a característica dos materiais transportados e as condições climáticas da região.

A evidência mais comum de captura é a ocorrência de **cotovelos de drenagem** (*elbow of capture*) na bacia captora, que é caracterizado por uma mudança brusca na direção do canal. Outras evidências morfológicas de capturas fluviais incluem **canais residuais** (*misfit streams*) que são cursos d'água que são incompatíveis em tamanho e forma com os vales onde estão situados pois não teriam capacidade de imprimir a esculturação atual; **colos ou vales mortos, secos ou abandonados** (*cols* ou *wind gaps*) que são vales fluviais que não apresentam curso d'água, evidenciando capturas e abandonos de seguimentos fluviais (paleocanais); **baixos divisores** que evidenciam a área do antigo vale fluvial que passou a ser o novo interflúvio; **padrão de drenagem invertido** (ortogonal/farpado) na bacia captora, entre outros (Bishop, 1995; Barros e Magalhães Júnior, 2000; Mather, 2000; Marent *et al.* 2022).

No processo de reorganização fluvial, o controle geomorfológico é importante para determinar a repercussão da variação do nível de base (Silva, 2018). Segundo Bishop (1995), as diferenças altimétricas entre os níveis de base, o índice de declividade e grau de energia, e a diferenciação litológica e estrutural, são determinantes para o encadeamento da pirataria fluvial. O canal capturador está normalmente associado a um nível de base local e/ou regional mais

baixo, que ao encontrar condições favoráveis, como a existência de um divisor pouco elevado entre os canais abrangidos na captura, torna a interceptação mais recorrente, devido à ausência de grande obstáculo erosivo.

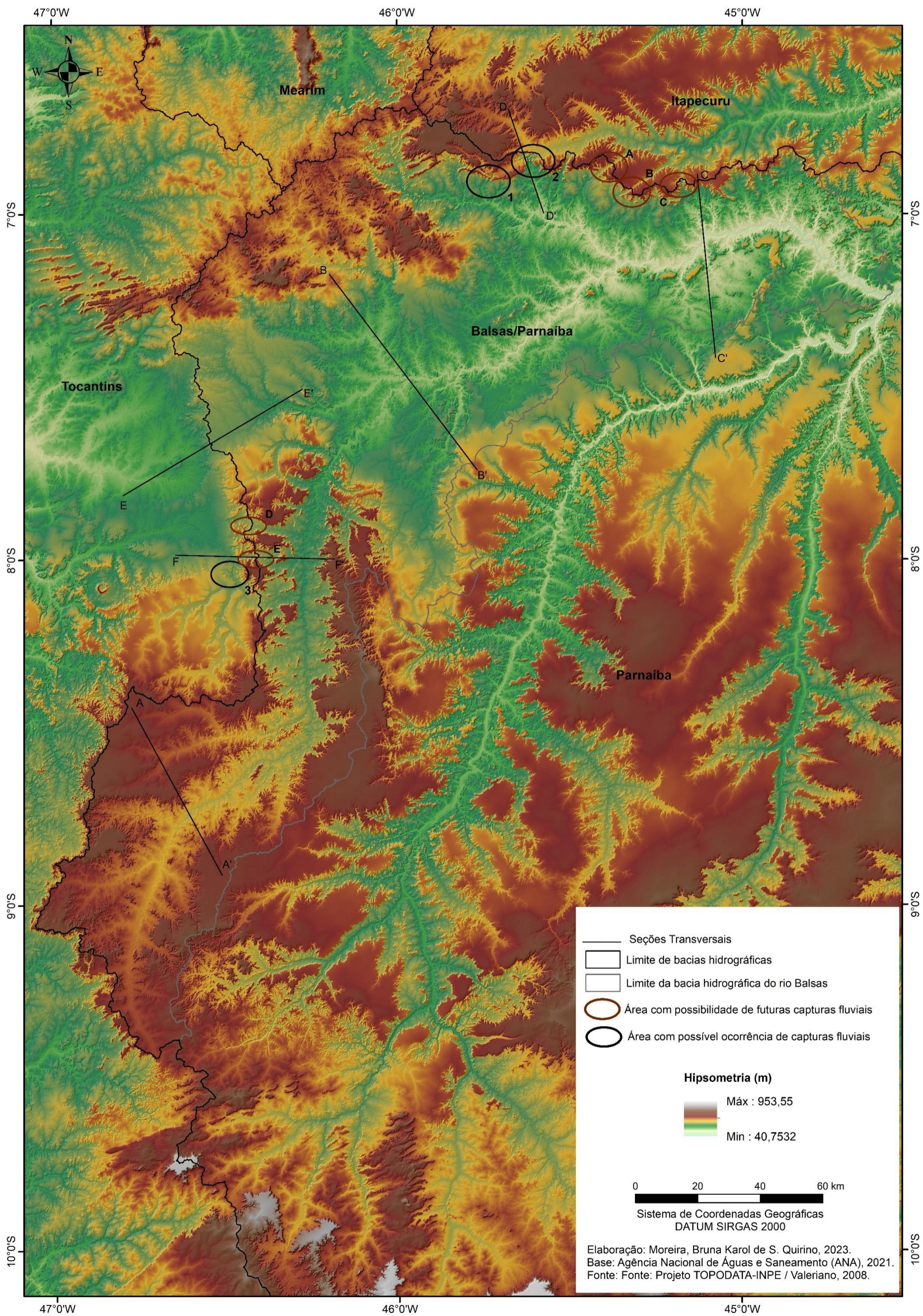
Portanto, a compreensão da evolução geomorfológica de uma bacia hidrográfica com base no mapeamento de possíveis ocorrências de rearranjo de drenagem, bem como, no estudo das feições de depósitos aluvionares, tem suporte na interpretação de canais de drenagem, morfologias associadas ao trabalho dos rios e comparações com perfis topográficos transversais (Nascimento, Salgado e Gomes, 2019).

Na região em estudo é possível verificar evidências de capturas fluviais, onde a bacia do Balsas pode ter exercido o papel, tanto de capturadora como o de capturada, havendo ainda, locais onde há possibilidade de ocorrências futuras de capturas. Nesse contexto, a análise de perfis de relevo transversais à bacia, assim como a análise de perfis longitudinais de rios, auxilia a investigação do controle tectônico na história evolutiva da bacia e no entendimento da ocorrência de processos geomorfológicos atuais e pretéritos.

A avaliação da forma geométrica do perfil é uma prática metodológica importante no reconhecimento de significativas anomalias na conformação de um canal de drenagem. As formas de perfil e plano de curvatura das encostas tendem a influenciar de maneira significativa na distribuição lateral dos processos pedológicos, hidrológicos e geomorfológicos. Essa influência se relaciona principalmente ao controle que as formas côncavas e convexas exercem sobre a distribuição das águas e materiais solúveis da parte de cotas mais altas para as mais baixas (Pennock, Zebarth e Jong, 1987).

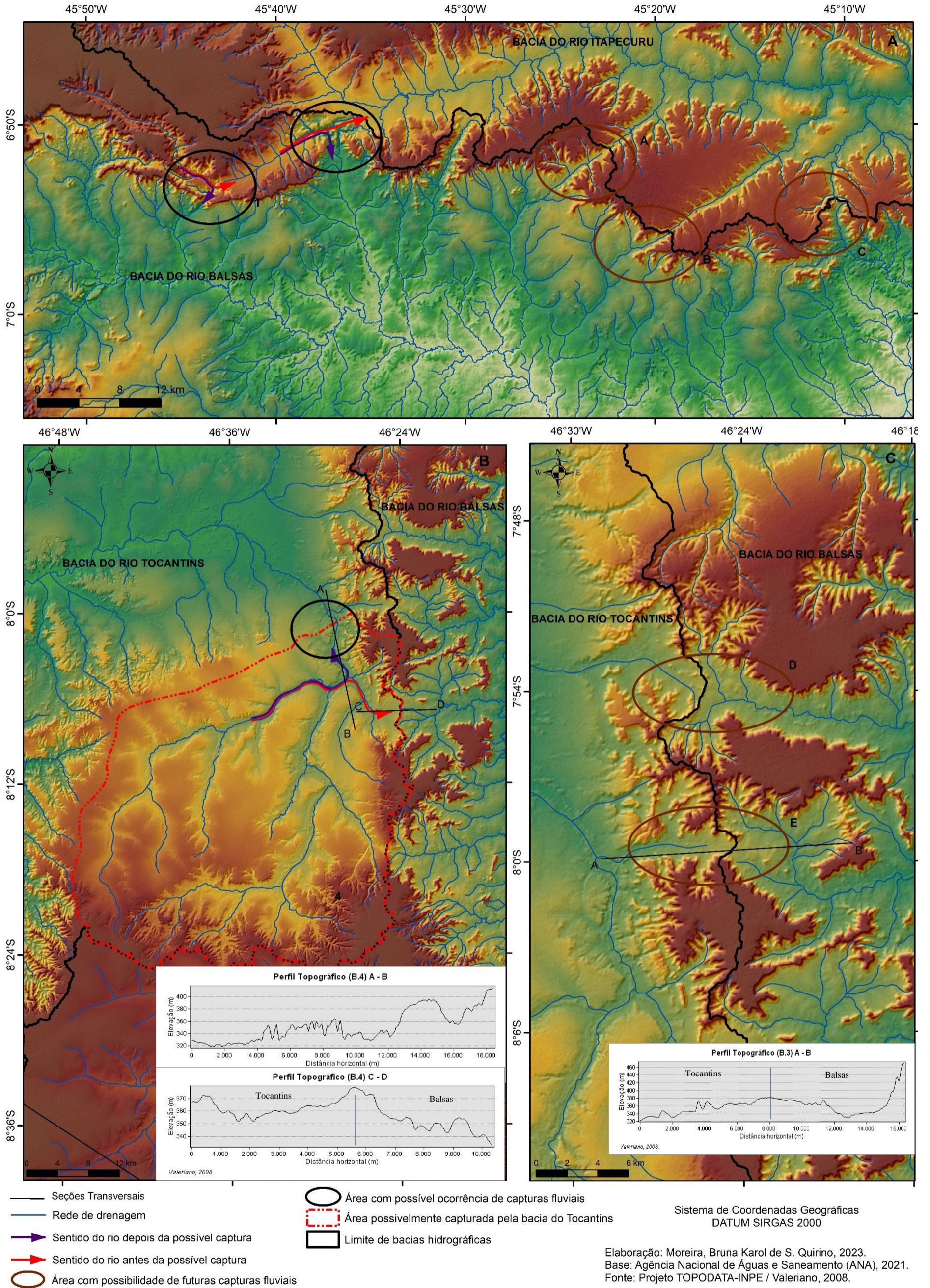
Fazendo um corte transversal no seu alto, médio e baixo curso, é possível analisar o perfil e gradiente das vertentes, aferindo a força de dissecação e a capacidade erosiva do rio. Além disso, a análise comparativa entre os níveis altimétricos das bacias do Tocantins/Balsas (Parnaíba), Balsas (Parnaíba)/Itapecuru, através da seção transversal do relevo na área de divisa, permite discorrer a despeito de níveis de base e tendência a ocorrência de capturas de drenagem e sequestro de bacias (Figuras 20.1, 20.2 e 20.3).

Figura 20.1: Perfis topográficos e análise da evolução geomorfológica da região da bacia do Balsas



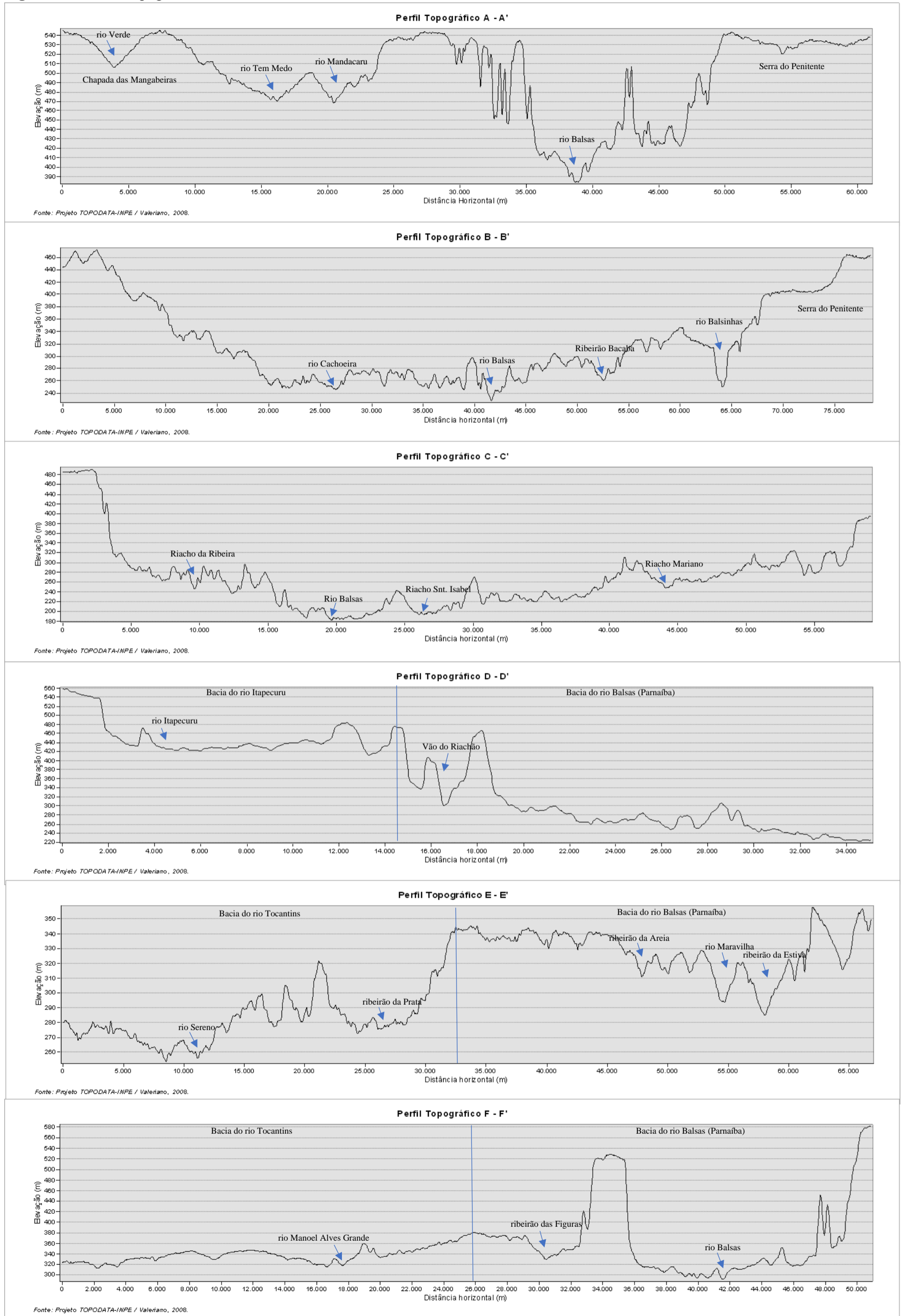
Fonte: Elaborada pela autora, 2023.

Figura 20.2: Áreas com possíveis capturas fluviiais entre as bacias do Itapecuru/Balsas e Tocantins/Balsas



Fonte: Elaborada pela autora, 2023.

Figura 20.3: Perfis topográficos do alto, médio e baixo curso da bacia do rio Balsas



Observa-se na área de estudo, uma acentuada dissecação das chapadas que compreendem a Serra do Penitente e a Chapada das Mangabeiras desde o final do alto curso da bacia, cujo processo é intensificado a partir da contribuição do rio Tem Medo, formando uma extensa depressão. Coincidentemente, essa região é caracterizada por um estreitamento expressivo da bacia de drenagem que sugere anomalia. Nessa área, o principal processo evolutivo é a dissecação provocada pela rede de drenagem, por sua vez, controlada pelo nível de base regional (rio Parnaíba) que impõe o rio Balsas a percorrer a bacia em uma variação altimétrica de aproximadamente 500 metros.

O rio Balsas flui em conformidade com algumas falhas que parecem comandar o fluxo no sentido SW-NE/N-S/SW-NE. Do alto ao médio curso, conforme pode ser observado nas seções transversais A-A', F-F' e B-B' (Figura 20.3), o rio Balsas tem um vale mais aprofundado e vertentes mais acentuadas, tendendo à forma de "V", drenando um arcabouço geológico com baixa resistência, composto por arenitos, calcários e sílex das formações Pedra de Fogo e Piauí de idade Paleozoica. Além do fator litológico, o aprofundamento do vale pode ser associado à maior declividade e conseqüentemente ao aumento de velocidade da água que passa a erodir mais do que depositar.

Na área que compreende a sub-bacia Balsas II, o rio Balsas atravessa uma região limitada por chapadas que atingem mais de 650 metros de altitude, com altos índices de declividade e de indicativos de *knickpoints*. São áreas com grande energia potencial e elevada ação erosiva, formando canais que drenam diretamente para o rio Balsas. No baixo curso (Seção C-C' da Figura 20.3), nota-se pouca incisão na vertical do canal principal que atravessa rochas arenosas da Formação Sambaíba, bem como, os siltitos e arenitos da Formação Motuca. Nesse ponto, o rio possui menor velocidade e tem seu poder erosivo reduzido, ocorrendo primordialmente o processo de erosão lateral do vale, que provoca o seu alargamento, estando, mais próximo do seu nível de base.

Do médio ao baixo curso da bacia é caracterizado pelo alargamento das áreas dissecadas formando uma região de áreas baixas e planas denominada de Tabuleiro de Balsas pelo IBGE. Ainda no médio curso, a Noroeste da bacia, há a ocorrência de áreas elevadas que se assemelham em altitude ao alto curso. Nessa região afloram derrames basálticos com intercalações de arenitos da Formação Mosquito e arenitos da Formação Sambaíba, esta, posicionada sobre a Formação Motuca e adjacente aos basaltos (Vaz *et al.*, 2007), sustentando chapadas que se destacam na paisagem devido à erosão diferencial. Nessa porção da bacia, o rio Balsas possui uma assimetria em relação à linha média de meandro (ver item 6.2), onde o canal fluvial margeia os siltitos e arenitos da Formação Motuca e permanecem drenando rochas



da Formação Pedra de Fogo, influenciado principalmente por falhas de rejeito direcional do lineamento Tianguá-Carolina no sentido NE-SW.

No contexto litoestrutural, o Arco de Xambioá que corta a bacia do rio Balsas ao Norte e a região central da Bacia Sedimentar do Parnaíba, é um elemento tectônico de destaque, junto ao Arqueamento do Alto Parnaíba (Coimbra, 1983), ambos de orientação E-W. Essas estruturas são responsáveis por grandes eventos que caracterizam a sedimentação e a configuração geológica e geomorfológica da área de estudo.

Góes (1995) ressalta que o Arqueamento do Alto Parnaíba, localizado ao Sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba, sofreu marcados soerguimentos e erosão, a partir do Permiano, com a agregação do supercontinente Pangea, modificando a configuração das isópacas das formações Pedra de Fogo e Motuca. No final do Triássico, houve a retração e a continentalização da área deposicional para a região central da Bacia Sedimentar do Parnaíba, que marcou o fim do ciclo deposicional da área que compreende a sequência Siluriano-Triássico (Bacia do Parnaíba, segundo a subdivisão de Goes (1995)), região onde se encontra inserida a bacia do rio Balsas.

Para Goes (1995), essa alteração da configuração da Bacia Sedimentar do Parnaíba a partir do Permo-Triássico manifestou-se na inversão tectônica do Arco de Xambioá que passou a se comportar como eixo deposicional. No Jurássico-Neocomiano, os eventos derivados da desagregação do Gondwana provocaram o abatimento da região central da Bacia Sedimentar do Parnaíba que propiciou a implantação de um sistema de *rifts* sobre a área da estrutura Xambioá, cujo estiramento foi promovido por esforços distensivos NE-SW, dando origem a *rifts* com direção ENE-WSW e NNE-SSW, marcadas pelos magmatismos Mosquito e Sardinha. A esse sistema de *rifts*, Góes (1995, p. 161) denominou de Anfíclice das Alpercatas (Bacia das Alpercatas).

No Alpitiano-Albiano a Estrutura Xambioá e Arqueamento do Alto Parnaíba atuam como uma antéclice após o deslocamento dos polos da deriva continental para Nordeste da costa brasileira que proporcionou o amplo soerguimento da área central da Bacia Sedimentar do Parnaíba (Góes, 1995). Desta forma, a Estrutura de Xambioá se comportou como um alto interno para a região da Bacia do Parnaíba (sequência Siluriano-Triássico) e como um eixo deposicional para a Anfíclice das Alpercatas (sequência Jurássico-Eocretácio), enquanto o arqueamento do Alto Parnaíba manteve comportamento ascensional (Góes, 1995, p. 124).

A Estrutura do Alpercatas é responsável pelos limites Norte (divisa entre as bacias Balsas/Itapecuru e Balsas/Mearim) e Noroeste (divisa entre as bacias Balsas/Tocantins) da bacia do rio Balsas, abarcando as sub-bacias do rio Cocal e Neves, região caracterizada por

algumas anomalias de drenagem como rupturas de declive, cotovelos de drenagem, retilineidade de canais, assimetria do canal principal, entre outros, detalhados no item 4.2.

Evidências de capturas fluviais foram observadas nessa região, onde a bacia do rio Balsas parece capturar canais antes pertencentes à bacia do rio Itapecuru, evidenciado por inflexões de 90° na drenagem da bacia do Balsas e por impressões morfológicas no relevo local. Indicativos de áreas possíveis de capturas futuras também foram observadas entre essas duas bacias (ver Figura 20.2A).

A área de transição da bacia do Itapecuru para a bacia do Balsas, onde possivelmente houve captura, é marcada por uma diferenciação altimétrica de aproximadamente 200 metros, conforme pode ser observado na seção transversal C-C' da Figura 20.3. Notadamente, a bacia do rio Balsas possui um nível de base mais baixo e conseqüentemente maior energia, possibilitando o rompimento do divisor e a captura de canais fluviais e áreas do rio adjacente, que no caso, se trata das nascentes do rio Itapecuru. Dessa forma, a drenagem pode ter sido redirecionada de NW-SE para NE-SW e de NE-SW para N-S. Nesses dois pontos ocorrem falhas indiscriminadas do lineamento Tianguá-Carolina que cortam perpendicularmente os canais fluviais que influenciaram na ocorrência de rupturas de declive (ver Figura 16).

Três pontos de possíveis capturas futuras entre as bacias do Balsas e Itapecuru podem ser notadas (ver Figura 20.1A). A drenagem atual é compatível com a direção de falhas NE-SW e fraturas NW-SE que podem contribuir para a reorientação de parte da drenagem do Itapecuru em um processo de captura. Conforme se observa no mapa geológico (Figura 05), essa porção corresponde a uma faixa soerguida formando chapadas litologicamente caracterizadas por Coberturas Detrito-Laterítica Paleogênicas nas cotas mais elevadas e em áreas mais baixas pela Formação Corda, Sambaíba e Depósitos Colúviais Pleistocênicos ao longo de vales fluviais (IBGE, 2021). Os perfis lateríticos evidenciam fases de intemperismo que afetaram a região. Segundo Caputo (2005), no Cenozoico, a Bacia Sedimentar do Parnaíba, foi alvo de erosão generalizada e sedimentação localizada nas extensões de rios e lagos.

O mecanismo principal de evolução da área parece ser o recuo das escarpas no sentido Nordeste proporcionado pelo avanço remontante dos cursos d'água que drenam as escarpas das chapadas das nascentes do Itapecuru, sendo controlado por rupturas de declive, facilitadas por um sistema de falhas e fraturas.

Outro ponto de possível captura está entre as bacias do Balsas (Parnaíba) e Tocantins, próximo ao alto curso da bacia do Balsas, região onde ocorre um estreitamento expressivo na forma da bacia do rio Balsas. A área que compreende as cabeceiras de drenagem do rio Manoel Alves Grande, que marca a divisa entre os estados do Maranhão e Tocantins, apresenta

características morfológicas que dá indícios de ganho de área da bacia do rio Tocantins em detrimento da bacia do rio Balsas (Parnaíba) (ver Figura 20.2B).

O rio Manoel Alves Grande possui o seu alto curso e afluentes com direção oposta ao fluxo apresentado pelo seu médio e baixo curso. A geometria e organização espacial da rede de drenagem sugerem que o ribeirão do Centro e a cabeceira do Manoel Alves Grande fluíam em período remoto, em direção ao rio Balsas cuja área de interflúvio não ultrapassa os 15 metros de altitude nessa área (seção C-D da Figura 20.2B). Possivelmente a poucos quilômetros da interceptação entre esses dois canais, o sentido do fluxo seguia NNO-SSE e depois passou a fluir N-S, formando uma alteração brusca na direção do canal.

Observa-se que a área possivelmente capturada em questão, se encontra no mesmo patamar altimétrico do alto curso do Balsas, na Chapada das Mangabeiras. Falhamentos podem ter auxiliado a captura, manifestando influência nos processos erosivos e induzido o deslocamento do fluxo nessa região, uma vez que há ocorrência de falha contracional (CPRM, 2013) no mesmo sentido da drenagem atual, paralela ao divisor topográfico. Twidale (2004) ressalta que o controle estrutural além de influenciar na morfologia do canal, pode ainda condicionar o seu estágio de equilíbrio repercutindo na dinâmica de descarga, velocidade de fluxo e no gradiente de canais.

Caso se confirme essa captura, a bacia do rio Tocantins teria pirateado uma área de aproximadamente 1.500 km<sup>2</sup> da bacia do Parnaíba (Balsas). Ressalta-se que as capturas interferem na competência e dinâmica dos canais capturantes e capturados e geralmente deixam registros nos depósitos aluviais formados tanto a montante quanto a jusante do local de sua ocorrência, após a captura. Outro fator é a alteração do nível de base da área capturada, que modifica intensamente as paisagens e as condições ambientais das áreas afetadas.

Na figura 20.2C são sinalizados pontos de capturas fluviais em eminência entre a bacia do Tocantins e do Balsas, nos dois pontos indicados há uma grande proximidade entre os sistemas fluviais e baixa amplitude altimétrica no divisor topográfico (seção F-F' Figura 20.3).

A bacia do rio Tocantins parece comandar os processos das escarpas de chapadas que compõem a bacia do Balsas no seu médio curso, principalmente na porção que compreende a sub-bacia do rio Cocal. Na parcela Oeste das vertentes dessas chapadas, os processos parecem ser mais acentuados que as do sentido oposto, comandado pela bacia do Parnaíba, uma vez que o nível de base da bacia do Tocantins se encontra em menor altitude e mais próximo dessas áreas que o rio Parnaíba, nível de base regional atual. Além disso, a bacia do Balsas possui uma maior porção em áreas elevadas nessa região, enquanto a bacia do Tocantins é fortemente dissecada.

A diferença altimétrica do interflúvio para a cota ligeiramente mais baixa (vale do ribeirão da Prata) da bacia do Tocantins é de aproximadamente 80 metros em um deslocamento de cerca de 10 quilômetros, enquanto a bacia do Balsas permanece em praticamente mesma cota altimétrica do interflúvio em deslocamento horizontal igual (10 km) (seção E-E' da Figura 20.3). Isso significa que a bacia do rio Tocantins possui maior energia e potencial erosivo que a bacia do Balsas e pode eminentemente conectar fluxos através do regime de captura fluvial por erosão remontante, pirateando áreas e canais da bacia do rio Balsas.

O processo de recuo paralelo das vertentes pode ter sido fator principal para o aplainamento do vale, caracterizando a depressão situada na porção da bacia do Tocantins, onde o arranjo topográfico e as diferentes resistências litológicas contribuem para o encadeamento de incisão diferencial, e pode ter resultado na assimetria da bacia do Balsas, com o estreitamento excessivo do alto ao médio curso, na sub-bacia Balsas II.

Segundo Lana e Castro (2012), após uma análise sistemática na literatura sobre os principais elementos geológicos capazes de proporcionar os escalonamentos fluviais, com a instalação de patamares ao longo da rede de drenagem promovidas pelos diferentes níveis de base, concluiu-se que seriam os de natureza tectônica rúpteis ou dúcteis, como as falhas e dobras. Contudo, ressaltam a importância dos fenômenos relacionados à litologia, tais como a justaposição de rochas com níveis de resistências distintas.

Na área de estudo, há fortes evidências de neotectônica, cujos elementos indicativos principais são: canais com padrões distintos (retangular, paralelos, dendríticos), canais retilíneos com mudança abrupta para meandrante, além dos cotovelos de drenagem e ocorrência de rupturas de declive, entre outros. Contudo, a influência da neotectônica na bacia do rio Balsas ainda carece de mais informações. Pesquisas mais específicas e aprofundadas, sobre as capturas fluviais são necessárias, no intuito de comprovar ou descartar a possibilidade da atual rede de drenagem da bacia do rio Balsas ter incorporado parte da drenagem da bacia do Itapecuru, bem como, a integração de áreas drenadas da bacia do Balsas à bacia do Tocantins. Nesse sentido, a investigação e identificação dos processos erosivos são fundamentais, pois estão inegavelmente relacionados à atual dinâmica da área de estudo.

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esta pesquisa buscou contribuir para a investigação de possíveis anomalias na rede de drenagem da bacia do rio Balsas e a relação destas com as características litológicas e estruturais da região. Para tanto foram utilizadas técnicas de geoprocessamento e produtos do sensoriamento remoto que facilitaram a caracterização e a análise morfométrica dos compartimentos fluviais e de configuração do relevo.

A sobreposição de vetores com dados oficiais também permitiu analisar evidências geomorfológicas e levantar hipóteses que convergem para a influência decisiva da geologia regional no arranjo da rede de drenagem da área de estudo. Estas análises estão apoiadas na concepção teórica geossistêmica, onde os atributos morfotectônicos, morfoestruturais e climáticos se integram a partir de relações mútuas ao longo do tempo geológico, caracterizando as formas de relevo e a configuração dos rios e da paisagem.

A observação dos elementos e características morfométricas da bacia hidrográfica do rio Balsas ao longo da pesquisa, exigiu a sua compartimentação em sub-bacias em busca de dados mais precisos, haja vista o caráter de escala regional da área de estudo. A fragmentação permite melhor compreensão dos atributos, da multiplicidade de elementos, interações, fluxos e retroalimentação, como um sistema complexo, que é a bacia hidrográfica.

Para alguns trechos do rio Balsas, a sub-divisão foi executada com base no critério de configuração da área, sendo denominadas como Balsas I, Balsas II, Balsas III e Balsas IV, devido a grande quantidade de pequenos tributários que fluem diretamente para o rio principal. As Sub-bacias do rio Tem Medo, Cocal, Neves, Balsinhas e Coité, foram delimitadas com base em divisores topográficos.

Os elementos de um sistema e suas relações são determinados por fatores que podem ser mensurados de forma a caracterizá-lo, pois expressam as qualidades e os atributos desse determinado sistema, cujas variáveis indicam forma, índice, dimensão, arranjo espacial, fluxos, entre outros.

Na determinação de parâmetros morfométricos da bacia do rio Balsas constatou-se:

- ✓ Que a declividade média da bacia do rio Balsa é de 6,94 m/m. A maior porção da bacia do Balsas possui relevo suavemente ondulado, com 40,36% da área total (10.340,00 km<sup>2</sup>), faixa de 3 a 8% de declividade; e plano com 38,68% (9.910,00 km<sup>2</sup>), faixa de 0 a 3% de declividade. Esse resultado pode ser influenciado pelas extensas áreas planas em topos de chapadas, característico da região. A sub-bacia Balsas II apresenta média de 10,74 m/m de declividade e do Neves com 8,83 m/m, estando

incluídas na categoria de moderadamente ondulada. Na sub-bacia do Balsas II há a maior ocorrência de relevos do tipo montanhoso e escarpado, com 4,99% e 1,09% da área, respectivamente, correspondendo às escarpas da Serra do Penitente e Chapada das Mangabeiras (atingem declividade superior a 75%).

- ✓ A região é caracterizada por mediana densidade de drenagem ( $0,59 \text{ km/km}^2$ ) e baixa densidade hidrográfica ( $0,18 \text{ canal/km}^2$ ). Dados que podem ser justificados pela elevada permeabilidade do solo e substrato rochoso que contribuem pouco para a esculturação de novos canais fluviais nessas áreas, devido a menor propensão a processos erosivos. Com ressalvas aos processos atuais influenciados pelo uso e ocupação do solo nos topos de chapadas que alteram a configuração da paisagem, cuja análise demanda pesquisa específica para avaliação do cenário e perspectiva futura.
- ✓ Os resultados de Fator de Simetria Topográfica Transversal e Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem na bacia do rio Balsas, corroboram com a indicação de influência tectônica. O deslocamento acentuado do rio principal para a margem direita da bacia no seu médio curso, sugere um nível de basculamento moderado no sentido NW-SE. Essa anomalia pode ter também influência litológica, pois observa-se, através da sobreposição de vetores, que o canal fluvial busca fluir para os arenitos e calcários da Formação Pedra de Fogo, margeando siltitos e arenitos da Formação Motuca.
- ✓ A partir da análise de FSTT E FABD nas sub-bacias, verificou-se que na sub-bacia do riacho Coité foram encontrados os maiores índices de assimetria, caracterizado como “muito forte”, expressando alto basculamento que migra o canal principal para a margem esquerda em relação ao eixo central da sub-bacia. Essa migração pode ter sido ocasionada por meio da influência do dobramento anticlinal de Loreto localizado a Leste da bacia. No rio Neves, pode ser verificado trechos com índices de assimetria, de mediano a alto, no alto e baixo curso da bacia, deslocando o canal para a margem direita. A média mais baixa de FSTT e FABD entre os principais afluentes do Balsas é no rio Cocal. Valores considerados medianos foram encontrados no rio Tem Medo e Balsinhas, ambos com máxima assimetria no médio curso.
- ✓ A aplicação do Índice de Relação Declividade Extensão – RDE, para a bacia do rio Balsas, evidenciou que as maiores densidades de rupturas de declive, que indicam anomalias de primeira ordem, estão nas sub-bacias Balsas II, Neves e Cocal, respectivamente, coincidindo com os dados de declividade. As anomalias do Balsas II estão relacionadas a canais de primeira ordem situadas nas escarpas das chapadas.

- ✓ Desconsiderando os canais de primeira ordem, a concentração de rupturas mais expressivas e de maior interesse nos estudos neotectônicos está nas sub-bacias do rio Neves e Cocal, que são importantes afluentes da margem esquerda do rio Balsas, a Noroeste da bacia. Nessa região foram mapeados cinco pontos geoturísticos (cachoeiras) associados a quebra de relevo que coincide com os pontos georreferenciados encontrados pela ferramenta *Knickpoint Finder*, o que ratifica a eficiência da ferramenta. Estas anomalias estão associadas à Formação Mosquito, que são rochas basálticas associadas a derrames de lavas datadas do Triássico-Jurássico sobrepostas de forma discordante à Formação Sambaíba.
- ✓ Na observação dos perfis longitudinais dos principais afluentes do rio Balsas, foi constatado que nenhum deles exibem a conformação logarítmica que indique um grau de equilíbrio do canal, estando todos marcados por inflexões significativas no talvegue, que aponta a possibilidade de estes canais estarem cruzando zonas de falhas que limitam blocos com considerável rejeito vertical. A área é caracterizada por uma zona de falhas de rejeito direcional, blocos falhados e falhas normais e de gravidade provenientes do lineamento Tiaguá-Carolina.
- ✓ A aplicação do índice RDE permitiu também constatar a possibilidade do sistema de drenagem da bacia do rio Balsas ser controlado por esses lineamentos com direção preferencial SW-NE, que compatibiliza com as áreas de maior vigor energético e com a ocorrência de anomalia em cotovelo no padrão de drenagem (inflexões de 90°), canais retilíneos e mudanças abruptas de trechos meandantes para retilíneos, que pode ser indício de interferência neotectônica.
- ✓ Nos canais com maior concentração de rupturas de declive, há incidência de reajustes na busca pelo equilíbrio, são pontos com maior energia. O rio Balsas não apresenta ocorrência expressiva de pontos que indiquem anomalias de primeira ordem, o que sugere certo nível de equilíbrio no transporte e deposição de sedimentos. Conclui-se que a bacia do Balsas está passando pelo processo em que as alterações do nível de base são transferidas para as cabeceiras através da erosão remontante, que regula a inclinação das vertentes, onde o Balsas atingiu certo equilíbrio, embora seus afluentes precisem de um tempo maior para se ajustarem.

A análise da evolução geomorfológica da bacia do Balsas com enfoque regional, permitiu levantar hipótese de que a Bacia do Balsas capturou canais da bacia do Itapecuru cujos elementos indicativos são as características morfológicas da área como a ocorrência de cotovelos de drenagem, inflexões de 90° que ocorrem no Vão do Riachão e riacho Laranjeira

localizados na sub-bacia do rio Neves. Mais três pontos entre as bacias do Balsas e Itapecuru indicam que capturas futuras poderão ocorrer, influenciadas principalmente pelo sistema de falhas de direção NE-SW e fraturas do sentido NW-SE.

Outra evidência de captura foi observada do médio ao alto curso da bacia do Balsas, onde há um estreitamento expressivo da bacia indicando anomalia. Nessa região, a bacia do Tocantins parece ter capturado uma área de drenagem extensa (aproximadamente 1.500 km<sup>2</sup>) da bacia do Balsas, na região que compreende as cabeceiras do rio Manoel Alves Grande. As características morfológicas dos vales fluviais nessa área, sugerem que o ribeirão do Centro e a cabeceira do rio Manoel Alves Grande fluíam em direção ao rio Balsas, onde poucos quilômetros após a confluência desses canais o sentido do fluxo seguia NNO-SSE passando a fluir no sentido N-S após a possível captura. O divisor topográfico nessa área não ultrapassa a 15 metros de altitude e é caracterizado pela ocorrência de uma falha contracional paralelo ao interflúvio. Estudos mais aprofundados são necessários para a confirmação ou refutação a despeito das capturas de drenagem.

A diferença de resistência dos substratos, somada à influência tectônica e climática, são mecanismos que influenciam a configuração da drenagem do Balsas e seus afluentes. Há evidências suficientes para levantar a hipótese de que a morfologia da bacia do rio Balsas é resultante de intensas variações de níveis de base constituindo um acentuado retrabalhamento da paisagem ao longo do tempo geológico, sendo esse processo de evolução dos ambientes de calhas fluviais e encostas, importantes para a elaboração das formas de relevo.

A rede de drenagem da bacia do Balsas apresenta fortes indicativos de controles estruturais e litológicos evidenciados por anomalias como: variações de padrão de drenagem (dendrítico, paralelos ou subparalelos e retangular), trechos retilíneos, cotovelos de drenagem, canais meandantes com alteração brusca para retilíneos, rupturas de declive e possivelmente, capturas fluviais. O controle exercido pelo sistema de falhas do Lineamento Tianguá-Carolina e Arco Xambioá-Teresina são elementos importantes na interpretação morfológica local e regional.



## REFERÊNCIAS

- ABRANTES JÚNIOR, F R.; NOGUEIRA, A. C. R. **Reconstituição paleoambiental das formações Motuca e Sambaíba, Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba no Sudoeste do Estado do Maranhão, Brasil**. 2013. Disponível em: <http://repositorio.ufpa.br/handle/2011/6433>. Acesso em: 12 de ago. 2021
- AGUIAR, G.A. de. Revisão geológica da Bacia do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. Anais. São Paulo: SBG. 1971. 3v. v.1. p.113-122.
- AMORIM, R. R. Um novo olhar na geografia para os conceitos e aplicações de geossistemas, sistemas antrópicos e sistemas ambientais. **Caminhos de Geografia, Uberlândia**, v. 13, n. 41, p. 80-101, 2012.
- ANA. **Catálogo de metadados da ANA: Geomorfologia do Brasil**. 2022. Disponível em: <https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/api/records/dc08bdf7-dcd9-4aa4-a5f4-bf3c642089f9>. Acesso em 19 de jul de 2022
- AQUINO, C. S.; VALLADARES, G. S. V. S. Geografia, geotecnologias e planejamento ambiental. **Geografia (Londrina)**, v. 22, n. 1, p. 117-138, 2013. Disponível em: <<http://www.uel.br/revistas/uel/index.php/geografia/article/view/14457>>. Acesso em 17 mar. 2021
- ARAÚJO, A. C. M.; GOUVEIA, L. B. Uma revisão sobre os princípios da Teoria Geral dos Sistemas. **Revista Estação Científica**, 2016.
- BARBOSA, E. N.; CÓRDOBA, V. C.; SOUSA, D. do C. Evolução estratigráfica da Sequência Neocarbonífera-Eotriássica da Bacia do Parnaíba, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 181-198, 2016.
- BARBOSA, G.V.; BOAVENTURA, R.S.; NOVAES PINTO, M. Geomorfologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SB.23 Teresina e parte da folha SB.24 Jaguaribe; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1973. v. 2. p. 1-39 (Levantamento de Recursos Naturais, 2).
- BARBOSA, G.V.; NOVAES PINTO, M. Geomorfologia. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.23 São Luís e parte da folha SA.24 Fortaleza; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1973. p. 1-26. (Levantamento de Recursos Naturais, 3)
- BARRETO, L. *et al.* Modelling potential landscape sediment delivery due to projected soybean expansion: A scenario study of the Balsas sub-basin, Cerrado, Maranhão state, Brazil. **Journal of environmental management**, v. 115, p. 270-277, 2013. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301479712006020>>. Acesso em: 08 de ago. 2021.
- BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio ambiente físico de bacias hidrográficas: modelo de aplicação**. Florianópolis: UFSC, 1994. 112 p.
- BERTRAND, G. Paisagem e geografia física global. Esboço metodológico. **Raega-O Espaço Geográfico em Análise**, v. 8, 2004.

BERTRAND, G. Paisagem e geografia física global: esboço metodológico. Tradução Olga Cruz–Caderno de Ciências da Terra. **Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, nº13**, 1972.

BERTRAND, J. Paisagem e geografia física global. Esboço metodológico. **Raega-O Espaço Geográfico em Análise**, v. 8, 2004.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449 - 473, 1995. Disponível em: <<https://doi.org/10.1177/030913339501900402>>. Acesso em 13 de ago. 2021

BOTELHO, R. G. M.; PELECH, A. S. Do mapeamento geomorfológico do IBGE a um sistema brasileiro de classificação do relevo. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 64, n. 1, p. 183-201, 2019.

BOTELHO, R. G. M.; SILVA, A. S. Bacia Hidrográfica e Qualidade Ambiental. In: VITTE, Antônio Carlos; GUERRA, Antônio José Teixeira (org). **Reflexões sobre a geografia física no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004. Pag. 153-192.

BRASIL. 1997. Lei nº 9.433, de 08 de janeiro de 1997. **Institui a Política Nacional dos Recursos Hídricos**. Disponível em: [http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/leis/19433.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/19433.htm). Acesso em: 20.06.2022

BRASIL. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. **Instrução Normativa Nº 244 de 12 de novembro de 2015. Estabelece os Municípios Abrangidos pelo Plano de Desenvolvimento Agropecuário do Matopiba**. Disponível em: <https://www.jusbrasil.com.br/diarios/104178828/dou-secao-1-13-11-2015-pg-8>. Acesso em: 20.07.2022

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente e Mudança do Clima. **Caderno da região hidrográfica do Parnaíba. Brasília: Secretaria de Recursos Hídricos do Ministério do Meio Ambiente**. 184p. 2006. Disponível em: <[http://www.mma.gov.br/estruturas/161/\\_publicacao/161\\_publicacao\\_03032011023605.pdf](http://www.mma.gov.br/estruturas/161/_publicacao/161_publicacao_03032011023605.pdf)>. Acesso em: 20 de fev. 2022

BRITO NEVES, B. B. de. **O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000**. 1983. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. Disponível em: <[https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/livredocencia/44/tde-30102013-131731/publico/Brito\\_Neves\\_\\_LivreDocencia.pdf](https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/livredocencia/44/tde-30102013-131731/publico/Brito_Neves__LivreDocencia.pdf)>. Acesso em: 12 de ago. 2021

BURBANK, D. W; ANDERSON, R. S. **Tectonic geomorphology**. John Wiley & Sons, 2009.

CAPUTO, M. V.; IANNUZZI, R.; FONSECA, V. M. M. da. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. **Fundação Paleontológica PHOENIX**, v. 81, n. 7, p. 1-6, 2005.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Abingdon: Routledge, 2008. 234p.

CHEREM, L. F. S. *et al.* O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. **Physical Geography: a systems approach**. London: Pietice hall, 1971

- CHORLEY, R. J. A geomorfologia e a Teoria dos Sistemas Gerais. **Notícia Geomorfológica**, v. 11, n. 21, p. 3-22, 1971.
- CHRISTOFOLETTI, A. Sistemas dinâmicos: as abordagens da teoria do caos e da geometria fractal em geografia. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. **Reflexões sobre a geografia física no Brasil**. 5. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 89-110, 2011.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia Fluvial-O Canal Fluvial. vol. 1. **São Paulo: Ed. Edgard Blücher**, 1981.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2.Ed., São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 188p.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: UNESP; Edgard Blücher, 1999. 236p.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de sistemas em geografia: introdução**. Editora Hucitec, Editora da Universidade de São Paulo, 1979.
- CHRISTOPHERSON, R. W. **Geossistemas-: Uma Introdução à Geografia Física**. Bookman Editora, 2012.
- COIMBRA, A. M. **Estudo sedimentológico e geoquímico do permo-triássico da Bacia do Maranhão**. 1983. Tese (Doutorado em Paleontologia e Estratigrafia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1983. doi:10.11606/T.44.2016.tde-03032016-110516. Acesso em: 2023-09-27.
- CONCEIÇÃO, R. A. C.; SILVA, A. Q. Extração automática de lineamentos utilizando imagens SRTM, Landsat ETM+ e ALOS PALSAR na região de Nobres, MT. **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto/SBSR**, p. 3688-3695, 2013. Disponível em: <<http://marte2.sid.inpe.br/col/dpi.inpe.br/marte2/2013/05.28.23.58.28/doc/p0786.pdf>>. Acesso em: 16 de ago. 2021
- CORRÊA, A. C. de B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. de A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, v. 31, p. 35-52, 2010.
- CORRÊA, A. C. de B.; FONSECA, D. N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da bacia do rio Preto, serra do Espinhaço Meridional–MG. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 1. Esp, p. 72-86, 2010.
- CORREIA FILHO, F. L.; GOMES, E. R.; NUNES, O. O. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea: estado do Maranhão: relatório diagnóstico do município de Balsas**. CPRM, 2011. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/15410/rel-balsas.pdf?sequence=1&isAllowed=y>. Acesso em: 07 de jul 2022.
- COTTON, A. **Geomorphology**. London: Witcombe e Tombs Limited, 1968, 187p
- COUTO, E. V. do. **Influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do Alto Ivaí-Rio Alonzo-Sul do Brasil**. 2011. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Maringá.
- COUTO, E. V. *et al.* Correlação morfoestrutural da rede de drenagem e lineamentos da borda planáltica, Faxinal, Paraná. **Geociências (São Paulo)**, v. 30, n. 3, p. 315-326, 2011.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **Geological society of america bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571-581, 1994. Disponível em: <<https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article/106/5/571/182937/Analysis-of-drainage-basin-symmetry-as-a-rapid>>. Acesso em 15 de ago. 2021

CPRM, SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Relatório situacional dos recursos hídricos superficiais da bacia hidrográfica do rio Parnaíba**. SACE - Sistema De Alerta De Eventos Críticos Residência De Teresina – RETE, 2017

CUNHA, F. M. B. da; GORINI, M. A., orient. **Evolução paleozóica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. Rio de Janeiro: UFRJ, 1986. Disponível em: [https://minerva.ufrj.br/F/?func=direct&doc\\_number=000016211&local\\_base=UFR01#.YuCQR3bMLIU](https://minerva.ufrj.br/F/?func=direct&doc_number=000016211&local_base=UFR01#.YuCQR3bMLIU). Acesso em: 24 de jul de 2022

CUNHA, M. do C.; CALIJURI, D. G. F. **Engenharia Ambiental: Conceitos, tecnologia e gestão**. Rio de Janeiro: Elsevier, 2013. 832p.

CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial p. 225. In: GUERRA, Antonio José Teixeira; CUNHA, Sandra Baptista da (org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001, 472 p

DANTAS, M. E. *et al.* **Compartimentação geomorfológica do Estado do Maranhão**. In: Bandeira, I. C. N. Geodiversidade do Estado do Maranhão. Teresina: CPRM, 2013, 268p

DOUGLASS, J. *et al.* A criteria-based methodology for determining the mechanism of transverse drainage development, with application to the southwestern United States. **Geological Society of America Bulletin**, v. 121, n. 3-4, p. 586-598, 2009.

EMBRAPA, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Relatório do diagnóstico do macrozoneamento ecológicoeconômico do Estado do Maranhão** / BATISTELLA, M. *et al.* (Org.). – Campinas, SP: Embrapa, 2013. 324 p.

EMBRAPA. **O Cerrado**. Planaltina, DF. 2012. Disponível em: <https://www.cpac.embrapa.br/unidade/ocerrado/>. Acesso em: 21.07.2022

ETCHEBEHERE, M. L. de C. *et al.* Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geosciences= Geociências**, v. 25, n. 3, p. 271-287, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L. de C. **Terraços neokuaternários no vale do rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações stratigráficas e tectônicas**. Rio Claro, 2000. 2 v. 2000. Tese de Doutorado. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

ETCHEBEHERE, M. L. de C *et al.* Aplicação do Índice " Relação Declividade-Extensão-RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP. Série Científica**, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

FELIPPE, M. F. **Gênese e dinâmica de nascentes: contribuições a partir da investigação hidrogeomorfológica em região tropical**. Doutorado (tese do Programa de Pós-Graduação em Geografia – área de concentração: Análise Ambiental). Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte – MG, 2013, 254p

- FIGUEIREDO, A. M. F.; GABAGLIA, G. P. R. Sistema classificatório aplicado as bacias sedimentares Brasileiras. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, p. 350-369, 1986. Disponível em: <http://bjg.siteoficial.ws/1986/n4/figueiredo.pdf>. Acesso em: 24 de jul de 2022
- FIRMINO, I. G.; SOUZA FILHO, E. E. de. ANÁLISE DE PADRÕES E DE ANOMALIAS DE DRENAGEM DA PORÇÃO MÉDIA DA BACIA DO RIO TIBAGI (PR). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 1, 2017.
- FITZ, P. R. **Geoprocessamento sem complicação**. Oficina de textos, 2018.
- FLORENZANO, T. G. (org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de textos, 2008. 292 p.
- FOSSSEN, H. Geologia Estrutural. Tradução: Fábio R. D. de Andrade. São Paulo: Oficina de Textos, 2012
- FREDERICO, S. Economia política do território e as forças de dispersão e concentração no agronegócio brasileiro. **GEOgraphia**, v. 17, n. 35, p. 68-94, 2015.
- GARBOSSA, R. A.; CANALE, N. E. O Controle Lito-Estrutural na organização espacial da bacia hidrográfica do rio Tagaçaba-PR: Uma análise morfométrica da rede de drenagem. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 53, 2003.
- GÓES, A. M. **Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba**. 1995. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- GROTZINGER J.; JORDAN, T. **Para entender a Terra**. 6. ed. Porto Alegre: Bookman. 2013
- GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (org.). **Geomorfologia: Umaatualização de bases e conceitos**. 4º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001
- HACK, J. T. Análise de perfil de fluxo e índice de gradiente de fluxo. **Journal of Research of the US Geological Survey**, v. 4, pág. 421-429, 1973.
- HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. de F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 4, 2012. Disponível em: <<https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/292/270>>. Acesso em: 02 de jun. 2022
- HIRUMA, S. T. **Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP**. 1999. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999. doi:10.11606/D.44.1999.tde-15052014-094033. Acesso em: 2022-06-28.
- HOLBROOK, J; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v. 305, n. 1-3, p. 287-306, 1999.
- HOTSPOTS. **Conservação Internacional no Brasil**. 2009. Disponível em: <https://www.conservation.org/docs/default-source/brasil/HotspotsRevisitados.pdf>. Acesso em: 22.07.2022
- HOWARD, A. D. Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos. **Notícia geomorfológica. Campinas**, v. 13, n. 26, p. 3 – 20, 1973.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.

IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Manual técnico de Geomorfologia**. – 2. ed. - Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p. – (Manuais técnicos em geociências, ISSN 0103-9598; n. 5

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Organização do território e estrutura territorial da Amazônia legal. Mapa Amazônia Legal**. 2021. Disponível em: [https://geoftp.ibge.gov.br/organizacao\\_do\\_territorio/estrutura\\_territorial/amazonia\\_legal/2021/Mapa\\_da\\_Amazonia\\_Legal\\_2021.pdf](https://geoftp.ibge.gov.br/organizacao_do_territorio/estrutura_territorial/amazonia_legal/2021/Mapa_da_Amazonia_Legal_2021.pdf). Acesso em: 20.07.2022

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Banco de Dados e Informações Ambientais**. Vegetação. 2021. Disponível em: <https://bdiaweb.ibge.gov.br/#/consulta/vegetacao>. Acesso em: 18.07.2022

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Base Cartográfica Contínua do Brasil. Geomorfologia: escala de 1:250.000** – 2019. Disponível em: < <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geomorfologia/10870-geomorfologia.html?=&t=downloads>>. Acesso em: 09 de ago. 2021.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geologia: mapa geológico do estado do Maranhão**. Rio de Janeiro: IBGE, 2011b. Escala 1:400.000. Disponível em: <http://dspace.cprm.gov.br/bitstream/doc/17169/1/cap.4.pdf>. Acesso em: 12 de ago. 2021

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de geomorfologia**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. – 2. ed. - Rio de Janeiro: IBGE, 2009.182 p. – (Manuais técnicos em geociências, ISSN 0103-9598; n. 5).

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de Geomorfologia**. (coord.) NUNES, B. A.; RIBEIRO, M. I. C.; ALMEIDA, V. J.; NATALI FILHO, T. Série Manuais Técnicos em Geomorfologia, 5. Rio de Janeiro, 112 p., 1995.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Produto Interno Bruto dos municípios**. Coordenação de Contas Nacionais. 2020. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/ma/central-do-maranhao/pesquisa/38/47001?tipo=ranking&localidade1=210140>. Acesso em 09.08.2023

IBGE. **Atlas Nacional do Brasil Milton Santos**. Diretoria de Geociências. Rio de Janeiro, 2010. 307 pg. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/index.php/biblioteca-catalogo?id=247603&view=detalhes>. Acesso em: 21.07.2022

IBGE. **Brasil: uma visão geográfica e ambiental no início do século XXI**. Coordenação de Geografia. 435 p. Rio de Janeiro, 2016. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/index.php/bibliotecacatalogo?id=297884&view=detalhes>. Acesso em: 20.07.2022

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Produção Agrícola Municipal (PAM)**. 2020. Disponível em: <https://sidra.ibge.gov.br/pesquisa/pam/tabelas>. Acesso em: 17.07.2021

ICMBIO, Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. **Biodiversidade do Cerrado**. Brasília, 2022. Disponível em: <https://www.icmbio.gov.br/cbc/conservacao-da-biodiversidade/biodiversidade.html>. Acesso em: 22.07.2022

JAXA, *Japan Aerospace Exploration Agency*. **ALOS Global Digital Surface Model "ALOS World 3D - 30m (AW3D30)**. Disponível em:

<<https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm>>. Acesso em: 09 de set. 2021.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. Editora Bertrand Brasil, 2020.

KLEIN, E. L.; SOUSA, C. S. de. **Geologia e recursos minerais do estado do Maranhão. Texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Maranhão, escala 1:750.000**. Belém: CPRM, 2012, 149 p. Disponível em:

<https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/17861?show=full>. Acesso em: 24 de jul. 2022

LANA, C. E.; CASTRO, P. de T. A. Evolução histórica e filosófica do conceito de nível de base fluvial. **Terrae didática**, v. 1, pág. 51-57, 2012.

LARUE, J-P. Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif: The Creuse valley example. **Geomorphology**, [s. l.], v. 93, n. 3, p. 398–420, 2008. DOI 10.1016/j.geomorph.2006.11.014. Disponível em:

<https://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=edselp&AN=S0169555X07001079&lang=pt-br&site=eds-live>. Acesso em: 25 jun. 2022.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in geomorphology**. W.F. Freeman and co., São Francisco, 1964. 522 p.

LIMA FILHO, F. P. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Piauí (Pensilvaniano) da bacia do Parnaíba. *Geodiversitas - USP, Ser. Cientif.*, 1992 n 23, p. 127. Disponível em:

[https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-25092015-155651/publico/LimaFilho\\_\\_\\_Mestrado.pdf](https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-25092015-155651/publico/LimaFilho___Mestrado.pdf). Acesso em: 26 de jul de 2022

LIMA, A. G. de. **Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral no Estado do Paraná**. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, p. 240, 2009.

LIMA, E. C. **Planejamento Ambiental como subsídio para gestão ambiental da bacia de drenagem do açude Paulo Sarasate Varjota-Ceará. 2012. 201f.** 2012. Tese de Doutorado. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal do Ceará, 2012, UFC.

LIMA, E. A. M; LEITE, J. F. Projeto estudo global dos recursos Minerais da bacia sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. **Relatório Final**, Etapa III, 1978. Recife.

DNPM-CPRM, 16 v. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/9667>. Acesso em: 26 de jul de 2022

LIMA, E. C.; SILVA, E. V. Estudos geossistêmicos aplicados a bacias hidrográficas. **Revista Equador**, v. 4, n. 4, p. 03-20, 2015.

LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 31, n.1-2, p. 35-52, 2010. Disponível em:

[https://www.infraestruturameioambiente.sp.gov.br/wp-content/uploads/sites/233/2012/03/31\\_3.pdf](https://www.infraestruturameioambiente.sp.gov.br/wp-content/uploads/sites/233/2012/03/31_3.pdf). Acesso em: 10 set. 2023.

LONGLEY, P. A. *et al.* **Sistemas e ciência da informação geográfica**. Bookman Editora, 2009.

LOPES, F. A. *et al.* Análise da influência litológica e estrutural a partir de métodos morfométricos em segmentos de drenagem na porção cimeira da Bacia Hidrográfica do Rio

Jequitinhonha, MG. **Caminhos de Geografia**, v. 17, n. 58, p. 149-161, 2016. Disponível em: <<http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/31228>>. Acesso em: 15 de ago. 2021.

MACHADO, R. A. S. *et al.* Análise morfométrica de bacias hidrográficas como suporte a definição e elaboração de indicadores para a gestão ambiental a partir do uso de geotecnologias. **XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto-SBSR, Curitiba, PR, Brasil, INPE**, p. 1441-1448.30, 2011.

MAHER, E.; HARVEY, A. M.; FRANCE, D. The impact of a major Quaternary River capture on the alluvial sediments of a beheaded river system, the Rio Alias SE Spain. **Geomorphology**, v. 84, n. 3-4, p. 344-356, 2007. Disponível em:<<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X06002364>>. Acesso em: 13 de ago. 2021

MARENT, B. R. *et al.* Processos de Reorganização da Rede de Drenagem no Brasil. In: CARVALHO JÚNIOR, Osmar Abílio *et al.* (Org). **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira**. v. 2. Brasília: Universidade de Brasília, 2022. p. 61-82.

MARQUES NETO, R. A abordagem sistêmica e os estudos geomorfológicos: algumas interpretações e possibilidades de aplicação. **Geografia (Londrina)**, v. 17, n. 2, p. 67-86, 2008.

MARTINELLI, D. P.; VENTURA, C. A. A.; LIBONI, L. B.; MARTINS, T. M. **Teoria geral dos sistemas**. São Paulo: Saraiva, 2012.

MARTINS, D. P. Dinâmica das formas de leito e transporte de carga de fundo no alto rio Paraná. **Diss. master: Géographie, Analyse Environnementale et Régionale: Maringá**, 2004.

MARTINS, F. P.; SALGADO, A. A. R.; BARRETO, H. N. Morfogênese da Chapada das Mesas (Maranhão-Tocantins): paisagem cárstica e poligenética. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, 2017. Disponível em:<<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1180>>. Acesso em: 06 de ago. 2021

MARTINS, F. R.; BATALHA, M. A. Formas de vida, espectro biológico de Raunkiaer e fisionomia da vegetação. **Fitossociologia no Brasil: métodos e estudos de caso**, v. 1, p. 44-85, 2011.

MATHER, A. E. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. **Geomorphology**, v. 34, n. 3-4, p. 271-289, 2000. Disponível em:<<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X00000131>>. Acesso em: 17 de ago. 2021

MATTOS, S. H. V. L.; PEREZ FILHO, A. Complexidade e estabilidade em sistemas geomorfológicos: uma introdução ao tema. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 5, n. 1, 2004.

MELO, N. A. **Fragilidade ambiental na bacia hidrográfica do Alto Parnaíba**. 2007. Disponível em: [attena.ufpe.br/handle/123456789/6338](http://attena.ufpe.br/handle/123456789/6338). Acesso em: 12 de ago. 2021

MESCERJAKOV, J. P. Les concepts de morphostructure et de morphosculpture, un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique. In: **Annales de Géographie**. Persée-Portail des revues scientifiques en SHS, 1968. p. 539-552. Disponível em: [https://www.persee.fr/doc/geo\\_0003-4010\\_1968\\_num\\_77\\_423\\_15733](https://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_1968_num_77_423_15733)



MMA, Ministério do Meio Ambiente e Mudança do Clima. **Biodiversidade do Cerrado e Pantanal: Áreas e ações prioritárias para a Conservação da Biodiversidade**. 540p. Brasília, 2007. Disponível em: [https://www.gov.br/mma/pt-br/assuntos/ecossistemas-1/biomas/arquivos/biomas/cerrado\\_pantanal-1.pdf](https://www.gov.br/mma/pt-br/assuntos/ecossistemas-1/biomas/arquivos/biomas/cerrado_pantanal-1.pdf). Acesso em: 20.07.2022

MMA. Ministério do Meio Ambiente e Mudança do Clima. Resolução Nº 32, de 15 de outubro de 2003. Estabelece a Divisão Hidrográfica Nacional – DHN. Disponível em: <https://www.ceivap.org.br/ligislacao/ResolucoesCNRH/Resolucao%2032.pdf>. Acesso em: 26.06.2022

MOREIRA, B. K. de S. Q. **Proposta de base cartográfica da rede de drenagem na escala 1:250.000 da bacia do rio Parnaíba, Estado do Maranhão**. Orientadora: Hélien Nébias Barreto. 2021. 49f. TCC (Graduação) – Curso de Geografia, Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 2021.

NASCIMENTO, F. R.; SAMPAIO, J. L. F. Geografia física, geossistemas e estudos integrados da paisagem. **Revista da casa da geografia de Sobral**, v. 6, n. 1, p. 21, 2004.

NASCIMENTO, F. A.; SALGADO, A. A. R.; GOMES, A. A. T. Evidências de rearranjos fluviais no interflúvio Amazonas-Esequibo-Amazônia setentrional. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, 2019.

NEVES, C. E. *et al.* A importância dos geossistemas na pesquisa geográfica: uma análise a partir da correlação com o ecossistema. **Sociedade & Natureza**, v. 26, p. 271-285, 2014.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, n. 10, p. 1463-1469, 1976.

OLIVEIRA, C. S.; MARQUES NETO, R. Estudo dos geossistemas das cristas quartzíticas da mantiqueira meridional: enfoque regional nos estudos da paisagem. **XI Encontro Nacional da ANPEGE, Presidente Prudente, São Paulo**, 2015, v. 9, p. 4653-4665.

OLIVEIRA, D. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 20, p. 37-50, 2010.

OLIVEIRA, Letícia Augusta Faria *et al.* Aplicação da luminescência opticamente estimulada (LOE) como subsídio aos estudos de capturas fluviais Quaternárias: o caso da Serra da Mantiqueira (Zona da Mata de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, 2018.

OLIVETTI, V; GODARD, V; BELLIER, O. Cenozoic rejuvenation events of Massif Central topography (France): Insights from cosmogenic denudation rates and river profiles. **Earth and Planetary Science Letters**, [s. l.], v. 444, p. 179–191, [s. d.]. DOI

10.1016/j.epsl.2016.03.049. Disponível em: <https://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=edselc&AN=edselc.2-52.0-84962868598&lang=pt-br&site=eds-live>. Acesso em: 25 jun. 2022.

PARTNERSHIP FUND. Critical Ecosystem. Perfil do Ecossistema Hotspot de Biodiversidade do Cerrado. 2017. Disponível em: <https://www.cepf.net/sites/default/files/cerrado-ecosystem-profile-pr-updated.pdf>. Acesso em: 22.07.2022

PELECH, A.S.; NUNES, B.T.A.; GATTO, L.C.S.; BOTELHO, R.G.M. Considerações sobre o mapeamento geomorfológico do território brasileiro: algumas abordagens na representação regional. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.20, n.3, p. 681-690, 2019b.

PENCK, W. 1924. *Morphological analysis of landforms*. English translation by H. Czech and K. C. Boswell, London, 1953

PENNOCK, D. J.; ZEBARTH, B. J.; DE JONG, E. Landform classification and soil distribution in hummocky terrain, Saskatchewan, Canada. *Geoderma*, v. 40, n. 3-4, p. 297-315, 1987.

PHILLIPS, J. D., *et al* 2010, 'Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River Basin, Kentucky-Tennessee', *Geomorphology*, v. 114, n. 3, p. 188-198, 2010.

POPP, J. H. **Geologia Geral**. 6ª ed. – Rio de Janeiro: LTC, 2010. 309p

PRINCE, P. S., SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. *Geomorphology*, v. 123, n. 3-4, p.305-319, 2010.

QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. *AzimuthFinder*: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. **Geologia USP. Série Científica**, v. 14, n. 1, p. 69-80, 2014. Disponível em:< <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/GUSPSC/article/view/4100>>. Acesso em 09 de ago. 2021

RAMALHO FILHO, A.; BEEK, J.K. **Sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras**. 3 ed. Rio de Janeiro: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA)-CNPS.1995

RECH, M. A. *et al*. Análise de variáveis geomorfométricas para a geração de atributos topográficos utilizando o banco de dados TOPODATA/SRTM (INPE). **XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Curitiba, Anais**, p. 8240-8247, 2011.

REZENDE, E. A. **O papel da dinâmica espaço-temporal da rede hidrográfica na evolução geomorfológica da alta/média bacia do Rio Grande, sudeste brasileiro**. 2018. 194f. Tese (Doutorado em Ciências Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2018.

RIVAS, M. P. **Macrozoneamento geoambiental da bacia hidrográfica do rio Parnaíba**. Rio de Janeiro: IBGE, 1996. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/biblioteca-catalogo?id=284769&view=detalhes>. Acesso em: 12 de ago. 2021

ROSS, J. L. S. Considerações a respeito da importância da geomorfologia na questão dos limites territoriais. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 2, p. 65-72, 1983.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. 9. Ed. São Paulo: Editora Contexto, 2021. 89 p.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do departamento de Geografia**, v. 6, p. 17-29, 1992.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Revista Geonomos**, Minas Gerais, v. 1, p. 1-15, 1993.

SAADI, A. Modelos morfogênicos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, 1998. 6(2):55-63.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 1998. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998. 2 v.

- SALAMUNI, E. *et al.* Knickpoint Finder: ferramenta para a busca de geossítios de relevante interesse para o geoturismo. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 70, 2013. Disponível em: < <https://revistas.ufpr.br/geociencias/article/view/32797>>. Acesso em 15 de ago. 2021
- SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004. <[https://www.researchgate.net/publication/228677017\\_Morfotectonica\\_da\\_bacia\\_sedimentar\\_de\\_Curitiba](https://www.researchgate.net/publication/228677017_Morfotectonica_da_bacia_sedimentar_de_Curitiba)>. Acesso em 01 de mar. 2023
- SANTOS, A. M. *et al.* Análise morfométrica das sub-bacias hidrográficas Perdizes e Fojo no município de Campos do Jordão, SP, Brasil. **Revista Ambiente & Água**, v. 7, p. 195-211, 2012.
- SANTOS, D. A. R. *et al.* **A rede de drenagem e seu significado geomorfológico: anomalias de drenagens e tectônica recente na bacia do rio Formoso, Tocantins**. 2016, 156p. Disponível em: < <http://umbu.uft.edu.br/handle/11612/332>>. Acesso em 15 de ago. 2021
- SANTOS, E. J. *et al.* **A região de dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luiz e as bacias marginais**. 1984. Brasília, DNPM. p:131-189. Disponível em: <http://dspace.cprm.gov.br/bitstream/doc/17169/1/cap.4.pdf>. Acesso em: 12 de ago. 2021.
- SANTOS, L. J. C. *et al.* Mapeamento geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de geomorfologia**, v. 7, n. 2, 2006.
- SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís**. 2ª ed. CPRM Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 2009, p. 215. Disponível em: <http://dspace.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/448>. Acesso em: 12 de ago. 2021.
- SCALCO, P. A. P. Determinação automática de knickpoints e análise morfométrica e hipsométrica da bacia hidrográfica da Lagoa Mirim com o uso de técnicas de geoprocessamento. 2017, 106 f. Tese de Doutorado (Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre-RS.
- SCHUMM, S. A. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, v. 101, n. 2, p. 279-294, 1993.
- SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Grã Bretanha: Cambridge, 2000. 276 p.
- SCHUMM, S. A. Resposta do rio à mudança do nível de base: implicações para a estratigrafia de sequência. **The Journal of Geology**, v. 2, pág. 279-294, 1993.
- SEEBER, L.; GORNITZ, V. Perfis de rios ao longo do arco do Himalaia como indicadores de tectônica ativa. **Tectonofísica**, v. 92, n. 4, pág. 335-367, 1983.
- SILVA, T. M. D.; MONTEIRO, H. D. S.; CRUZ, M. A.; MOURA, J. R. D. S. D. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 210-224, 2006
- SILVA, Telma Mendes; SANTOS, Bárbara Pereira. Sistemas de drenagem e evolução da paisagem. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 4, n. 1, p. 5-19, 2010.
- SILVA, T. A. **Morfogênese do Relevo de Chapadas no divisor hidrográfico entre as bacias do Tocantins/Araguaia com o São Francisco**. Dissertação (mestrado em geografia) –

Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia. Belo Horizonte, p. 130. 2018.

SOUSA, M. M.; OLIVEIRA, W. Identificação de feições anômalas dos sistemas de drenagem na região do Alto Juruá–AC/AM, utilizando dados de sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 04, p. 1254-1267, 2016. Disponível em: <<https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/article/download/233468/27159>>. Acesso em: 08 de ago. 2021

SOUZA, D. H *et al.* Aplicação de análise morfométrica–relação declividade vs. extensão e perfil longitudinal das drenagens–na Bacia do Ribeirão das Antas para detecção de deformações neotectônicas no planalto de Poços de Caldas. **Revista de Geografia**, v. 27, n. 1, p. 114-127, 2010.

SOUZA, F. E. V.; FONSECA, B. M.; PIZANI, F. M. C. Compartimentação do relevo baseada em parâmetros morfométricos: uma proposta de índice global de dissecação do relevo. **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, Campinas, p.5513-5524. Instituto de Geociências – Unicamp, 2017.

SOUZA, R. A. A ocorrência dos knickpoints e sua relação com a lito-estrutura do substrato geológico na evolução da rede de drenagem no médio vale do Paraíba do Sul. **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, v. 1, p. 6470-6475, 2017.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. Oficina de Textos, 2017.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. Ambientes fluviais. **Florianópolis: Universidade Federal do Paraná**, 1990.

SUMMERFIELD, M.A. Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms. Essex, Longman Scientific e Technical, 1991. 537p.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. Decifrando a Terra. 2ª edição. Editora Nacional, 2009. 624p.

TONELLO, K. C. *et al.* Morfometria da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães-MG. **Revista Árvore**, v. 30, n. 5, p. 849-857, 2006. Disponível em: <<https://www.scielo.br/j/rarv/a/Lst9NTwexpCs8dGtd638x4f/?lang=pt&format=pdf>>. Acesso em: 08 de ago. 2021

TRICART, J. **ecodinâmica**. Secretaria de Planejamento da Presidência da República, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Diretoria Técnica, Superintendência de Recursos Naturais e Meio Ambiente, 1977.

TROPPEMAIR, H.; GALINA, M. H. Geossistemas. **Mercator-Revista de Geografia da UFC**, v. 5, n. 10, p. 79-89, 2006.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, n. 3, p. 159-218, 2004.

VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. In: **XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 2005, Goiânia, GO. Anais do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2005. p. 1-8. Disponível em: <<http://marte.dpi.inpe.br/col/ltid.inpe.br/sbsr/2004/10.29.11.41/doc/3595.pdf>>. Acesso em: 12 de ago. 2021

- VALERIANO, M. M. **TOPODATA: guia de utilização de dados geomorfométricos locais. Márcio de Morisson Valeriano**. 2008. São José dos Campos: INPE, 2008. 44p; (INPE-0000-TDI/00). <http://mtc-m16c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.11.19.24/doc/publicacao.pdf>. Acesso em 12 de ago. 2021
- VALLEY, S. M. *et al.* Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 210-224, 2006.
- VAZ, A. P. M. S. **Relação entre uso e ocupação do solo e características geoquímicas naturais e antrópicas**. Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de PósGraduação em Geologia. Curitiba, 2020. Disponível em: <<https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/69722>>. Acesso em: 13 de ago. 2021.
- VAZ, A. P. M. S.; RAMOS, S. M.; FROEHNER, S. J. **Bacia hidrográfica do rio balsas: diagnóstico físico e avaliação qualitativa de áreas suscetíveis à erosão**. Engenharia Sanitaria e Ambiental [online]. 2021, v. 26, n. 1 [Acessado 9 julho 2022], pp. 77-87. Disponível em: <<https://doi.org/10.1590/S1413-415220190257>>. Epub 17 Mar 2021. ISSN 1809-4457.
- VAZ, P. T. *et al.* Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociencias da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.
- VEIGA JUNIOR, J. P. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Luís NE/SE. Folhas SA. 23-XE. Estados do Maranhão e Piauí**. Escala 1: 500.000 – Brasília: CPRM. Disponível em: <<http://dspace.cprm.gov.br/bitstream/doc/8572/1/Projeto%20S%C3%A3o%20Luis%20NE.pdf>>. Acesso em: 12 de ago. 2021.
- VICENTE, L. E.; PEREZ FILHO, Archimedez. Abordagem sistêmica e Geografia. **Geografia**, v. 28, n. 3, p. 323-344, 2003.
- VIEIRA, C. D. *et al.* Características geomorfológicas do canal do Rio Alcântara: subsídios ao entendimento das inundações em áreas urbanas. 2019.
- ZERFASS, H.; CHERMALE JUNIOR, F. Geologia estrutural em ambiente rúptil: fundamentos físicos, mecânica de fraturas e sistemas de falhas naturais. **Terra e Didática**, v. 7, n. 2, p. 61-80, 2011.
- ZERNITZ, E. R. Padrões de drenagem e sua importância. **The Journal of Geology**, v. 40, n. 6, pág. 498