



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

**PROCESSOS DENUDACIONAIS E A EVOLUÇÃO DO RELEVO NA REGIÃO
DO ALTO ITAPECURU, ESTADO DO MARANHÃO**

HELEN NIEDJA FERREIRA DOS SANTOS

São Luís

2024

HELEN NIEDJA FERREIRA DOS SANTOS

**PROCESSOS DENUDACIONAIS E A EVOLUÇÃO DO RELEVO NA REGIÃO
DO ALTO ITAPECURU, ESTADO DO MARANHÃO**

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

Linha de pesquisa: Ambiente e Análise Espacial.

Orientadora: Prof^a Dr^a Helen Nébias Barreto.

São Luís
2024

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

Santos, Helen Niedja Ferreira dos.

PROCESSOS DENUDACIONAIS E A EVOLUÇÃO DO RELEVO NA
REGIÃO DO ALTO ITAPECURU, ESTADO DO MARANHÃO / Helen
Niedja Ferreira dos Santos. - 2024.

109 p.

Orientador(a): Helen Nébias Barreto.

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em
Geografia, Universidade Federal do Maranhão, São Luís,
2024.

1. Geomorfologia. 2. Evolução de Relevo. 3.
Transporte Fluvial. 4. Processos Denudacionais. 5.
Maranhão. I. Barreto, Helen Nébias. II. Título.

*Dedico este trabalho aos meus pais, Daniel
Ferreira dos Santos e Elenice dos Santos
Ferreira, por todo apoio incondicional,
dedicação, proteção, confiança e zelo.*

AGRADECIMENTOS

À Deus pela força, pela oportunidade e por ter me sustentado para realização deste sonho com êxito.

Ao meu pai, Daniel, e em especial à minha mãe, Elenice, por ter confiado em mim, pelas orações diárias, e por ter intercedido à Deus e a Nossa Senhora para a realização desse objetivo.

Aos meus irmãos, sobrinhas, cunhados e a minha avó, que sempre torceram por mim, e ao meu noivo, Júnior Souza, pela parceria e pela paciência para me trazer calma quando foi necessário.

À minha orientadora, Prof^a. Dr^a Helen Nébias Barreto, por me orientar em cada detalhe da pesquisa e pelo apoio no decorrer deste tempo, em especial, pela compreensão e empatia nos momentos conturbados.

Aos professores da banca, à Prof^a. Dr^a Ediléia e ao Prof. Dr. Antônio Cordeiro, por terem aceitado o convite e pelas contribuições que enriqueceram esta pesquisa para a versão final.

Às minhas amigas, Danielma Rocha, Larissa Linhares e, em especial, à Ana Célia, por todo apoio desde o início e pelo suporte sempre que precisei. Aos amigos do mestrado, Ian Moura, Perla Rocha e sua família, pela acolhida durante os meses que precisei estar em São Luís, e pelo apoio durante as atividades acadêmicas e pela companhia constante, me transmitindo segurança e afeto.

Aos amigos da Residência Universitária da UFMA, em especial as meninas que me acolheram desde o primeiro dia que cheguei à São Luís: Larissa, Kelen, Nailza, Lucy, Helen, Adriana, Telmary, Letícia e Beatrice.

À Deuzanir Amorim pelo apoio incondicional em vários momentos e por sua disponibilidade em me auxiliar nas atividades do laboratório e ao Anderson Martins pelo apoio e descontração nos momentos difíceis.

Aos laboratórios de Geografia Física Aplicada, Laboratório de Estudos em Bacias Hidrográficas - LEBAC e ao Laboratório de Estudos em Oceanografia Geológica - LEOG, em especial ao Prof. Dr. Leonardo, que me deu todo suporte e ajuda durante as análises granulométricas.

Aos professores do PPGGEO-UFMA, e a todos que compõem o programa, que fizeram parte dessa jornada na minha vida, em especial ao coordenador, Prof^o. Dr. Márcio Celeri, que sempre esteve disponível para auxiliar e contribuir para essa formação.

À CAPES, pela concessão da bolsa que foi essencial para a minha manutenção e permanência no programa, e para o desenvolvimento dessa pesquisa.

RESUMO

A presente pesquisa propõe caracterizar os processos denudacionais e a evolução do relevo na região do Alto Itapecuru, no estado do Maranhão, por meio de uma análise integrada da litologia, do arcabouço estrutural e da configuração do relevo e hidrografia, utilizando técnicas qualitativas e quantitativas. Para sua construção, a pesquisa passa pela revisão da literatura, trabalhos de campo, análise espacial associada à utilização de técnicas de geoprocessamento, além de análises laboratoriais e estatísticas das amostras de sedimentos. Os resultados mostraram que a contribuição do fator estrutural na configuração geomorfológica e evolução dos cursos d'água, está refletida na obediência dos canais fluviais aos lineamentos estruturais, que seguem padrões paralelos, dentro de vales encaixados e alinhados em falhas e/ou fraturas. Com a aplicação dos índices morfométricos, obteve-se resultados que indicam a atuação das atividades neotectônicas nessa região. Os valores da RDE apresentaram anomalias de 2ª ordem, principalmente, próximo às cabeceiras dos rios. Essa densidade de anomalias e os perfis com maior vigor energético estão em altitudes que variam entre 407 m e 612 m, em terrenos que concentram os maiores valores de declividade e rugosidade, onde predominam os arenitos da Formação Corda. A partir das análises dos sedimentos, atestou-se que a areia fina é a principal classe granulométrica transportada pelos canais fluviais, o que pode estar associado ao substrato geológico da região de estudo, por se tratar da região da Bacia Sedimentar do Parnaíba, e esse material está sendo depositado nos vales, que se encontram entulhados de sedimentos, refletindo na baixa energia dos canais. Nesta região, o rio Alpercatas apresenta o processo de transporte e potencial erosivo que se sobressai ao rio Itapecuru. As rochas do Alto Itapecuru apresentam-se intemperizadas, porosas e com alta susceptibilidade à erosão favorecidas pelas condições naturais da região. Os processos denudacionais mecânicos atuam com maior vigor, e o processo evolutivo está ocorrendo naturalmente, pois os sedimentos refletem para essa tendência natural.

Palavras-chaves: Geomorfologia; Evolução de relevo; Transporte fluvial; Processos denudacionais; Maranhão.

ABSTRACT

This research aims to characterize the denudational processes and the evolution of the relief in the Alto Itapecuru region, in the state of Maranhão, by means of an integrated analysis of the lithology, the structural framework and the configuration of the relief and hydrography, using qualitative and quantitative techniques. The research involves a literature review, fieldwork, spatial analysis associated with the use of geoprocessing techniques, as well as laboratory and statistical analysis of sediment samples. The results showed that the contribution of the structural factor in the geomorphological configuration and evolution of the watercourses is reflected in the obedience of the river channels to the structural lineaments, which follow parallel patterns, within embedded valleys and aligned on faults and/or fractures. The application of morphometric indices yielded results that indicate neotectonic activity in this region. The RDE values showed 2nd order anomalies, especially near the headwaters of the rivers. This density of anomalies and the profiles with the greatest energetic strength are at altitudes between 407 m and 612 m, in terrain that concentrates the highest percentages of slopes and roughness, where sandstones of the Corda Formation predominate. The sediment analysis showed that fine sand is the main granulometric class transported by the river channels, which may be associated with the geological substrate of the study region, as it is part of the Parnaíba Sedimentary Basin, and this material is being deposited in the valleys, which are clogged with sediment, reflecting the low energy of the channels. In this region, the Alpercatas River has a transportation process and erosion potential that surpasses that of the Itapecuru River. The rocks of the Alto Itapecuru are weathered, porous and highly susceptible to erosion. These natural conditions indicate that the mechanical denudational processes are acting more vigorously and the evolutionary process is occurring naturally, as the sediments reflect this natural tendency.

Keywords: Geomorphology; Relief evolution; Fluvial transport; Denudational processes; Maranhão.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Modelo de hierarquia de canais fluviais (Strahler).	27
Figura 2 -	Padrões de drenagem principais.	29
Figura 3 -	Formas de transporte fluvial.	32
Figura 4 -	Localização dos pontos de amostragem de sedimentos no Alto Itapecuru - MA.	44
Figura 5 -	(A) Secagem das amostras. (B) Processo de quarteamento.	45
Figura 6 -	(A) Pesagem dos sedimentos. (B) Lavagem e separação dos sedimentos. (C) Secagem em estufa.	46
Figura 7 -	Mapa de localização da área de estudo no alto curso da bacia do rio Itapecuru.	50
Figura 8 -	(A) Latossolo Vermelho Distrófico. (B) Plintossolo Pétrico Concrecionário.	53
Figura 9 -	(A) Latossolo Vermelho Distrófico. (B) Neossolo Regolítico Distrófico. (C) Plintossolo Pétrico Concrecionário.	53
Figura 10 -	(A) Vegetação em São Domingos do Azeitão – MA. (B) Vegetação em Fernando Falcão – MA. (C) Vegetação na fazenda Agro Serra, próximo ao povoado Taboca, Mirador – MA. (D) Vegetação no povoado Ibipira, Mirador- MA.	54
Figura 11 -	Uso e cobertura vegetal do Alto Itapecuru – MA.	57
Figura 12 -	Localização da Província Parnaíba.	58
Figura 13 -	Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba.	59
Figura 14 -	Geologia do Alto Itapecuru - MA.	62
Figura 15 -	Geomorfologia do Alto Itapecuru - MA.	67
Figura 16 -	Hipsometria do Alto Itapecuru – MA.	69
Figura 17 -	Visualização do relevo do Alto Itapecuru em 3D.	70
Figura 18 -	Declividade do Alto Itapecuru – MA.	71
Figura 19 -	Rugosidade do Alto Itapecuru – MA.	73
Figura 20 -	Trechos escolhidos para cálculo de RDE no Alto Itapecuru - MA.	75

Figura 21 -	Avanço das capturas de drenagem entre as cabeceiras dos rios Itapecuru e Alpercatas.	77
Figura 22 -	Recuo das cabeceiras nos riachos São Felinho e Cachimbo.	78
Figura 23 -	Perfil topográfico do rio Itapecuru.	79
Figura 24 -	Perfil topográfico do rio Alpercatas.	79
Figura 25 -	Perfil topográfico do riacho Alpercatinhas.	79
Figura 26 -	Distribuição das amostras no Alto Itapecuru – MA.	82
Figura 27 -	Posicionamento das amostras sobre a estratigrafia do Alto Itapecuru – MA.	90

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 -	Climograma da região do Alto Itapecuru - MA.	51
Gráfico 2 -	Histograma de frequência granulométrica simples do rio Itapecuru.	84
Gráfico 3 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Brejo Seco.	84
Gráfico 4 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho São Felinho.	84
Gráfico 5 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho do Sítio.	84
Gráfico 6 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho dos Porcos.	84
Gráfico 7 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Canastra.	84
Gráfico 8 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Galheiro.	84
Gráfico 9 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Brejo Escuro.	84
Gráfico 10 -	Histograma de frequência granulométrica simples do rio Alpercatas.	87
Gráfico 11 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Campo Largo.	87
Gráfico 12 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho do Gato.	87
Gráfico 13 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Alpercatinhas.	87
Gráfico 14 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Riacho Cachimbo.	87
Gráfico 15 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Irajá.	87
Gráfico 16 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Buriti.	87
Gráfico 17 -	Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Baixa Verde.	87

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 -	Classes de rugosidade.	37
Quadro 2 -	Classes da densidade de drenagem.	39
Quadro 3 -	Fluxograma da metodologia utilizada para aplicação dos parâmetros morfométricos.	41
Quadro 4 -	Designações de valores de assimetrias.	48
Quadro 5 -	Tabela de classificação de curtose.	48
Quadro 6 -	Classificação do grau de seleção.	49
Quadro 7 -	Classes granulométricas e malhas de referência.	80
Quadro 8 -	Resultados das amostras do rio Itapecuru geradas pelo software Gradstat.	83
Quadro 9 -	Resultados das amostras do rio Alpercatas geradas pelo software Gradstat.	86

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Classes de declividade.	72
Tabela 2 -	Amostragem de valores por segmento do índice morfométrico RDE-trecho/RDE total.	74

LISTA DE SIGLAS

ANA - Agência Nacional das Águas

BDIA - Banco de Informações Ambientais

GNSS - Global Navigation Satellite Systems

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IR – Índice de Rugosidade

LEBAC - Laboratório de Estudos em Bacias Hidrográficas

LEOG - Laboratório de Estudos em Oceanografia Geológica

MA – Maranhão

MMA – Ministério do Meio Ambiente

MDE – Modelo Digital de Elevação

RDE – Relação Declividade e Extensão

SGB – Sistema Brasileiro de Geologia

SIG – Sistema de Informações Geográficas

SIRGAS - Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas

SRTM - Shuttle Radar Topography Mission

TOPODATA – Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil

ZEE – Zoneamento Econômico-Ecológico

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	REVISÃO DA LITERATURA	16
2.1	Paisagem e a análise sistêmica	16
2.2	Geomorfologia e a abordagem da evolução do relevo	19
2.2.1	Neotectônica	23
2.2.2	Morfometria.....	25
2.2.3	Padrão de drenagem	28
2.3	Sedimentologia	30
2.3.1	Transporte fluvial	30
2.3.2	Granulometria dos sedimentos.....	333
3	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	35
3.1	Métodos.....	35
3.2	Técnicas.....	35
3.2.1	Caracterização dos parâmetros morfométricos	36
3.3	Trabalhos de Gabinete	39
3.3.1	Revisão bibliográfica.....	39
3.3.2	Geração de mapas.....	40
3.4	Trabalhos de Campo	43
3.5	Trabalho de Laboratório.....	45
3.5.1	Análise Granulométrica	45
3.5.2	Análise estatística	47
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	49
4.1	Caracterização da área de estudo	49
4.1.1	Geologia regional.....	58
4.1.2	Geologia local	60
4.1.3	Caracterização geomorfológica	65
4.2	Análise morfométrica	68
4.3	Análise granulométrica	80
4.4	Análise da dinâmica fluvial e suas contribuições na evolução de relevo	88
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	922
	REFERÊNCIAS	95

1 INTRODUÇÃO

O conhecimento da evolução do relevo tem grande relevância para os estudos geomorfológicos. A compreensão dos sedimentos desenvolvidos durante o Quaternário é fundamental para o entendimento dos elementos que estruturam a paisagem contemporânea. Já que a paisagem, principalmente em sua componente geomorfológica, pode ser entendida como um testemunho no qual residem elementos que são evidências da formação daquela paisagem no passado (Missura, 2013).

Para explicar a evolução do relevo, os eventos tectônicos cenozoicos ou neotectônicos, têm uma importância decisiva e podem contribuir na configuração do relevo atual e na disposição dos padrões de drenagem. Os depósitos aluviais podem guardar registros de adaptações da rede de drenagem e mudanças no quadro morfodinâmico, impulsionadas pela tectônica nos períodos sin-deposicionais e pós-deposicionais, esses registros mais abundantes datam da Era Cenozoica à atualidade (Gradstein *et al.*, 2004). Portanto, esta era é fundamental para as pesquisas voltadas para as formações superficiais e dos reflexos neotectônicos na geomorfologia fluvial.

Nas Geociências muitos autores buscaram compreender a conexão da configuração do relevo Cenozoico a partir de processos não somente denudacionais, mas tectônicos, conforme tem sido pesquisado por diversos autores no contexto do Sudeste e Nordeste do Brasil (Riccomini, 1989; Saadi, 1991, Saadi, 1993; Gontijo, 1999; Brito Neves *et al.*, 2004; Nogueira *et al.*, 2006; Marques Neto, 2012; Moura *et al.*, 2013; Rezende, 2013; Marent, 2016; Silva, 2014; Silva, 2020).

Nos estudos voltados para as deformações neotectônicas, os registros morfométricos das drenagens são indispensáveis, pois os cursos d'água tendem a se ajustar rapidamente às deformações sofridas na rocha, até mesmo aquelas mais sutis. Neste sentido, os rios são importantes testemunhos do processo evolutivo da paisagem, pois a sua grande capacidade de erosão, transporte e deposição de sedimentos, faz com que os rios representem o mais importante agente transformador da paisagem, pois eles agem incessantemente modelando o relevo. O relevo, apesar de apresentar uma falsa aparência de estabilidade, é muito dinâmico e está em constante transformação, seja através do intemperismo como também da erosão, sedimentação e outros processos morfodinâmicos (Silva, 2014).

Dentro deste contexto enquadra-se a região de estudo dessa pesquisa, que está situada no centro-sul do estado do Maranhão, que faz parte da Bacia Sedimentar do

Parnaíba, e apesar de ter passado por períodos de aparente estabilidade, foi influenciada por muitos eventos tectônicos relacionados ao processo de separação da Placa Sul-Americana da Placa Africana, resultando em pequenos movimentos que foram capazes de promover alterações no ritmo de sedimentação (Feitosa, 2006).

Especificamente, a área pesquisada compreende parte do alto curso da bacia hidrográfica do rio Itapecuru, que se encontra nesta região, e tem como principal problema a ser investigado, como o relevo e a rede de drenagem dessa área evoluiu. Assim, quais seriam os principais fatores que contribuíram para a evolução do relevo regional? Qual o papel dos processos denudacionais atuais na configuração do relevo? Há diferença entre os processos denudacionais químicos e mecânicos?

Diante dessas condições, a presente pesquisa visa analisar os processos denudacionais e a evolução do relevo por meio de uma análise integrada da litologia, do arcabouço estrutural, da configuração do relevo e hidrografia, utilizando técnicas qualitativas e quantitativas, a partir da interpretação do arranjo morfoestrutural associado às análises de sedimentos e morfométricas da paisagem. E especificamente, revisar e elaborar o quadro evolutivo geológico da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com ênfase na bacia do rio Itapecuru, estabelecendo conexão com aspectos geomorfológicos atuais; realizar a amostragem de sedimentos dos canais fluviais, para análise granulométrica, caracterização do transporte fluvial e análise dinâmica dos tributários; determinar os parâmetros morfométricos regionais com auxílio de técnicas de geoprocessamento.

Dessa forma, espera-se que a presente pesquisa contribua para um melhor conhecimento das características ambientais e uma maior compreensão acerca do conhecimento geomorfológico da área em questão, para que possa também subsidiar futuras pesquisas.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 Paisagem e a análise sistêmica

O conceito de paisagem na ciência geográfica colabora no entendimento das relações sociais e naturais em um determinado espaço. O termo paisagem, conforme Zacharias (2006) originou-se do latim *pagus* (país), com sentido de lugar, unidade territorial, e nas línguas derivadas do latim surgiram os significados *paisaje* (do espanhol), *paysage* (do francês) e *paesaggio* (do italiano).

As discussões sobre paisagem na Geografia se concentravam na observação dos elementos naturais e sociais que integravam a paisagem em conjunto. Nestas perspectivas iniciais da Geografia, se sobressaíram as concepções do determinismo geográfico, em que os aspectos naturais condicionariam e determinariam os aspectos humanos na paisagem, e as concepções do possibilismo geográfico, em que os aspectos naturais da paisagem passam a ser considerados como elementos fornecidos para a modificação humana (Risso, 2008).

No século XVIII, Humboldt fez referência à paisagem demonstrando seu interesse pela fisionomia e aspecto da vegetação, pelo clima, sua influência sobre os seres e o aspecto geral da paisagem, variável conforme a natureza do solo e sua cobertura vegetal (Rougerie; Beroutchatchvili, 1991). Em suas análises, Humboldt partiu da observação da vegetação para caracterizar um espaço e as diferenças paisagísticas da vegetação para aplicar o método ao mesmo tempo explicativo e comparativo (Maximiano, 2004).

As escolas alemãs e russo-soviéticas embasaram a definição de paisagem, e na concepção de Augusto (2016) definiram-na como um complexo integrado formado por diferentes elementos, conforme contribui Tricart (1981, p. 13-14):

“Para os geógrafos alemães, geralmente nutridos pelas ciências naturais, a paisagem compõe-se de diversos elementos concretos do ambiente: relevo, plantas, solos. Mas eles não registram as modificações introduzidas pelo homem e, se for o caso, eles distinguem entre paisagem natural e paisagem humanizada”. (Tricart, 1981, p.13-14)

A Teoria Geossistêmica partiu da visão integrada da “Teoria Geral dos Sistemas” de Bertalanfy, que teve grande repercussão a partir de 1950, onde o autor mostrou que o sistema é o conjunto de todas as partes, e por menores que sejam, participam e influenciam o todo. Por volta do ano 1960, Sotchava utilizou essa teoria como base para formulação da proposta de estudos dos geossistemas. Maximiano (2004) relata que a necessidade de operacionalizar o conceito de paisagem com fins de gestão territorial levou os geógrafos russos a desenvolverem o conceito de geossistema.

Jean Tricart (1977) em sua classificação ecodinâmica dos meios ambientes, consolidava ainda mais a teoria sistêmica na Geografia. De acordo com Tricart (1977), “o conceito de sistema é o melhor instrumento lógico que dispomos para estudar os problemas do meio ambiente”. Segundo este mesmo autor, o sistema é um conjunto dinâmico de fenômenos com relações mútuas, e permite adotar uma atitude dialética entre a necessidade da análise e a necessidade de uma visão de conjunto, sendo assim adequado

para fornecer os conhecimentos básicos para uma atuação eficaz sobre os estudos do meio ambiente (Tricart, 1977).

A teoria da ecodinâmica de Tricart, baseia-se na dinâmica dos ecótopos e procura estabelecer uma relação entre as atividades socioeconômicas e os processos morfogenéticos e pedogenéticos atuantes (Medeiros et al., 2018). Estes processos morfodinâmicos foram classificados em três categorias ecodinâmicas: meio estável, *intergrades* e fortemente instável. Esta classificação respeita as características dos elementos da paisagem, sendo detalhados por Almeida (2012), como:

- Meios estáveis: dissecação do relevo moderada, cobertura vegetal densa, solos mais profundos e baixos valores de intensidade pluviométrica;
- Meios *intergrades*: apresentam interferência divergentes da morfogênese e pedogênese e indicam a transição gradual entre os meios estável e instável;
- Meios fortemente instáveis: forte dissecação do relevo, solos rasos, condições bioclimáticas agressivas, ocorrência de variações irregulares de ventos e chuvas, ausência de cobertura vegetal densa, planícies e fundos de vales sujeitos a inundações e presença de intensa atividade socioeconômica.

Christofolletti (1999) afirma que a contribuição da Teoria Geral dos Sistemas à Geografia e a configuração do geossistema, deu origem a diversas contribuições e sistematizações de padrões conceituais, que perpassam pela Geomorfologia (sistemas geomorfológicos), pelos sistemas hidrológicos, socioeconômicos, urbanos e ambientais físicos. No Brasil, a discussão sobre paisagem, sua evolução na Geografia e a sistematização do conceito de geossistema para compor o método de análise da paisagem foram a base para os esforços de análises integradas na tentativa de articular o maior número possível de correlações dos diferentes atributos na estrutura de uma paisagem (Monteiro, 2001).

Troppmair (2004) aponta que “A estrutura, as interrelações e a dinâmica que ocorrem em determinada área formando um Geossistema, dão a feição, a fisionomia daquele espaço, que é a própria paisagem vista como sistema, como unidade real e integrada”. Este autor reforça o argumento frisando que “PAISAGEM é um fato concreto, um termo fundamental e de importante significado para a GEOGRAFIA, pois a paisagem é a própria fisionomia do geossistema” (Troppmair, 2004).

Bertrand (2004) em suas contribuições para a Teoria Geossistêmica sobre a análise integrada da paisagem, define que a paisagem não é a simples junção de elementos geográficos dispersados, mas sim uma porção do espaço resultante da combinação

dinâmica, instável, dos elementos físicos, biológicos e antrópicos que, reagindo dialeticamente uns sobre os outros, fazem da paisagem um conjunto geográfico indissociável em constante evolução, pois a paisagem não é apenas natural, mas, é a totalidade e a dinâmica de todos os elementos que a constituem (Bertrand, 2004).

Atualmente muitas discussões utilizam a paisagem como categoria de análise, mas no Nordeste, especificamente, a Teoria Geossistêmica foi difundida na Geografia física e Geomorfologia, principalmente, por Marcos José Nogueira de Souza, incorporando as proposições de Bertrand remetendo ao balanço da morfodinâmica e ecodinâmica de Tricart, resultando numa síntese da análise geoambiental (Guerra; Souza; Lustosa, 2012).

Segundo Souza (2018), os sistemas ambientais são integrados por variados componentes que mantêm relações mútuas entre si, sendo perpetuamente sujeitos às trocas de matéria e de energia. Os componentes são relativos ao suporte (litotipos, geoformas e águas subterrâneas), ao envoltório (clima e águas superficiais) e à cobertura (solos e biodiversidade). Para este autor, as relações interdisciplinares envolvem a estrutura superficial da paisagem e contempla as questões subordinadas às condições morfogenéticas e aos processos morfodinâmicos atuais, contribuindo para a análise geoambiental.

2.2 Geomorfologia e a abordagem da evolução do relevo

A Geomorfologia é a ciência que estuda as formas e processos da superfície terrestre, e é proveniente de uma dinâmica complexa de muitos elementos e relações. Entende-se que os estudos dessa ciência possuem uma perspectiva dinâmica, onde se inter-relacionam as formas, os processos morfogenéticos passados, assim como aqueles que, atualmente, são responsáveis pela evolução das formas de relevo (Pedrosa, 2014).

Powell (1875) foi um dos primeiros a desenvolver o modelo de evolução, com a ideia de “Nível de base” como o fenômeno controlador da denudação do relevo. Os níveis de base locais (*knickpoints*) são estruturas preponderantes no sentido de controlar “os processos de erosão e sedimentação nas bacias fluviais” (Silva et al., 1991). Para Powell, existia um ponto em que a dinâmica erosiva perderia sua eficiência. O nível de base seria o limite mais baixo do qual o rio não pode mais erodir, e o nível do mar é o nível de base global, onde a erosão acaba. Este autor chamou a atenção para a existência de níveis de base “suspensos” onde, à montante deste ponto, as drenagens possuíam energia erosiva interrompida pelos níveis de base locais, restringindo a evolução das encostas apenas até

este nível, onde a drenagem não pode mais dissecar o relevo (Christofolletti, 1977; Silva, 1991).

As alterações dos *knickpoints* são grandes irregularidades no perfil longitudinal de um rio como degraus, descontinuidades, onde há mudanças bruscas na declividade entre dois segmentos fluviais, gerando uma grande ação erosiva e o que provoca uma fase de rejuvenescimento. Estas alterações podem ocorrer devido à diferença de erodibilidade, rochas mais resistentes tendem a marcar mudanças bruscas, ou devido ao tectonismo (dobramentos ou falhas). O *knickpoint* torna o perfil longitudinal do rio mais íngreme aumentando assim o seu poder erosivo, essa erosão do leito do rio impulsionará a migração do *knickpoint* em direção à cabeceira podendo resultar em uma captura de drenagem (Burbank; Anderson, 2001).

Nesta mesma linha de pensamento, Gilbert (1877) sugeriu uma visão sistêmica de integração da paisagem para explicar a evolução de relevo. Para este autor, a concepção de elementos interdependentes constitui um sistema geomorfológico dinâmico, no qual, da mesma maneira que os rios e seus níveis de base estão associados aos processos que se desenvolvem nas vertentes, estes estão associados à dinâmica fluvial.

Gilbert estabelece três leis de erosão: declividade, estrutura e divisores. A lei da declividade estabelece uma relação entre declividade x erosão, onde quanto mais íngreme a encosta, maior é a erosão; a lei da estrutura está associada aos planos de fraqueza do substrato rochoso, que podem ser representados por uma fratura ou falha, locais de maior atuação dos processos erosivos; e a lei dos divisores, aborda a tendência do perfil longitudinal de um rio ser côncavo quanto mais próximo da cabeceira, local em que a encosta é mais íngreme (Hack, 1960; Silva, 1991).

Na metade do século XIX, a Geomorfologia se consolida com o surgimento da teoria de William Morris Davis (1899) que tinha como principal discussão o “Ciclo Geográfico da Erosão”, onde a formação do relevo partia de um processo de soerguimento e denudação que acontecia de forma individual, primeiro acontecia o soerguimento das grandes massas por uma força tectônica, e com o final desse processo começa a denudação (Cassetti, 2005).

Para Bigarella et al. (2003), Davis sistematizou e integrou as ideias de autores anteriores num princípio geomorfológico de denudação fluvial. Essa teoria criada por ele constituiu o primeiro conjunto de concepções que podia descrever e explicar a gênese e evolução das formas de relevo existentes na superfície da Terra. O ciclo davisiano

impulsionou o desenvolvimento de uma Geomorfologia estrutural que se manteve como forte referência para os estudos geomorfológicos até a metade do século XX.

Em contraposição à teoria de Davis, surge a teoria de Walter Penck (1924). Este autor defendia que a formação do relevo também partia do processo de soerguimento e denudação, mas as influências na formação aconteciam tanto de forma endógena e exógena. Penck defende que as taxas de redução/transporte do material são determinadas pelo tipo da rocha e as condições climáticas que têm, assim, efeitos “na magnitude dos processos” em áreas com características litológicas, estruturais e climáticas específicas (Vitte, 2011).

Em sequência, King (1953, 1956) elaborou seu modelo de evolução chamado “Superfície de Erosão” com base na observação das características do relevo do Brasil, África do Sul e Austrália. Para King, o processo de denudação das vertentes deixaria resquícios como detritos (pedimentos) que testemunhariam o que seria o aplainamento da superfície deixada pelo recuo das encostas, formando por fim superfícies de erosão conhecidas como pediplanos. Para isso elaborou um modelo ideal de encosta que apresentaria em seu aspecto um perfil convexo no topo, seguido de uma face livre escarpada (erosiva) e uma encosta de detritos com declividade mais suave na base até o pedimento plano (Ab’Saber, 1969; Schumm, 1963).

No início da década de 60, os estudos geomorfológicos adotam a teoria dos sistemas e foi quando também surgiu a teoria de Hack, conhecida como a teoria do “Equilíbrio dinâmico”, onde ele resgata os conceitos de Gilbert e amplia consideravelmente as ideias de outros autores e oferece uma nova abordagem à interpretação da paisagem. Aplicando a concepção do equilíbrio dinâmico às relações espaciais nos sistemas de drenagem, esta teoria supõe que em um sistema todos os elementos da topografia estão mutuamente ajustados de modo que se modificam na mesma proporção. A argumentação de Hack baseia-se no fato de que as formas de relevo e os depósitos superficiais têm uma relação com a estrutura geológica, além de levar em consideração as características da rede de drenagem e das vertentes.

Além desses trabalhos considerados pioneiros, a teoria da *ecthplanação* impulsionada pelos trabalhos de Büdel (1957, 1963, 1982) consolidou o papel do intemperismo nos trabalhos geomorfológicos. Este autor demonstra a importância dos condicionantes estruturais e climáticos no processo de intemperismo, bem como deste na diferenciação morfológica das paisagens. Na sua concepção existe uma “integração dialética” entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial, sendo que os

processos de lixiviação e lessivagem promovem a disjunção nas ligações ferro-argila, instabilizando os horizontes superficiais, preparando-os para o processo erosivo nas encostas (Büdel, 1982). Quanto ao desenvolvimento dos *etchplains*, Büdel (1957, 1963) considerou que eles ocorreriam apenas nos trópicos sazonais situados em áreas tectonicamente estáveis. Posteriormente, Büdel (1982) admitiu a existência dos *etchplains* nos trópicos úmidos, onde além da alteração das rochas participariam também as variações climáticas (Vitte, 2015).

No Brasil vários pesquisadores deram significativas contribuições sobre a evolução do relevo brasileiro, dentre eles estão: Freitas (1951), Ab'Saber (1949, 1960, 1964, 1969 e 1998), Almeida (1964, 1967), King (1956), Bigarella (1965), Ross (1987, 1990, 1991, 1997, 2013 e 2016), discutindo sobre os processos tectônicos e erosivos, quase todos tratando das questões geomorfológicas do Sudeste brasileiro e das bordas das bacias sedimentares. Além desses autores, os trabalhos desenvolvidos por Jean Tricart também foram determinantes na estruturação do novo modelo interpretativo da evolução geomorfológica brasileira.

Especificamente, na região do Nordeste brasileiro, os trabalhos de Campbell (1949), Goés; Feijó (1994) Goés (1995), Rosseti; Truckebrodt (1977), Brito Neves (2004) Vaz (2007) Maia (2010) Maia, Bezerra e Sales (2010) entre outros autores, trouxeram importantes contribuições e esclarecimentos a respeito da evolução do relevo nordestino. Especificamente, o relevo do estado do Maranhão é caracterizado por um conjunto de superfícies tabulares desdobradas, de forma complexa, em diferentes cotas altimétricas, alçadas por processo diferencial de soerguimento tectônico pós-cretácico da Bacia Sedimentar do Parnaíba e delineadas por ação de diferentes eventos de aplainamento regional (Barbosa et al., 1973; Ross, 1985).

De acordo com a proposta dos domínios geomorfoclimáticos do Maranhão apresentados por Dantas (2013), as chapadas do Alto Itapecuru foram descritas como superfícies tabulares, alçadas em cotas altimétricas elevadas entre 450 e 650 m, que podem ser consideradas fragmentos da grande e antiga superfície de aplainamento gerada durante o Paleógeno, correlacionável à Superfície Sul-Americana (Barbosa et al., 1973). Além dessas contribuições sobre o quadro geomorfológico do Alto Itapecuru, o relatório publicado Zoneamento Econômico-Ecológico – Maranhão (ZEE-MA), apresentam a classificação atual do relevo em duas formas principais: Chapadas e Vãos do Alto Itapecuru (IMESC, 2021).

2.2.1 *Neotectônica*

Os registros da atuação de processos tectônicos recentes ou antigos na litologia são fundamentais para o conhecimento do relevo e da hidrografia de uma área. Nesse sentido, o modelado do relevo no qual a acomodação dos elementos da rede de drenagem ocorre ao mesmo tempo das deformações rochosas, estabelecendo assim um caráter ativo e simultâneo para as feições, deve ser entendido pelo termo morfotectônica (Saadi, 1991).

O termo “neotectônica” foi introduzido pelo geólogo soviético Obruchev, para descrever movimentos tectônicos recentes do Terciário Superior e Quaternário, que foram significativos para a configuração geológica atual (Saadi, 1993). Reforçando essa definição, Maia e Bezerra (2011), referem-se à neotectônica como o estudo das deformações provocadas pelo último campo de tensões.

Na abordagem geomorfológica, a neotectônica tem se mostrado uma peça fundamental de análise morfogenética e morfoevolutiva. Embora sejam comuns as relações entre tectonismo e relevo nos trabalhos feitos na geomorfologia, estas relações tornam-se iniciantes ou ausentes quando a escala de tempo analisada é atual, especialmente quaternária (Maia; Bezerra, 2011).

Conforme Suguio (1999), os estudos neotectônicos no Brasil iniciaram na década de 1970. Nessa época existia a preocupação de estudos dos locais onde iriam ser construídas algumas obras de engenharia, visto que iniciavam a construção de grandes obras de infraestrutura. Alguns autores concordam que a neotectônica no Brasil, surgiu da separação do continente Sul-americano da África, com a abertura do Atlântico-Sul (Hasui, 1990).

Segundo Ross (2016), para tratar das formas e dos processos responsáveis pela formação do relevo brasileiro, o desafio para se entender a morfogênese e a cronologia do relevo do Brasil e da América do Sul como um todo, está sempre em se considerar a tectônica antiga e os arranjos estruturais decorrentes dela. É necessário contextualizar o relevo na perspectiva da tectônica global, onde os arranjos estruturais de hoje não são os mesmos de tempos geológicos passados, mas se assemelham aos processos denudacionais e os consequentes rebaixamentos morfológicos, às atividades tectônicas mais recentes, sobretudo do Cenozoico, como os soerguimentos, os basculamentos, os falhamentos e as distensões responsáveis pelas atividades da neotectônica (Ross, 2016).

Maia e Bezerra (2011) atestam que no Brasil, a partir de 1970, vários pesquisadores ligados à morfotectônica começaram a voltar seus interesses para as atividades tectônicas

ocorridas desde o final do Neógeno até o Quaternário, constatadas pela morfologia do relevo atual e das estruturas geológicas. Schumm et al. (2000), ressalta que apesar do significado prático dos efeitos tectônicos nos ambientes fluviais, apenas um pequeno número de pesquisas considerava tais efeitos até o ano de 1980. As variações da morfologia dos canais fluviais eram interpretadas, por exemplo, como decorrentes das variações na descarga sólida e do tipo de carga transportada, dificultando assim a detecção dos efeitos da atividade tectônica (Schumm, et al., 2000).

De acordo com Lima (2000), a partir de 1980 os sismos começaram a chamar a atenção das geociências no Brasil, ocorridos com maior frequência na região Nordeste. Os fenômenos dessa natureza têm sido informados desde o século passado, mas o pensamento de que o território brasileiro é tectonicamente estável fez com que a comunidade científica não relacionasse esses sismos à tectônica global, de modo geral. Assim, para aqueles que hoje estudam os processos geológicos-geomorfológicos ocorridos a partir do Neógeno, fica claro que o tectonismo atual é um dos principais mecanismos controladores desses processos, bem como da morfologia do relevo por eles modelados (Lima, 2000).

No final de 1990, Saadi (1998) já testemunhava inúmeros estudos geomorfológicos que atribuíam uma parte cada vez maior da explicação das formas e da morfogênese ao fator tectônico. Com o aparecimento e a consolidação da morfotectônica, uma geomorfologia estrutural passou a apresentar-se e ganhar representação nos trabalhos de Saadi (1998), Peulvast e Sales (2000, 2003, 2006), e no universo da neotectônica e a sua relação com o relevo (Bezerra et al., 2001, 2008).

De acordo com dados temporais e instrumentais, a região do Nordeste Brasileiro apresenta as maiores atividades sísmicas do país e as evidências de atividade tectônica de ocorrência pós-Pliocênica foram constatadas por Bezerra e Vita-Finzi (2000), a partir de sua expressão em diversos indicadores, dentre os quais se sobressai o controle estrutural de drenagem, as estruturas de liquefação nos sedimentos fluviais e as deformações e falhas em rochas neógenas. Assim, tem se tornado cada vez mais evidente que, além do quadro paleoclimático e da configuração do embasamento, a tectônica atual constitui-se de grande importância na definição dos modelos evolutivos, sobretudo fluviais (Maia, 2010).

Maia (2010) interpreta as paisagens da região Nordeste como resultado de sucessivos ciclos de aplainamentos resultantes de processos epirogênicos pós-cretáceos e na porção mais oriental de sua fachada atlântica, apresentam uma vasta mostra de

compartimentos morfoestruturais. Elaborados em resquícios da orogênese denominada de Ciclo Brasileiro, que originou o megacontinente Panotia, e que foi posteriormente remodelado no Cretáceo, durante a divisão do megacontinente Pangea, essas paisagens desenvolvem-se sobre zonas de cisalhamento que foram reativadas durante o Cretáceo e o Cenozoico, promovendo áreas arqueadas que, uma vez submetidas à erosão diferencial, formam alinhamento de cristas com direções preferenciais NE-SW e E-W (Maia; Bezerra; Sales, 2010).

Longos eventos tectônicos decorrentes da abertura do oceano Atlântico Equatorial (Cordani et al., 2000), propiciaram a formação de algumas superfícies regionais de aplainamento: Superfícies elaboradas durante o Neógeno, ajustadas ao atual nível de base regional e modeladas em diversas rochas sedimentares da Bacia Sedimentar do Parnaíba ou esculpidas sobre o embasamento ígneo-metamórfico do Cráton São Luís e Cinturão Gurupi

O Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi afloram na região limítrofe entre os estados do Pará e Maranhão, aparecem como janelas tectônicas da cobertura sedimentar fanerozóica, ocupando parte da Província Estrutural Parnaíba (Hasui et al., 1984) que integra a atual Plataforma Sul-Americana (Almeida et al., 2000). Essa cobertura sedimentar extensa e, principalmente, as peculiaridades geomorfológicas da região (muito plana, intenso intemperismo), dificultam sobremaneira o estabelecimento das relações de contato entre as diferentes unidades geológicas (Klein; Souza, 2003).

Segundo Feitosa (2006), o soerguimento continental da Bacia Sedimentar do Parnaíba, ao longo do Cenozoico, originou um cenário geomorfológico representado por um conjunto de extensas chapadas preparadas de forma descontínua, preferivelmente localizadas no centro e sul do estado do Maranhão, alçadas em cotas topográficas que variam entre 200 e 800 m de altitude, sendo gradativamente mais elevadas em direção ao sul do estado. O registro generalizado de coberturas detríticas ou detrito-lateríticas, de idades paleógena e neógena, provam a intensidade dos processos de intemperismo químico e a antiguidade da superfície dos topos dessas chapadas, assim como de todo o conjunto de superfícies tabulares reinantes no Maranhão (Feitosa, 2006).

2.2.2 Morfometria

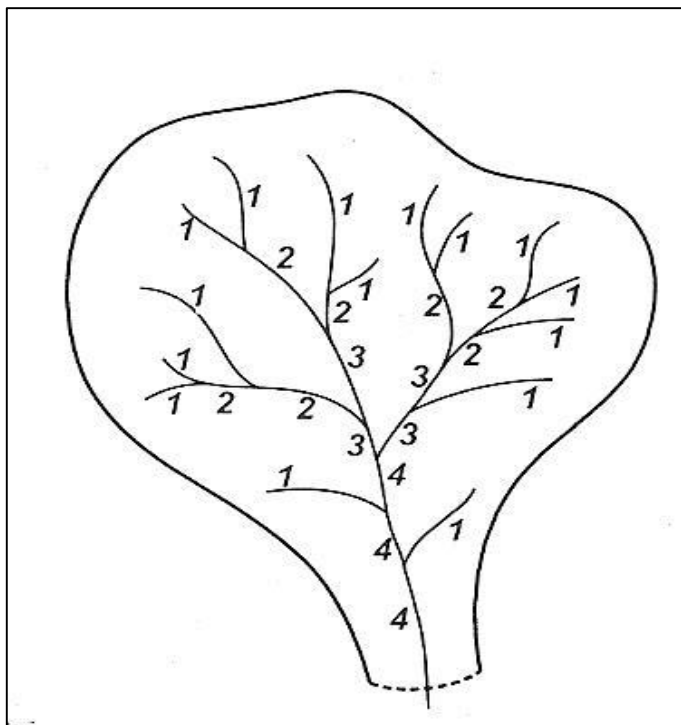
A utilização de parâmetros morfométricos, que procuram reunir evidências sobre o mecanismo evolutivo geomorfológico, vem desde a década de 1950 sendo continuamente

aplicada em diversos estudos. A morfometria foi muito utilizada por clássicos na Geomorfologia, como Strahler (1952), Hack (1973), Christofolleti (1980, 1981), Schumm (1993) para realização das análises dos canais fluviais no que se refere às suas formas e dinâmicas com o auxílio de técnicas quantitativas, sendo consideradas importantes ferramentas aliadas à interpretação da dinâmica geomorfológica e do comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica.

As análises sobre as redes de drenagens tornaram-se consistentes devido às ideias de Horton (1945), que desenvolveu as “Leis da composição de drenagem” obtido através da análise morfométrica e consiste na técnica de ordenação de canais. Com foco especial nos estudos geomorfológicos de bacias hidrográficas, Horton (1945) atesta sua preocupação sobre a falta de ferramentas para investigação adequada do nível de desenvolvimento do relevo, julgando que as pesquisas até então eram fundamentalmente baseadas em aspectos qualitativos.

Strahler (1952) introduziu o modelo de hierarquia fluvial em que os menores canais sem tributários são considerados como de primeira ordem, estendendo-se desde a nascente até a confluência; os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem e só recebem afluentes de primeira ordem; os canais de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem, podendo receber afluentes de segunda e primeira ordens; os canais de quarta ordem surgem da confluência de dois canais de terceira ordem podendo receber tributários das ordens inferiores e assim sucessivamente (Figura 1), até a última ordem que corresponde à ordem geral da bacia considerada, refletindo o grau de desenvolvimento do sistema de drenagem.

Figura 1 - Modelo de hierarquia de canais fluviais (Strahler).



Fonte: Adaptado de Christofolletti (1980).

Para Christofolletti (1974), a morfometria tem como objetivo desenvolver a compreensão das grandezas, nas relações entre a causa e o efeito que se estabelecem entre as formas e os processos pedológico e hidrológico, na formação da bacia hidrográfica, sendo um conjunto de procedimentos que descreve os aspectos geométricos e de composição dos sistemas ambientais. Para este autor, essa análise inicia-se pela ordenação dos canais fluviais, com a finalidade de estabelecer a hierarquia fluvial. Esta, por sua vez, consiste no processo de se estabelecer a classificação de determinado curso d'água ou da área drenada no conjunto total da bacia hidrográfica na qual se encontra para mensurar as formas de relevo.

Segundo o autor supracitado, essas análises são também classificadas em linear, areal e altitudinais. A análise linear consiste nos índices e relações dos componentes das bacias cujas medidas são feitas no comprimento; a análise areal são os índices relacionados ao elemento em que se podem obter medidas planimétricas bem como medições lineares; e por último as análises altitudinais das bacias hidrográficas, que estão diretamente ligadas às movimentações topográficas das áreas drenadas (Christofolletti, 1980).

Através dessas técnicas é possível interpretar questões relacionadas à esculturação do relevo, estruturação, composição geológica e dinâmica hidrológica. Alguns

parâmetros morfométricos podem ser aplicados com o intuito de auxiliar nessa caracterização, na quantificação e na fundamentação teórica sobre alterações ou anomalias, bem como no controle estrutural da rede de drenagem e identificar as possíveis fragilidades ambientais dentro de uma bacia (Christofolletti, 1969; Camolezi et al., 2012).

Além da classificação das redes de drenagem, esses parâmetros são bons indicadores da capacidade de escoamento superficial e podem auxiliar nos estudos de erosão, pois possibilita avaliar o grau de energia e a susceptibilidade de ocorrência de processos erosivos e o comportamento da microbacia ao longo de sua drenagem (Siqueira, et al., 2012).

As características morfométricas continuam sendo estudadas e aplicadas por diferentes autores (Silva et al., 2017; Lopes et al., 2018; Silva e Paes, 2018; Ficher et al., 2019; Santos et al., 2021). Novos métodos e aplicações de técnicas, desenvolvimentos de softwares e equipamentos estão constantemente surgindo na literatura especializada, ao mesmo tempo em que adquirem uma melhor compreensão das metodologias mais clássicas para interpretação do comportamento hidrológico e dinâmica geomorfológica de uma bacia hidrográfica.

2.2.3 *Padrão de drenagem*

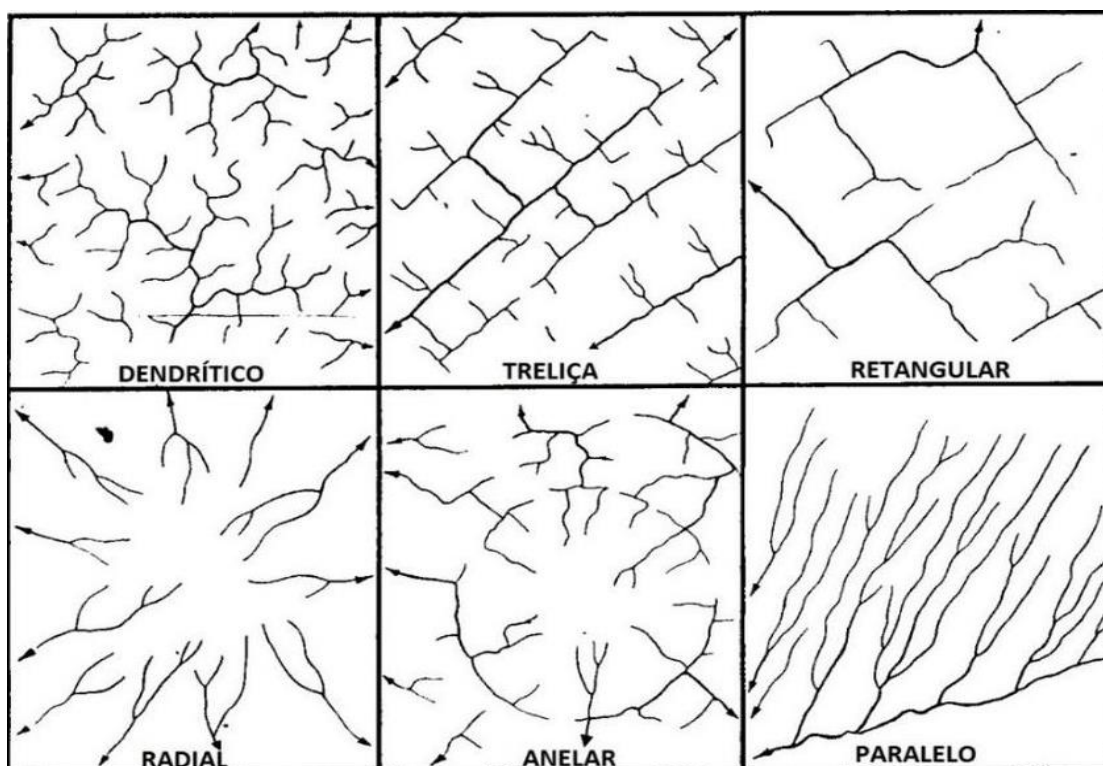
A forma da rede de drenagem é produto da interação complexa da erosão natural e do escoamento superficial, sendo que o produto do efeito da drenagem causa a erosão, tendo interação com o clima e a constituição física e química do solo (Horton, 1945; Strahler, 1957; Christofolletti, 1975). O padrão da drenagem constitui o arranjo espacial dos cursos fluviais na bacia hidrográfica e pode ser influenciado por algumas características naturais da área, entre as quais destacam-se: a disposição das camadas rochosas, a resistência litológica, as diferenças de declividade e a evolução geomorfológica da região.

As drenagens fluviais seguem padrões e os principais tipos (Figura 2) podem ser classificados, de acordo com Christofolletti (1980), como:

- Drenagem dendrítica: é semelhante com a configuração de uma árvore, se desenvolve sobre qualquer tipo de rocha sedimentar, ígnea ou metamórfica. As principais anomalias no padrão dendrítico estão relacionadas a fenômenos tectônicos, e se desenvolve normalmente em rochas com padrões de resistência semelhantes;

- Drenagem paralela: os cursos de água escoam paralelamente uns aos outros. Este tipo de drenagem está relacionado com áreas de alta declividade ou onde os controles estruturais motivam essas mudanças nos espaçamentos, quase que paralelos, comuns em zonas de falhas paralelas;
- Drenagem radial: assemelha-se à disposição de raios de uma roda, com direção a um ponto central. Em geral, não é influenciado pela estrutura, ocorrendo em qualquer tipo de rocha;
- Drenagem anelar: ocorrem combinadas com padrões do tipo radial e especialmente ao redor de estruturas dômicas, principalmente em função da erosão diferencial sobre litologias de composição diferente;
- Drenagem em treliça: composto por rios principais, predispostos paralelamente, recebendo afluentes em sentido transversal aos principais. Ocorre em regiões onde existem camadas alternativas de rocha dura e macia.
- Drenagem retangular: consequência da influência exercida por falhas ou pelo sistema de juntas ou de diáclases. Possuem curvaturas retas nos afluentes.

Figura 2 - Padrões de drenagem principais.



Fonte: Adaptado de Christofolletti (1980).

Para uma completa análise do padrão da drenagem existente e possíveis sistemas de paleodrenagem, alguns pesquisadores propõem métodos para o estudo cuidadoso dos padrões de drenagem, como a fotointerpretação e identificação no campo, para evidenciar, por exemplo, as capturas fluviais. As capturas fluviais apresentam importantes evidências da mudança de relevo, esse processo corresponde ao desvio natural das águas de uma bacia hidrográfica para outra, promovendo a expansão de uma drenagem em desvantagem da vizinha (Oliveira, 2010).

A habilidade de um rio capturar outro depende da sua habilidade de manter seu canal em um nível mais baixo que aquele do rio superior. Assim sendo, os principais fatores que comandam as taxas de erosão mecânica do canal são: o grau de inclinação, a alta energia e a vantagem erosiva, que são também atribuídos como chaves de identificação de uma captura fluvial (Bishop, 1995). O rio que capta é chamado de capturador ou beneficiário; a parte montante do curso captado é chamada de capturada, resultando em uma erosão ativa da drenagem de um rio sobre o outro. Outra evidência é observar o perfil longitudinal do rio, que ajuda a reconstituir sua história, observando rupturas de declive formadas quando seu nível de base rebaixasse no lugar onde é capturado por outro rio (Small, 1977).

A análise dos perfis longitudinais sobre canais fluviais, subsidiam a investigação do controle tectônico na história evolutiva e o entendimento da ocorrência de processos geomorfológicos pretéritos e atuais. A análise do padrão de drenagem permite a compreensão sobre o condicionamento topográfico, litológico e estrutural da área onde se assentam os canais, além de permitir a comparação do percurso de afluentes de uma bacia com o de bacias adjacentes (Andrades Filho, 2010), e o uso desse tipo de classificação qualitativa da rede de drenagem pode evidenciar mais fortemente o controle lito-estrutural e a história geomorfológica da bacia de drenagem, ou seja, o estágio evolutivo do relevo (Stevaux; Latrubesse, 2017).

2.3 Sedimentologia

2.3.1 Transporte fluvial

O transporte fluvial dos sedimentos é considerado o processo realizado pelos rios entre a erosão e a deposição. A sedimentologia caracteriza-se por ser a ciência

responsável pelos estudos destes sedimentos, levando em consideração os processos hidroclimatológicos com ênfase na relação água-sedimento (Carvalho, 2008).

Os sistemas fluviais têm grande capacidade erosiva e transportadora, e investigar os fenômenos de erosão e deposição permite concluir sobre a dinâmica hidrológica dos cursos d'água (Schumm, 1977). Neste ramo, a Geomorfologia Fluvial ganha destaque pois interessa-se pelos processos, formas e materiais relacionados ao escoamento dos rios, englobando assim estudos dos cursos d'água e das bacias hidrográficas (Christofolletti, 1981).

Os sedimentos são partículas sólidas que através de um processo físico ou químico desprendem-se das rochas e, que, ao interagir com agentes dinâmicos externos transportam-se ou depositam-se. Trata-se de partículas derivadas da fragmentação das rochas, seja por processos químicos ou físicos, levadas por água ou vento até os canais fluviais e por eles são transportados e depositados. Os sedimentos transportados pelos rios são ao longo da bacia hidrográfica encaminhados de suas cabeceiras, para áreas planas ocorrendo assim sua deposição, sendo que todos esses processos que envolvem o sedimento, são provenientes de fenômenos naturais que ocorrem através de tempos geológicos, sendo os responsáveis pela forma atual da superfície da terra (Carvalho, 2008). Mesmo sendo um evento natural, esse processo pode sofrer influências antrópicas, seja pelas atividades agrícolas, minerais, de construção civil ou de diversos tipos de atividades e usos humanos.

No que se refere ao trabalho dos rios, pode-se distinguir três etapas: erosão, transporte e deposição do material detrítico. Nesta dinâmica, após a erosão, a partícula inicia sua viagem ao longo do canal (transporte) até sua deposição (sedimentação) final no nível de base do sistema. A carga transportada procede da bacia de drenagem, de depósitos fluviais prévios (terraço e planície de inundação) e do fundo e das margens do próprio canal; ela pode ser dissolvida, no caso de solução iônica ou carga particulada ou clástica, formada de fragmentos dos mais variados tamanhos. Um rio pode conduzir sua carga para outro rio receptor, para o oceano ou para bacias interiores, no caso de lagos ou bacias endorreicas.

O estudo do transporte de sedimentos é importante para a compreensão da erosão hídrica, este processo fluvial pode ser dividido em três formas diferentes: suspensão, saltação e rolamento (Figura 3). O transporte por suspensão é aquele onde os grãos são transportados sem entrar em contato com o chão, o tamanho dos grãos a serem carregados pela suspensão vai depender da energia de turbulência do meio de transporte. A saltação

é o processo que carrega normalmente grãos pesados e intermediários, mantendo pouco contato com o solo, e o rolamento é aquele que carrega normalmente os grãos mais pesados e esses tomam forma mais esféricas ou arredondadas devido ao atrito com o solo.

Figura 3 - Formas de transporte fluvial



Fonte: Christopherson, 2012.

Os grãos transportados por saltação ocorrem com partículas pesadas de tamanho intermediários entre a areia fina e a areia muito grossa e cascalhos. O transporte por suspensão ocasiona depósitos de baixa seleção granulométrica e pouco trabalhamento dos grãos. Este tipo de movimentação ocorre com partículas pequenas, como areia muito fina, silte e argila. E o transporte por rolamento acontece quando as partículas são mais pesadas, como o cascalho, areia grossa e fragmentos de rochas. Ainda neste ciclo, a deposição ocorre quando a energia do fluxo não suporta mais transportar o sedimento. As partículas que ficam em suspensão em rios são de granulometria reduzida, variando de argila a silte, onde permanecem em suspensão pelo fluxo turbulento e são transportados a jusante do canal (Charlton, 2008).

O tamanho do grão, a seleção e a assimetria de um depósito sedimentar são controlados pelas características da área fonte e pelos processos de erosão e seleção durante o transporte (Maclaren, 1981). Neste caso, conhecer a granulometria dos sedimentos transportados, é de grande importância para compreensão da hidrodinâmica de rios e lagos, além de serem fundamentais para extração de informações minuciosas a respeito da dinâmica erosiva e de transformação da paisagem realizada pelos canais fluviais.

2.3.2 *Granulometria dos sedimentos*

O ato de medir o tamanho de um grão é denominado por Suguio (1973) como granulometria. Esta análise constitui a base para descrição precisa do sedimento e o detalhamento da distribuição granulométrica pode fornecer informações sobre os processos físicos atuantes durante a sedimentação (Suguio, 1980). Especificamente, a análise do tamanho das partículas do grão é aplicada para correlacionar amostras provenientes de diferentes unidades estratigráficas, determinar o agente de transporte (vento, rio, corrente de turbidez etc.) e os processos de deposição final, que podem ser utilizados como uma ferramenta básica na caracterização de solos, com propósito de interpretar e caracterizar os ambientes de sedimentação (Folk; Ward, 1957; Carver, 1971; Friedman, 1979).

As análises granulométricas podem ser feitas por diversas técnicas experimentais, como por peneiramento, quando os solos são granulares como as areias e pedregulhos; por sedimentação ou filtração, no caso de solos argilosos; ou por técnicas de difração a laser, sendo a mais simples a técnica do peneiramento (Cerri, 2010). O peneiramento é um dos métodos mais antigos e bastante utilizado na prática laboratorial, e, até hoje, é usado com aplicação comprovada numa variedade de indústrias e nas mais diferentes áreas, dentre elas no processamento mineral. É utilizado na separação por tamanho, no desaguentamento, na deslamagem, na concentração, entre outras combinações dessas aplicações. Este método é entendido como um processo de separação de partículas por tamanho, sendo compreendido em escala laboratorial até a faixa granulométrica de 37 micrometros. A determinação das faixas de tamanho das partículas é feita por meio de uma série de aberturas de peneiras que mantém entre si uma relação constante, podendo o processamento fino ser realizado a seco ou a úmido (Sampaio; França; Braga, 2007).

Embora fatores como forma e densidade das partículas sejam significativos nesse processo, o tamanho da partícula ainda é o fator predominante na classificação por tamanho. Em termos técnicos, o peneiramento, nas operações de laboratório, de material fino, compreende a faixa granulométrica desde 37 até 10 μm (Valire; Wennem, 1980).

Uma alternativa para redução do volume de amostra, necessária aos ensaios de peneiramento, consiste no uso de quarteadores. Neste caso, a amostra é quarteada em duas partes ou, no caso dos quarteadores múltiplos, em um quarto ou menos. Quando se usa o quarteador simples, retorna-se uma das partes para um novo quarteamento e, assim, sucessivamente até se obter a alíquota na quantidade desejada. A padronização das

peneiras foi um dos avanços qualitativos dado ao processo de peneiramento de minérios, neste caminho foram concebidas várias séries de peneiras, segundo critérios semelhantes (Sampaio; França; Braga, 2007).

Segundo os autores supracitados, a granulometria determina as dimensões físicas das partículas de uma rocha ou de um outro sólido, que podem variar de tamanhos extremamente pequenos (partículas coloidais), até maiores como argila, silte, areia, cascalho, matacão e rochas. A granulometria é usualmente expressa em milímetro (mm) ou microns (μm). Na análise granulométrica por peneiramento, alguns fatores podem influenciar o resultado, como o tempo de peneiramento e a massa de material a ser analisada; pode ser a seco, a úmido ou combinado, vai depender da característica do material a ser ensaiado. Basicamente, o que é necessário fazer, é determinar as dimensões das partículas individuais e estudar a sua distribuição, que pode ser pelo peso de cada classe dimensional considerada, pelo seu volume, ou ainda pelo número de partículas integradas em cada classe (Dias, 2004).

Segundo Carvalho (2003) essas investigações permitem entender as mudanças ambientais que ocorreram numa determinada região, a partir da caracterização e interpretação das partículas de sedimentos, no que se refere às propriedades físicas destes, como: tamanho, textura e forma da superfície dos grãos. Sendo assim, o principal objetivo é caracterizar a origem e as transformações sofridas pelos sedimentos, e estas análises têm aplicações práticas nos estudos de drenagem, erosão e capacidade de retenção de água de um solo, podendo, inclusive, indicar a origem e o desgaste sofrido no transporte por esse solo.

Os parâmetros relacionados ao tamanho de grão têm sido utilizados com sucesso em muitos ambientes sedimentares diferentes para direcionar caminhos de transporte e deposição de sedimentos (Le Roux; Rojas, 2007). Este método permite deduzir indicações preciosas sobre a proveniência (designadamente sobre a disponibilidade de determinados tipos de partículas e sobre as rochas que lhes deram origem), sobre o transporte (utilizando, por exemplo, o conceito de maturidade textural e a resistência das partículas, segundo a sua composição, à abrasão e à alteração química), e sobre os ambientes deposicionais (Dias, 2004). Neste sentido, essas análises permitem uma aproximação inicial ao conhecimento da dinâmica sedimentar e da variação da energia do fluxo no canal (Torrisi et al., 2016).

3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Como todo trabalho científico, esta pesquisa segue alguns procedimentos teórico-metodológicos necessários para sua realização, partindo da escolha do método, técnicas, materiais e com divisão de etapas importantes, tais como: trabalhos de gabinete, trabalhos de campo e trabalhos laboratoriais que serão descritos a seguir.

3.1 Métodos

O método é um procedimento regular fundamental na estruturação da pesquisa científica, pois ele guiará o pesquisador durante todas as etapas. O método científico é um conjunto de procedimentos por meio dos quais são propostos os problemas científicos e em sequência são colocadas à prova as hipóteses científicas (Bunge, 1974).

Nesta perspectiva, essa pesquisa segue a abordagem do método hipotético-dedutivo, que tem base, principalmente, nas ideias matemáticas de Descartes (1596-1650) e na evolução das ideias de Popper (1975) que apresenta o método hipotético-dedutivo como o que procura uma solução, por meio de tentativas (hipóteses, cálculos, teorias) e eliminação de erros. Nesse método a investigação começa com um problema prático e/ou teórico.

Partindo deste método e selecionando a bacia hidrográfica como unidade de análise, os componentes ambientais foram analisados de forma geossistêmica, por permitir identificar as interações dos componentes ambientais de forma integrada, adotando as proposições do conceito de paisagem de Bertrand para a análise geoambiental (2004).

3.2 Técnicas

Com a evolução da ciência, novidades em técnicas e equipamentos tem se apresentado para auxiliar e aprimorar as pesquisas. Atualmente, a Geomorfologia dispõe de uma grande variedade de métodos, técnicas e equipamentos modernos que permitem estudar com profundidade formas de relevo ao conciliar observações de campo, modelos de previsão e informações extraídas de dados de sensoriamento remoto e de experimento de laboratório (Florenzano, 2008).

Para analisar a evolução do relevo, foram adotadas algumas metodologias que enfatizam aspectos qualitativos do meio físico relacionados às formas do relevo e da rede

de drenagem, e quantitativos relacionados à análise granulométrica e à aplicação de índices morfométricos no estudo geomorfológico.

Nos estudos geomorfológicos, os aspectos qualitativos referem-se às análises descritivas do relevo e da rede de drenagem, representados pelas suas formas e aparência. Andrades filho (2010) ressalta que uma das formas eficientes de análise qualitativa da rede de drenagem está voltada à análise do padrão de drenagem, que se refere à forma que é traçado o conjunto de canais.

As técnicas mais usuais para o entendimento e identificação dos padrões de influência do relevo que compõe a paisagem é o estudo dos padrões de drenagens e o cálculo do índice morfométrico, onde é considerado que os cursos d'água replicam as mudanças que ocorrem na crosta podendo ser tectônica, climática ou erosiva. Esse processo torna as análises de drenagem ideais para identificação de áreas sujeitas às movimentações e à avaliação qualitativa das deformações e sua intensidade (Burnett; Schumm, 1983; Doranti, 2003).

Estudos referentes ao comportamento hidrológico de qualquer bacia hidrográfica, de maneira quantitativa, utiliza-se do método de análise morfométrica, pois além da caracterização da rede de drenagem, considera-se a geologia e geomorfologia da área de estudo e sua dinâmica hidrológica, de maneira integrada.

3.2.1 Caracterização dos parâmetros morfométricos

Os parâmetros morfométricos comumente utilizados para a análise do relevo que dão subsídio para esta pesquisa são: declividade, índice de rugosidade (IR), perfil longitudinal e Relação Declividade-Extensão – RDE e densidade de drenagem (DD)

-Declividade

De acordo com Von Blanckenburg (2006), a declividade é um parâmetro que exerce um controle sobre as taxas denudacionais muito mais significativo do que a amplitude de relevo de uma bacia. A declividade é a inclinação da superfície do terreno em relação à horizontal, ou seja, a relação entre a diferença de altura (dh) entre dois pontos e a distância horizontal (dH) entre esses pontos. É dada pelo ângulo de inclinação (zenital) da superfície do terreno em relação à horizontal, e os valores podem variar de 0° a 90° e podem ser expressos em porcentagem (INPE, 2011).

De acordo com Silveira et al. (2006) “quanto maior o ângulo da declividade, mais rapidamente a energia potencial das águas pluviais se transforma em energia cinética, aumentando a velocidade das massas de água e sua capacidade de transporte”, assim em vertentes com maior declividade, há a tendência de haver maior perda de solo. Além desse ser um dos parâmetros que mais influencia no escoamento superficial das águas.

- *Índice de rugosidade (IR)*

O Índice de Rugosidade (IR) define-se genericamente como o índice de irregularidades ou a variabilidade não sistemática da elevação do terreno (Hobson, 1972), e que pode ser relacionada, de modo geral, ao grau de dissecação da superfície terrestre. O IR relaciona a disponibilidade do escoamento hídrico superficial com seu potencial erosivo, expresso pela declividade média.

Nesta pesquisa é aplicado o parâmetro adotado por Sampaio (2008), que utiliza o processamento matemático dos pixels contidos em um MDE (Modelo Digital de Elevação) para o levantamento quantitativo do formato das vertentes e, sobretudo dissecação do relevo. A metodologia baseia-se na análise das curvaturas verticais e horizontais das vertentes para classificação morfométrica do relevo (Zuquette; Gandolfi, 2004; Valeriano, 2008; Sampaio; Augustin, 2014). Seguindo essa proposta de Sampaio (2008) consideram-se seis classes de rugosidade para os intervalos das seis unidades de relevo (Quadro 1).

Quadro 1 – Classes de rugosidade.

Classes de rugosidade	Unidades de relevo
Valores abaixo de 2,5	Plano
Valores de 2,5 a 6	Suavemente Ondulado
Valores de 6 a 14	Ondulado
Valores de 14 a 30	Fortemente Ondulado
Valores de 30 a 45	Escarpado
Valores acima de 45	Fortemente Escarpado

Fonte: Adaptado de Sampaio (2008).

- *Perfil longitudinal*

O perfil longitudinal consiste num método que basicamente utiliza-se de dados de altitude e extensão do canal. Trata-se de uma relação visual entre a altitude e o comprimento de um determinado curso d'água (Christofolletti, 1981).

Conforme enfatizado por McKeown et al. (1988), o formato do perfil longitudinal de um curso d'água que esteja em equilíbrio apresenta a típica forma côncava, que pode ser descrita por uma equação exponencial; qualquer alteração no perfil leva a corrente a se ajustar na busca de um novo equilíbrio, seja erodindo seu próprio leito, seja propiciando agradação.

Etchebehere et al. (2004) afirmam que quanto mais equilibrado for o curso d'água, mais ajustado será o seu perfil e que estes poderão ser considerados em equilíbrio quando não se verificar agradação ou entalhe do talvegue, havendo, somente fluxo da carga sedimentar. Normalmente os rios ao longo de seu curso possuem vários trechos em equilíbrio (ajustados) e em desequilíbrio (desajustados). Neste contexto, Carlston (1969) apud Melo et al. (2009) ressaltam que os trechos em equilíbrio apresentam inclinações suaves e decrescentes no sentido de montante para jusante, já os trechos em desajustes apresentam irregularidades ou mesmo deformações em seu traçado, compreendidas como anomalias de drenagem.

- *Relação Declividade-Extensão (RDE)*

A técnica denominada Relação Declividade-Extensão (RDE), também conhecida como “Índice de Hack” (1973), foi utilizada para a identificação de deformações crustais a partir de parâmetros morfométricos obtidos do perfil longitudinal da drenagem. O RDE possibilita uma avaliação rápida, eficaz e de baixo custo acerca das hipóteses de ocorrência de neotectônica (Etchebehere, 2004). Este índice possibilita a análise de perfis longitudinais de rios e de trechos selecionados, propiciando as bases para o estabelecimento de comparações entre cursos d'água de ordem e de porte diferentes.

O RDE se correlaciona com os níveis de energia da corrente, refletida na capacidade de erodir o substrato e de transportar a carga sedimentar. Segundo Keller e Pinter (1996), esta energia é proporcional à declividade da superfície por onde flui o curso d'água (o gradiente) e à descarga (volume) do mesmo naquele trecho, este segundo fator sendo considerado diretamente proporcional ao comprimento da drenagem (Etchebehere, 2004).

O índice de Hack, para Cremon (2013), é um parâmetro quantitativamente significativo, pois está relacionado à potência do canal (*stream power*) para transportar material de dada granulometria e às características do canal com a resistência de fluxos. O índice pode ser calculado para todo o canal, para comparações de diferentes cursos fluviais ou por trechos, este último sendo mais voltado para análise detalhada das

variações dos índices, que têm relação mais local, aplicando-se à análise tectônica de detalhe.

- *Densidade de drenagem*

A densidade de drenagem é uma das variáveis mais importantes para a análise morfométrica das bacias de drenagem, representando o grau de dissecação topográfica, em paisagens elaboradas pela atuação fluvial, ou expressando a quantidade disponível de canais para o escoamento e o controle exercido pelas estruturas geológicas. Nas rochas onde a infiltração encontra maior dificuldade há condições melhores para o escoamento superficial, gerando dificuldades para a esculturação dos canais, como entre as rochas clásticas de granulação fina, e, como consequência, densidade e drenagem mais elevada. O contrário ocorre com as rochas de granulometria grossa (Christofolletti, 1981).

Carvalho et al. (2007) ressalta que a densidade de drenagem é uma boa indicação do grau de desenvolvimento de um sistema de drenagem. Expressa a relação entre o comprimento total dos cursos d'água (sejam eles efêmeros, intermitentes ou perenes) de uma bacia e a sua área total (Quadro 2).

Quadro 2 - Classificação da densidade de drenagem

Densidade de drenagem	Classificação
Bacias com drenagem pobre	$Dd < 0,5 \text{ km/km}^2$
Bacias com drenagem regular	$0,5 < Dd < 1,5 \text{ km/km}^2$
Bacias com drenagem boa	$1,5 < Dd < 2,5 \text{ km/km}^2$
Bacia com drenagem muito boa	$2,5 < Dd < 3,5 \text{ km/km}^2$
Bacia excepcionalmente bem drenadas	$Dd < 3,5 \text{ km/km}^2$

Fonte: Adaptado de Carvalho (2007).

3.3 Trabalhos de Gabinete

3.3.1 *Revisão bibliográfica*

Foi realizado um levantamento bibliográfico e documental histórico voltado para a análise do tema proposto. Essa compilação de publicações e referências abrange os estudos voltados à geomorfologia, geologia, paisagem, rede de drenagem, sedimentologia, morfometria, morfotectônica e, especificamente, trabalhos já realizados na região do alto curso do Itapecuru, para facilitação da análise das formas de relevo e para a compreensão da dinâmica da paisagem local.

Dentre estes, foram consultados trabalhos de clássicos que tratam do tema como: Bigarella (1965), Ab'saber (1969), Hack (1973), Suguio (1973), Christofolletti (1981), Ross (1990), além de pesquisas mais recentes, tais como: Dias (2004) Florenzano (2008), Andrades Filho (2010), CPRM (2013), Marent (2016), Silva (2014, 2020), Jesus et al (2021) e IMESC (2021). Todas as informações consultadas e dados existentes relacionados ao tema e sobre a área de estudo foram sistematizados, analisados e interpretados, fazendo a correlação com os dados obtidos em outras fontes como auxílio para interpretação dos parâmetros morfométricos e sedimentológicos.

3.3.2 Geração de mapas

Para o desenvolvimento deste trabalho foi utilizado o software Qgis 3.22.11 (Bialowieza) e 3.30 (With GRASS). Escolheu-se esse software por ser gratuito e por suprir as necessidades do trabalho, adotando o Sistema de Coordenadas Geográficas e o Datum – Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas de 2000 (SIRGAS 2000).

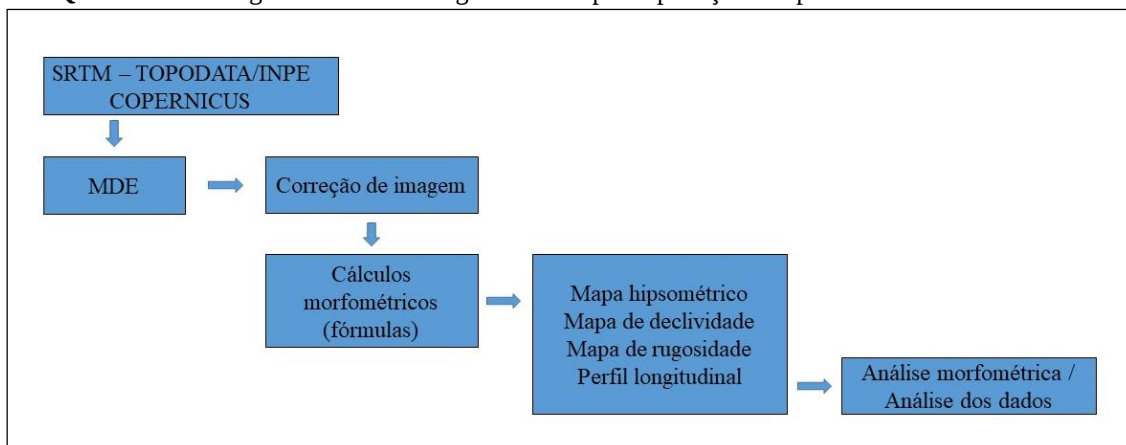
Os dados cartográficos necessários para os mapas de localização, geomorfologia, geologia e uso e cobertura vegetal foram obtidos em formato *shapefile* delimitados na escala de 1:250.000 que foram extraídos dos bancos de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (2017, 2021) Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM (2013) Agência Nacional das Águas – ANA (2018) e Ministério do Meio Ambiente – MMA (2024).

Para analisar o perfil climático da região, foi consultado o banco de dados meteorológicos do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. Especificamente, foram colhidos dados da estação Colinas, que monitora essa região há mais tempo. Com esses resultados foi elaborado um climograma traçando dados históricos dos anos 1991 a 2020, que mediram as precipitações e as temperaturas anuais de 30 anos dessa região.

A base da hidrografia utilizada nos mapas foi organizada por Veruska Costa de Jesus (2017). Essa base serviu para uma compreensão mais detalhada da rede de drenagem, considerando que foi vetorizada em escala de 1:10.000. Para a delimitação dos compartimentos e análise dos dados morfométricos foram utilizados o MDE da Shuttle Radar Topography Mission – SRTM (2000), disponíveis no Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil – TOPODATA/INPE e o MDE da Copernicus Global DSM, ambos com resolução espacial de 30 metros e extraídos automaticamente através do plugin OpenTopography DEM Downloader do Qgis.

Segundo Fraga (2014), o uso do MDE, bem como a consolidação das tecnologias na área de geoprocessamento em ambientes de SIG, garante eficiência na obtenção e confiabilidade de resultados envolvendo delimitação automática de bacias hidrográficas. A partir do uso destas ferramentas, foram extraídos e calculados os parâmetros morfométricos de análise linear, zonal e altitudinais (Quadro 3).

Quadro 3 - Fluxograma da metodologia utilizada para aplicação dos parâmetros morfométricos.



Fonte: Elaborado pela autora (2024).

Para a criação do mapa de hipsometria foram criadas dez classes de altitude, cada qual com 40 metros de amplitude, as quais são: 207-247; 247-287; 287-327; 327-367; 367-407; 407-447; 447-487; 487-527; 527-567; 567-612. Trentin e Robaina (2005) afirmam que o mapa hipsométrico tem fundamental importância na análise da energia do relevo, pois ele indica condições mais propícias à dissecação para áreas de maior altitude, e à acumulação para áreas de menor altitude.

Os dados da declividade resultaram no mapa com seis classes de diferentes porcentagens de declive e características de relevo sendo: 0 - 3% (Plano); 3 - 8% (Suavemente ondulado); 8 - 20% (Ondulado); 20 - 45% (Fortemente ondulado); 45 - 75% (Montanhoso¹) e maior de 75% (Escarpado), que foram classificadas seguindo Embrapa (1979).¹

Para obter o resultado do índice de rugosidade e o respectivo mapa, foi utilizado a ferramenta estatística quartil, que ela leva em consideração os valores mínimos e máximos presentes para a área e a distribuição do número de células no histograma.

¹ Este termo foi utilizado por seguir o modelo padrão da Embrapa (1979) para a classificação de declividade, porém, esta classificação não coincide com o relevo nordestino, nem especificamente ao da área de estudo.

Assim foram consideradas seis classes de porcentagem de rugosidade para os intervalos das seis unidades de relevo, das áreas mais suaves até as mais abruptas, seguindo o seguinte modelo de Sampaio (2008): plano – valores abaixo de 2,5; suavemente ondulado – valores de 2,5 a 6; ondulado – valores de 6 a 14; fortemente ondulado – valores de 14 a 30; escarpado – valores de 30 a 45 e fortemente escarpado – valores acima de 45.

Para a confecção do mapa de relevo em 3D, o MDE foi extraído diretamente do Qgis, onde foi selecionado o MDE da Copernicus Global DSM, e para a visualização das capturas de drenagem foi utilizado o complemento *QuickMapsServices*, onde foram selecionadas as imagens do Google Satellite.

Para a confecção do mapa de RDE foi utilizado o MDE da SRTM (2000) e as fórmulas foram calculadas no *Excel* da seguinte forma:

$$RDE_{(total)} = (\Delta H / L_n L) / RDE_{(trecho)} = (\Delta H / \Delta L) \times L$$

O cálculo do RDE trecho é utilizado para pequenas extensões nas quais o rio principal está sendo dividido. E o cálculo do RDE total é aplicado para toda a extensão do curso, da nascente até a foz do rio que se deseja analisar.

No RDE total, o ΔH : é a diferença altimétrica entre a cota localizada na cabeceira do rio e a cota localizada na foz dele (m); o $L_n L$: é o logaritmo natural da extensão total do curso de água (m). E no RDE trecho, o ΔH : é a diferença altimétrica entre dois pontos selecionados no curso de água (m); o ΔL : é o comprimento sinuoso do trecho analisado (m); o L : corresponde à extensão total (em linha reta) que vai da nascente do canal até o ponto final do trecho para onde o índice RDE está sendo calculado (m).

Para chegar aos resultados e verificar se existe influência tectônica na área de estudo, foi realizado o cálculo do RDE real, que é dado pela divisão do valor do RDE trecho pelo valor do RDE total do curso que está sendo analisado. E para complementar a aplicação desse índice, foram feitos três perfis topográficos nos trechos analisados para verificação das anomalias de drenagem e a curva de equilíbrio dos canais.

Para a construção dos perfis, foram utilizados três complementos (plugins) no Qgis. Os rios foram selecionados na rede de drenagem e para retirar as informações de elevação, foi utilizado o MDE da Copernicus. Realizado isso, foi utilizado o QChainage, onde foram definidos os pontos cotados do trajeto do curso d'água, com distâncias de 3.000 metros (ou seja, a cada 3 km tem um ponto cotado), para redução do ruído do perfil longitudinal e deixá-lo mais suavizado. Para finalização foi utilizado o Point Sampling

Tool, onde foi retirado de cada ponto cotado definido a elevação do MDE, ou seja, cada ponto a partir disso segue a trajetória do rio, a cada 3km ele tem uma coordenada e uma elevação. Por fim, foram inseridas as informações dos pontos, contendo a elevação (eixo y) e a distância (eixo x) (isto é, o trajeto do rio) em um gráfico de linha (função linear).

Para descobrir a densidade de drenagem da área de estudo, os valores foram extraídos conforme Jorge e Uehara (1998), descrita assim:

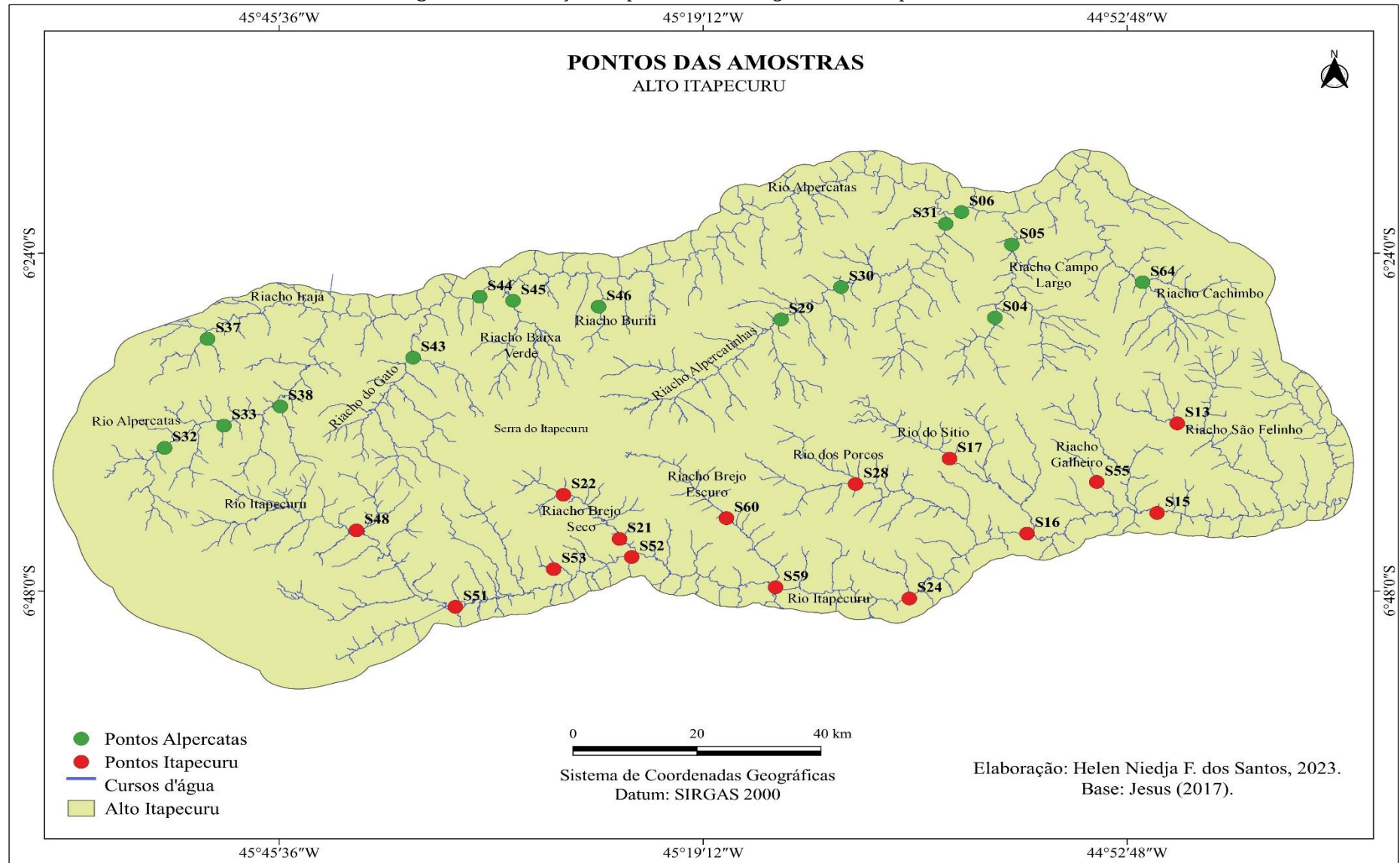
$$D = \Sigma l / A$$

Onde: D = densidade de drenagem; Σl = somatório de todos os comprimentos dos cursos d'água constituídos na bacia; A = área total da bacia. Para chegar ao resultado, a equação acima foi calculada pela calculadora raster no Qgis. Os resultados da equação da densidade de drenagem foram agrupados em cinco classes diferentes, sendo elas pobre, regular, boa, muito boa e excepcionalmente bem drenadas, que integraram as outras análises morfométricas e permitiram chegar as conclusões a respeito do modelo terrestre.

3.4 Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo são essenciais para conferir as informações obtidas em outras fontes e onde o pesquisador tem a possibilidade de sanar as dúvidas de algumas áreas não identificadas (Florenzano, 2008). As excursões ao longo do Alto Itapecuru tiveram início em 2017, e foram importantes para o reconhecimento da área, levantamento dos dados geoambientais, coleta de amostras de sedimentos (Figura 4), marcação de pontos através do Global Navigation Satellite Systems (GNSS), e principalmente, para investigar as formas de relevo presentes na área de estudo, correlacionando os dados cartográficos com as características geomorfológicas visuais presentes na paisagem.

Figura 4 – Localização dos pontos de amostragem no Alto Itapecuru - MA.



Fonte: Adaptado de Jesus (2017). Elaborado pela autora (2023).

As campanhas de campo subsidiaram a interpretação das formas e processos, buscando, sempre que possível, comparar e validar em campo os relevos simbolizados interpretados por sensoriamento remoto. Para uma melhor interpretação dos dados obtidos, a área de estudo foi dividida em 2 ambientes: rio Itapecuru e rio Alpercatas. Essa divisão ocorreu para que tivesse um modelo estatístico e cobertura bem distribuída, então 15 amostras foram determinadas para cada um dos 2 ambientes, totalizando 30 amostras distribuídas na área de estudo.

3.5 Trabalho de Laboratório

3.5.1 *Análise Granulométrica*

Os procedimentos desta etapa tiveram início após os trabalhos de campo, as amostras foram secas no Laboratório de Estudos em Bacias Hidrográficas - LEBAC (Figura 5 - A) e em seguida foram encaminhadas para o Laboratório de Estudos em Oceanografia Geológica - LEOG, (Figura 6 – B), onde as amostras foram homogeneizadas por meio da técnica de quarteamento, que é o processo de redução da amostra em pequenas porções representativas da amostra inicial (Leite et al., 2014).

Figura 5 - (A) Secagem das amostras (B) Processo de quarteamento

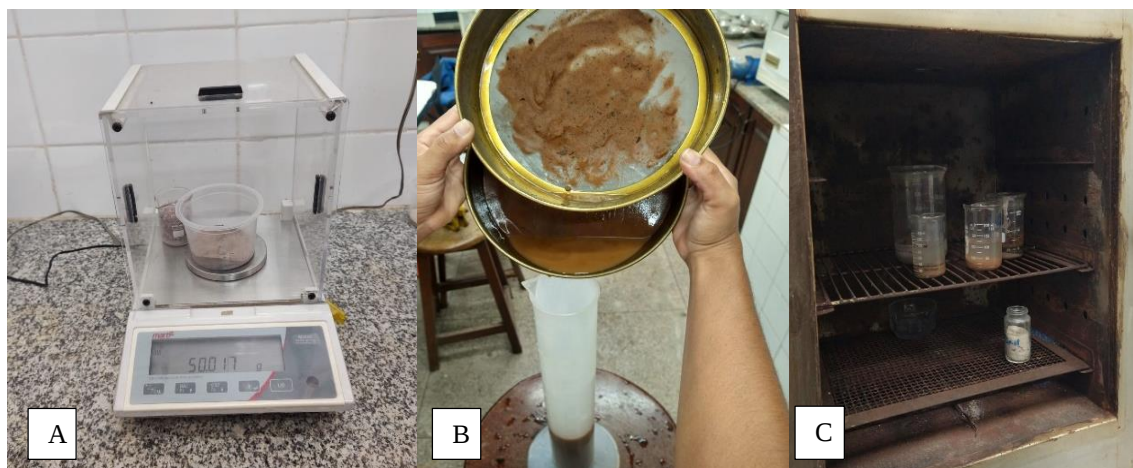


Fonte: Arquivos da autora (2022).

Após a etapa de quarteamento, foram pesadas 50 gramas de cada amostra na balança de precisão. Com as amostras homogeneizadas e devidamente pesadas, a etapa da granulometria seguiu para a lavagem úmida em peneira 0,62 mm com 1.000 ml de água. Neste processo, separou-se os materiais finos da areia, onde o material lamoso seguiu

para repouso nas provetas e o restante do material arenoso na peneira foi para secagem na estufa à 60 °C (Figura 6).

Figura 6 - (A) Pesagem dos sedimentos (B) Lavagem e separação dos sedimentos (C) Secagem em estufa.



Fonte: Arquivos da autora (2023).

Após estas etapas de separação de sedimentos, iniciou-se a etapa de pipetagem, que corresponde à separação granulométrica dos sedimentos lamosos. Para esta etapa, foi necessário o uso de provetas de 1000 ml, água, antifloculante Calgon (NaPO_4), pipetas de 20 ml, béqueres de 50 ml, bastão, 15 a 20 g de lama, cronômetro e novamente utilizou-se a balança. Este procedimento baseia-se na velocidade de decantação das partículas, utilizando o diâmetro equivalente, ou seja, o diâmetro de uma esfera de quartzo que apresenta a mesma velocidade de decantação da partícula, como parâmetro de tamanho. Quanto maior o tempo decorrido, maior será a concentração de material em determinada profundidade devido à maior velocidade de concentração de partículas. Utiliza-se a profundidade da coluna de decantação e o tempo decorrido para amostrar determinado tamanho de grão, para isso é necessário cumprir o cronograma de tempos e coletas exatas.

Seguindo os procedimentos necessários, na etapa da peneiragem, que é a separação das classes dos sedimentos arenosos, foram utilizadas peneiras de aberturas de malhas distintas, que são escolhidas de acordo com uma escala de tamanho de grão da areia. O tempo de peneiragem completa é de 10 minutos, segundo Lindholm (1987). Na transferência de material utiliza-se béqueres para a pesagem, e evita-se a perda de material para chegar aos valores finais da análise com confiança.

3.5.2 Análise estatística

Após as etapas manuais da granulometria, a análise seguiu para o tratamento estatístico proposto por Folk e Ward (1954). A classificação criada por esses autores utiliza dois diagramas: um para determinar a nomenclatura de sedimentos que misturam cascalho, areia e lama e o outro para sedimentos que consistem em areia e lama.

Os parâmetros estatísticos foram processados no *software* Gradistat versão 8.0 a partir do percentual retido em cada intervalo de fração de $\frac{1}{2}$. O Gradistat foi criado para a análise rápida de estatísticas de tamanho de grão de qualquer uma das técnicas de medição padrão, como peneiramento e granulometria a laser. Trata-se de um programa versátil que é executado no pacote de planilhas do *Excel*, aceitando dados de tamanho padrão e não padrão, produzindo uma variedade de saídas de planilhas e gráficos, incluindo gráficos de frequência e ternários (Blott; Pye, 2001).

Neste programa, as estatísticas são calculadas usando o Método dos Momentos na linguagem de programação Microsoft Visual Basic: média, moda (s), classificação (desvio padrão), assimetria, curtose, D10, D50, D90, D90/D10, D90-D10, D75/D25 e D75-D25. Os parâmetros de tamanho de grão são calculados aritmeticamente e geometricamente (em microns) e logaritmicamente (usando a escala phi) (Krumbein; Pettijohn, 19381).

A interpolação linear também é usada para calcular parâmetros estatísticos pelo método gráfico de Folk e Ward (1957) e derivar descrições físicas, como “areia muito grossa” e “classificada moderadamente”. O programa também fornece uma descrição física do grupo textural ao qual a amostra pertence e o nome do sedimento (como “areia fina e grossa”) segundo Folk (1954). Também está incluída uma tabela com a porcentagem de grãos que caem em cada fração de tamanho, modificada de Udden (1914) e Wentworth (1922). Em termos de saída gráfica, o programa fornece gráficos da distribuição de tamanho de grão e distribuição cumulativa dos dados em unidades métricas e phi e exibe o tamanho de grão de amostra em diagramas triangulares.

Para identificar a tendência granulométrica os parâmetros analisados foram: granulometria média, assimetria, desvio padrão/seleção, moda e curtose, seguindo a proposta de Folk e Ward (1957).

Média: Este parâmetro refere-se à tendência central do tamanho médio dos grãos de um dado sedimento, que fornece dados sobre a energia cinética média do agente de deposição.

Moda: Este parâmetro indica a energia de trabalhamento dos sedimentos. Comumente, os sedimentos maduros, retrabalhados, são usualmente unimodais; enquanto os sedimentos imaturos, pouco retrabalhados, são bimodais ou polimodais (Baisch et al., 2003).

Assimetria: Esse parâmetro traduz a posição da mediana em relação à média aritmética (Quadro 4). A assimetria é um parâmetro usado para identificação de ambientes com predomínio da deposição (assimetria positiva) e erosão através de remoção seletiva (assimetria negativa) demonstrando a distinção entre ambientes de alta e baixa energia (Duane, 1964).

Quadro 4 - Designações de valores de assimetrias.

Assimetria (S_k)	Classificação
+0,30 a +1,00	Muito positiva. Fortemente assimétrica no sentido dos finos
+0,10 a + 0,30	Positiva. Assimétrica no sentido dos finos
+0,10 a -0,10	Aproximadamente simétrica
-0,10 a -0,30	Negativa assimétrica no sentido dos grossos
-0,30 a -1,00	Muito negativa fortemente assimétrica no sentido dos grossos

Fonte: Adaptado de Folk (1957).

Curtose: A curtose representa a diferença entre a altura de uma classe granulométrica em relação às outras, quanto maior for essa diferença, maior será o grau de agudez, ou curtose da amostra (Baisch et al., apud Farias, 2008). As escalas qualitativas para a descrição desse grau (Quadro 5), segundo a classificação de Folk e Ward (1957) são:

Quadro 5: Tabela de classificação de curtose.

Classe de Curtose em $\Phi(\phi)$	Classificação
< 0,67	Muito Platicúrtica
0,67 a 0,90	Platicúrtica
0,90 a 1,11	Mesocúrtica
1,11 a 1,50	Leptocúrtica
1,50 a 3,00	Muito leptocúrtica
> 3,00	Extremamente leptocúrtica

Fonte: Adaptado de Folk e Ward (1957).

Essas classificações indicam que uma curtose platicúrtica sugere uma tendência deposicional, uma curtose mesocúrtica indica ambientes de transição e uma curtose leptocúrtica sugere transporte, podendo indicar remoção de alguma fração por meio de correntes de fundo. Valores de curtose muito altos ou muito baixos podem indicar que

um tipo de material foi selecionado em uma região de alta energia e transportado sem perder suas características para um ambiente possivelmente de baixa energia (Costa, 2011).

Desvio padrão/seleção: O grau de seleção ou desvio padrão (Quadro 6) é usado como indicador de maturidade textural do sedimento (Dias, 2004), que está associado ao selecionamento da amostra que nos dá informação a respeito das condições de transporte e deposição. Está relacionado ao retrabalhamento dos depósitos e reflete as variações das condições de fluxo, tais como velocidade e turbulência (Fernandez, 2000).

Quadro 6 - Classificação do grau de seleção.

Classe em Phi	Classificação
0,00 a 0,35	Muito bem selecionado
0,35 a 0,50	Bem selecionado
0,50 a 0,71	Moderadamente bem selecionado
0,71 a 1,00	Moderadamente selecionado
1,00 a 2,00	Pobremamente selecionado
2,00 a 4,00	Muito pobremamente selecionado
>4,00	Extremamente mal selecionado

Fonte: Adaptado de Dias (2004).

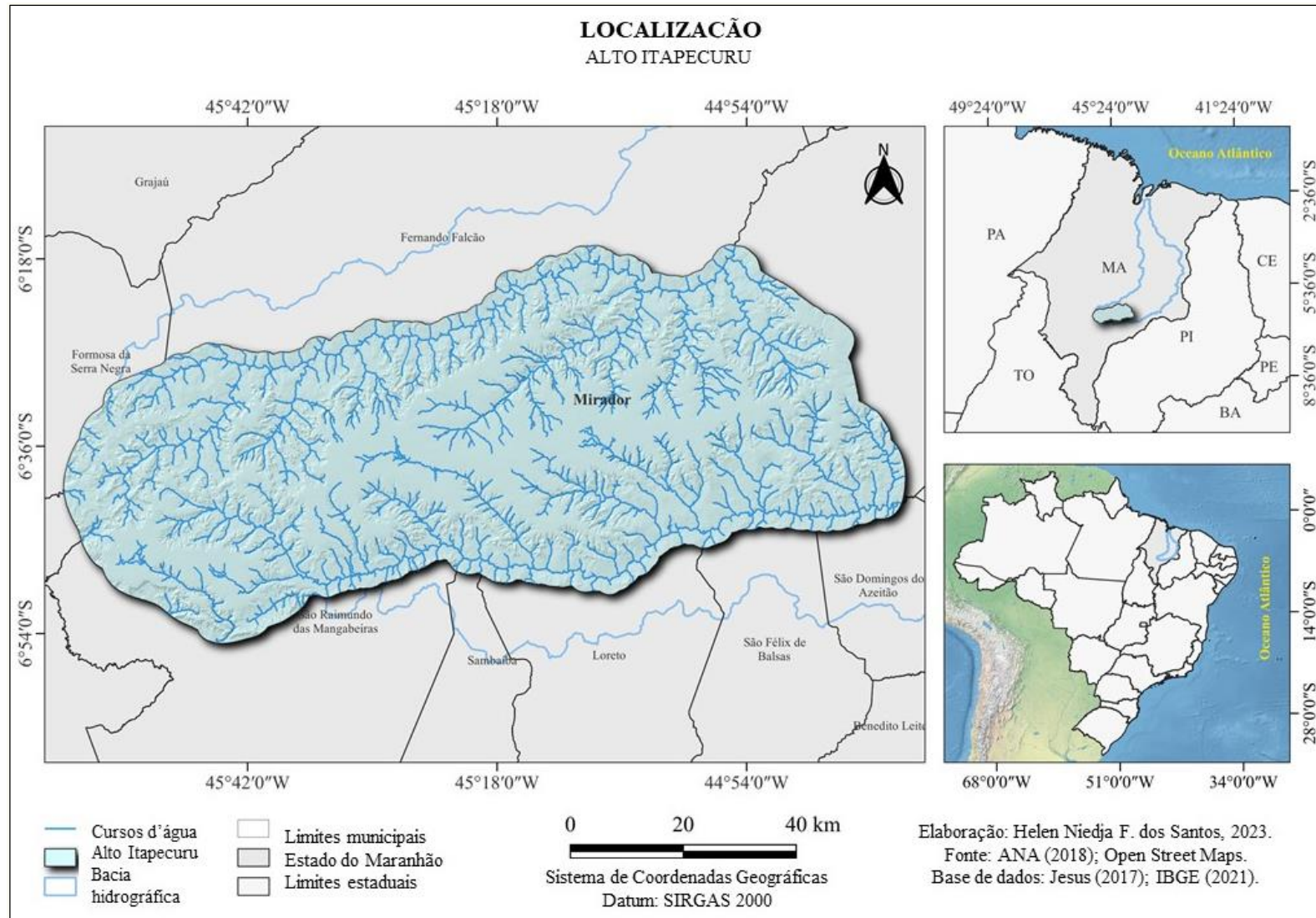
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo destina-se à apresentação dos resultados da pesquisa, que está organizado em subcapítulos, sendo eles: 4.1 – Caracterização da área de estudo; 4.1.1 Geologia regional; 4.1.2 Geologia local; 4.1.3 Caracterização Geomorfológica; 4.2 - Análise Morfométrica e 4.3 - Análise da Granulometria e 4.4 – Análise da dinâmica fluvial e suas contribuições na evolução do relevo.

4.1 Caracterização da área de estudo

A bacia hidrográfica do rio Itapecuru está localizada no Nordeste brasileiro, faz parte da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental, é a segunda maior bacia fluvial do estado do Maranhão e está dividida em três regiões fisiográficas: alto, médio e baixo Itapecuru. Situa-se na região centro-sul do Maranhão (Figura 7), no bioma Cerrado, entre as coordenadas geográficas: 6°18'0''S e 6°54'0''S de latitude e, 45°42'0''W e 44°54'0''W de longitude.

Figura 7 - Mapa de localização da área de estudo no Alto Itapecuru - MA

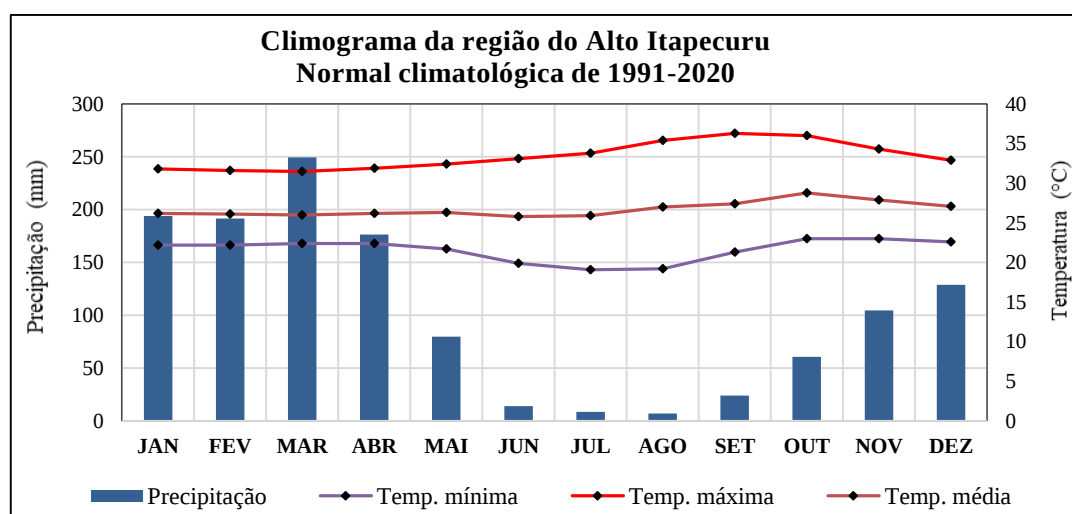


Fonte: Adaptado de IBGE (2021), ANA (2018), Jesus (2017). Elaborado pela autora (2023).

De acordo com a mais recente divisão regional do IBGE (2017), a área de estudo localiza-se nas Regiões Geográficas Intermediárias de Presidente Dutra e Imperatriz, e nas Regiões Imediatas de Balsas e Colinas. O Alto Itapecuru está inserido, quase totalmente, no maior Parque Estadual do Maranhão: o Mirador. Este parque foi criado em 1980 pelo Decreto nº 7.641 de 04/06/1980, com uma área de 700.000 hectares. Em 2009 passou por uma alteração de limites pela Lei nº 8958 de 08/05/2009, passando a ter 766.781 hectares, e mais recentemente tramita o projeto de Lei nº 280/2024, que propõe a diminuição dessa área em 264.747,02 hectares. Este parque é uma Unidade de Conservação – UC, de suma importância para a regulamentação ambiental do Maranhão, por ser uma área escolhida para proteção da Bacia Hidrográfica do Alto Itapecuru, onde se encontram as nascentes de diversos formadores do rio Itapecuru, que abastece vinte cidades maranhenses, inclusive a capital São Luís.

Essa região está posicionada geograficamente entre uma transição de climas, de semiárido para semiúmido, porém o clima predominante é o tropical subúmido seco (Aw). Apresenta regime de chuvas influenciado pela Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS, que contribui para o período chuvoso que ocorre a partir de outubro até abril. De acordo com os dados do INMET, de 1991 a 2020 a média da precipitação anual foi de 1.239,5 mm, e as temperaturas observadas foram de 21,6 ° C a mínima e 33,4 ° C a máxima (Gráfico 1). Estes valores aproximam-se da média divulgada pelo IMESC (2021), onde a precipitação pluviométrica anual é de aproximadamente 850 mm até 1.299 mm e a temperatura média do ar tem valores em torno de 25°C.

Gráfico 1 – Climograma da região do Alto Itapecuru – MA.



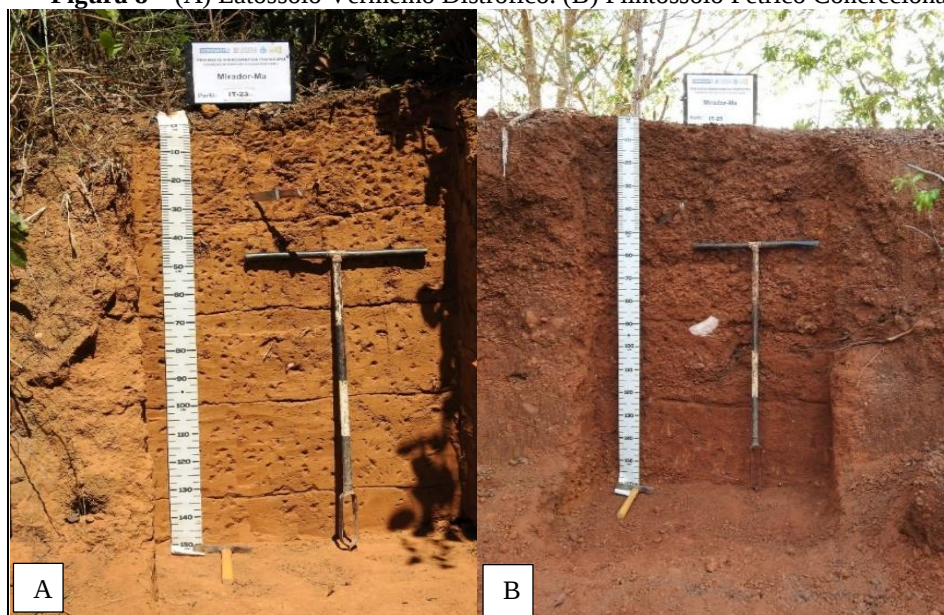
Fonte: Adaptado da Estação Colinas - MA.

Segundo os estudos coordenados pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA), essa região dispõe de um potencial subterrâneo de aproximadamente 2,28 bilhões de m³/ano (78% do potencial subterrâneo total) (Brasil, 2006). O escoamento subterrâneo representa cerca de 85% do escoamento geral, o que prova uma satisfatória reposição dos aquíferos nessa região, assegurando os deflúvios nos meses de estiagem com perdas mínimas (cerca de 15%) em relação ao período chuvoso (Codevasf, 2019). Apresenta também a melhor formação aquífera do Maranhão em função da alta porosidade e permeabilidade proporcionada pela significativa fração arenosa.

No que corresponde aos aspectos pedológicos, nesta região verifica-se nos topos planos das chapadas, predomínio de solos muito profundos, bem drenados e de baixa fertilidade natural (Latosolos Vermelho-Amarelos distróficos, Latossolos Amarelos distróficos e Argissolos Vermelho-Amarelos distróficos). Nas vertentes escarpadas dos rebordos das chapadas prevalecem solos rasos, como Neossolos Litólicos distróficos, Argissolos Vermelho-Amarelos distróficos, Plintossolos Pétricos e afloramentos de rochas. Nas superfícies aplainadas, geradas a partir dos atuais fundos de vales, predominam Latossolos Vermelho-Amarelos, Latossolos Amarelos e Latossolos Vermelhos distróficos, Neossolo Regolítico Distrófico, Neossolos Quartzarênicos órticos, originários principalmente das formações geológicas Corda, Sambaíba e Mosquito (IBGE, 2011; IMESC, 2021).

O Latossolo Vermelho Distrófico (Figura 8 – A) localizado em Mirador - MA tem sua origem da Formação Corda, em relevo local suave ondulado, não é pedregoso nem rochoso, sem erosão aparente e acentuadamente drenado. Apresenta avançado estágio de intemperização com alterações completa dos minerais primários menos resistentes ao intemperismo (IMESC, 2021). O Plintossolo Pétrico Concrecionário (Figura 8 – B), localizado no povoado Ibipira em Mirador, tem origem da Formação Sambaíba, enquanto o Plintossolo (Figura 9 - C) localizado em São Domingos do Azeitão - MA tem origem da Formação Corda. Esses solos encontram-se em relevo ondulado, não rochoso, erosão e drenagem moderada, apresentam expressiva plintitização e encontram-se nas bordas de áreas dissecadas das chapadas.

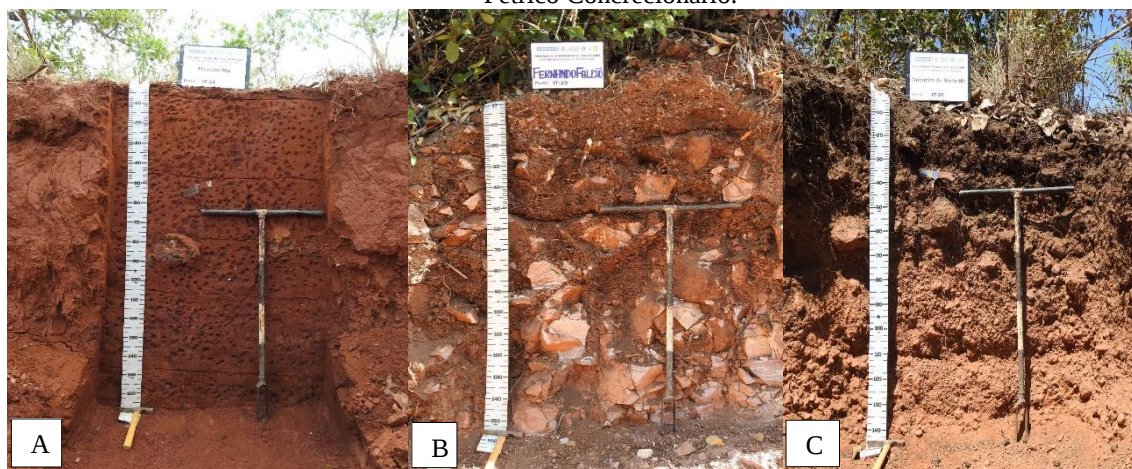
Figura 8 – (A) Latossolo Vermelho Distrófico. (B) Plintossolo Pétrico Concrecionário.



Fonte: Farias Filho (2022).

O Latossolo Vermelho Distrófico (Figura 9 – A) localizado no povoado Taboca em Mirador, tem origem da Formação Mosquito, em relevo plano, sem rochiosidade, bem drenado, muito profundo e em avançado estágio de intemperização. Em geral, é constituído por quantidades variáveis de óxidos de ferro e alumínio, minerais de argila 1:1 (caulinita), quartzo e outros minerais (IMESC, 2021). O Neossolo Regolítico Distrófico (Figura 9 – B) localizado em Fernando Falcão – MA, de origem da Formação Sambaíba, está em relevo ondulado, extremamente rochoso e bem drenado.

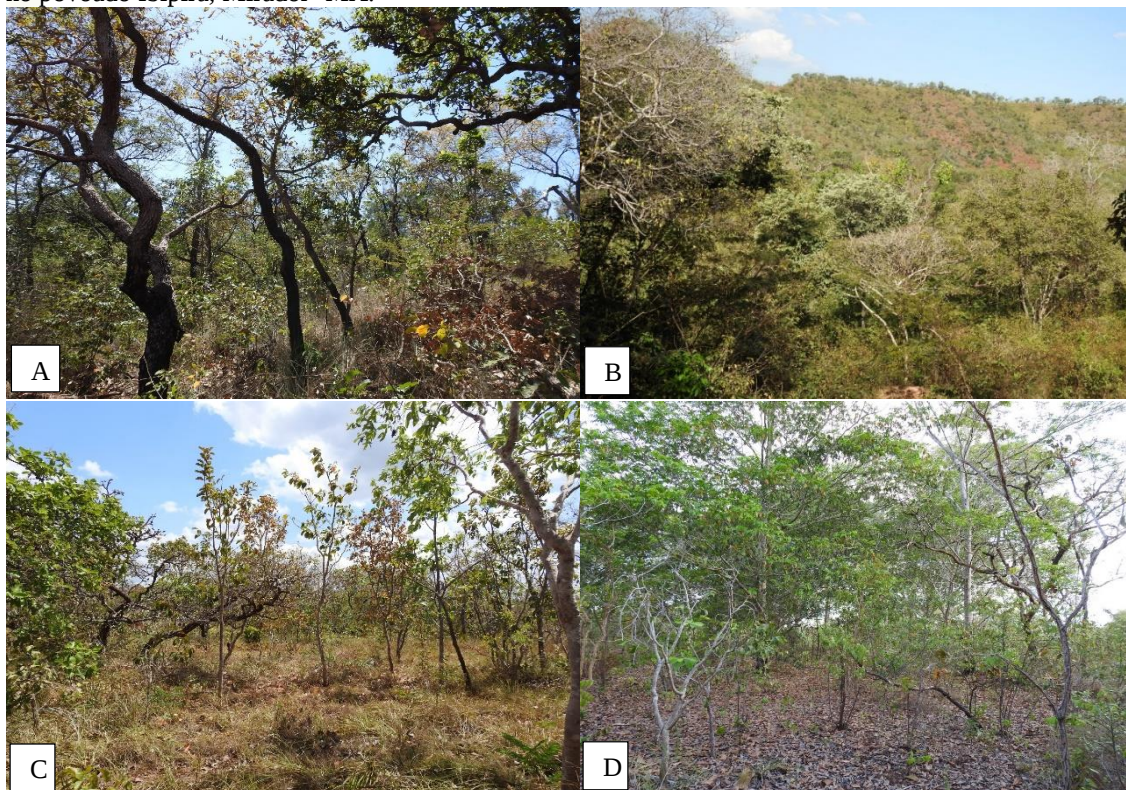
Figura 9 - (A) Latossolo Vermelho Distrófico. (B) Neossolo Regolítico Distrófico. (C) Plintossolo Pétrico Concrecionário.



Fonte: Farias Filho (2022).

Esses terrenos encontram-se revestidos pelos campos cerrados nos topos das chapadas e de cerradões nos fundos de vales abertos. A presença de campos cerrados com pastagem natural se caracteriza como uma formação campestre com árvores dispersas, e o cerradão é caracterizado pela formação vegetal florestada com árvores pequenas e médias que atingem de 10 a 15 m de altura (Figura 10).

Figura 10 – (A) Vegetação em São Domingos do Azeitão – MA. (B) Vegetação em Fernando Falcão – MA. (C) Vegetação na fazenda Agro Serra, próximo ao povoado Taboca, Mirador – MA. (D) Vegetação no povoado Ibipira, Mirador- MA.



Fonte: Farias Filho (2022).

Essa região foi desbravada e ocupada pela pecuária extensiva, embora de forma introdutória, os cultivos associados de soja, milho e sorgo começam a transformar o espaço geográfico regional, que ainda era fortemente caracterizado pelas belas paisagens naturais das chapadas revestidas por cerrados. Na história mais recente, verifica-se nessas áreas a expansão da agropecuária controlada pelo agronegócio (Dantas, 2013).

Masullo et al. (2019), ao analisar a dinâmica da paisagem da bacia do rio Itapecuru, verificaram que a destruição de áreas de florestas está relacionada principalmente com o aumento de áreas agrícolas e da expansão urbana. Observaram que a classe de pastagem e o surgimento das plantações de soja ascenderam no ano de 2000, devido ao aumento do agronegócio, que interferiu diretamente no declínio das formações campestre e savânica.

Nas áreas da Unidade de Conservação há uma grande cobertura vegetal preservada representada pela Formação Savânica Florestada (Cerradão). A Savana Arborizada (Campos Cerrados) está representada pela formação vegetal natural e antropizada, com uma mistura das pastagens, que apresentam fisionomia rala, mais suscetível ao fogo. Confere-se também áreas de Savana Parque que são formadas por gramíneas, e a presença de áreas ocupadas pela agricultura concentradas no entorno do parque (Figura 11).

É nesta porção do Maranhão que a quantidade de focos de queimada vem se apresentando de maneira mais intensa. De acordo com o IMESC (2021), a Unidade de Conservação no Maranhão que teve o maior quantitativo de ocorrências de queimadas no ano de 2020, foi o Parque Estadual de Mirador (647 focos). Em 2021, o município de Mirador apresentou 907 focos de queimadas, liderando no estado, e o município de Fernando Falcão registrou 477 focos, ambos na área dessa pesquisa (IMESC, 2022).

O bioma Cerrado apresenta uma ocorrência maior de focos de calor em regiões de Formação Savânica (48%) e Formação Florestal (26%), isto ocorre, dentre outros fatores, por conta do Cerrado, em especial à Formação Savânica, possuir sua vegetação constituída por dois estratos: arbóreo/arbustivo, com feições de caráter lenhoso e o estrato herbáceo/subarbustivo, composto por gramíneas, além de outras ervas e pequenos subarbustos (IMESC, 2021).

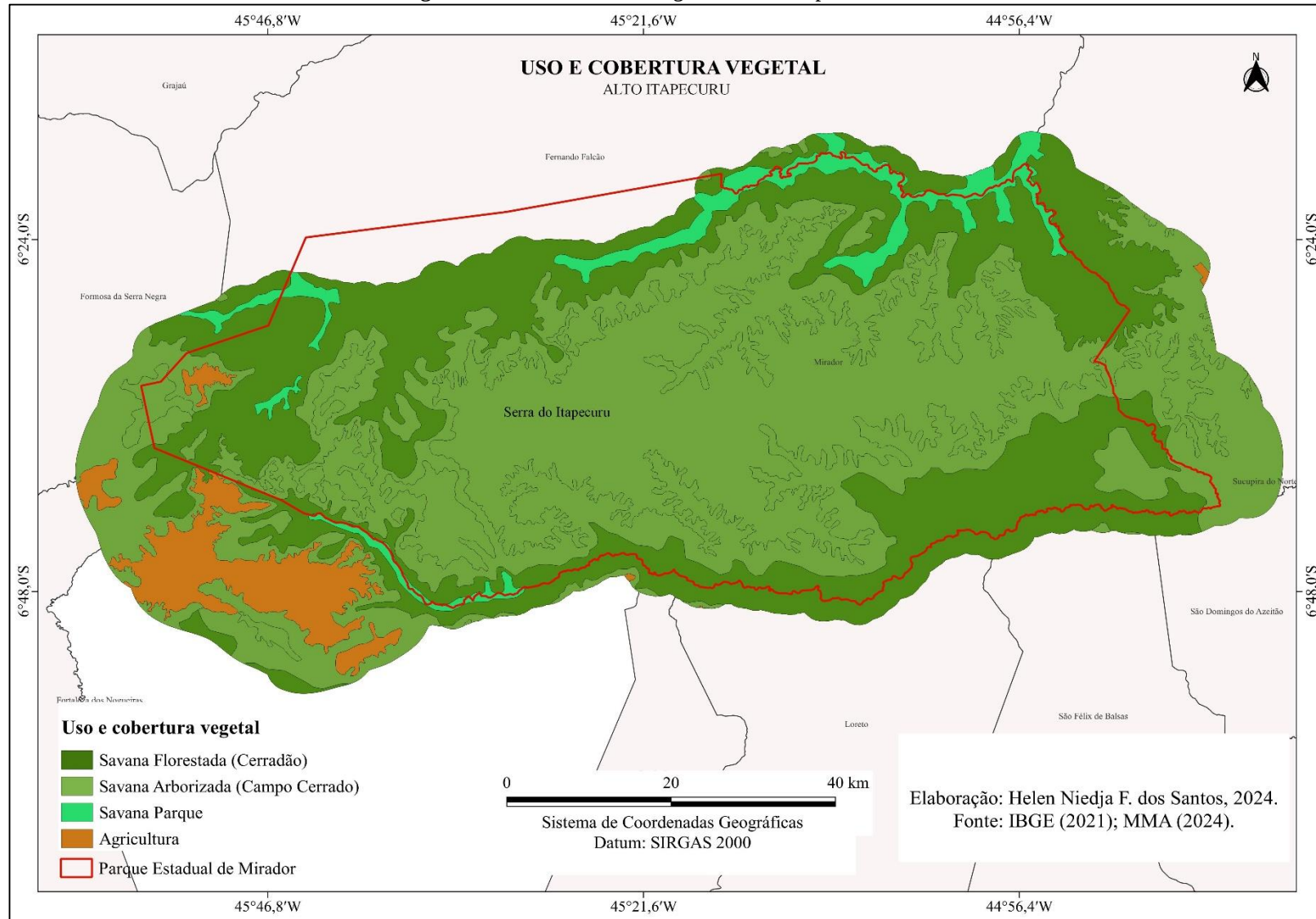
Historicamente, em 2022, o Maranhão registrou o maior quantitativo de focos de calor no bioma Cerrado, quantificaram-se 78,42% dos focos. Os vinte municípios maranhenses com os maiores registros quantificaram juntos 9.055 focos de calor, que corresponderam a 44,77% das ocorrências no Maranhão. Entre os municípios com maior quantitativo de focos em 2022, Mirador liderou no estado com 1.053 focos e Fernando Falcão com 752 focos (IMESC, 2023). O ápice dos registros de focos se concentrou no 3º trimestre do ano, principalmente nos meses de setembro e outubro, durante a estiagem em grande parte do estado, logo a falta de precipitação diminui a umidade do ar, atingem a vegetação e solos mais vulneráveis a incêndios e queimadas.

Nessa zona de transição entre os biomas Amazônia e Cerrado, há uma intensa conversão de terras, caracterizada pelo desmatamento para cultivo agrícola, sob sistema de corte e queima, assim como o cultivo de pastagens (Silva Junior et al., 2015). Essa região é também conhecida como MATOPIBA. O Alto Itapecuru está inserido nessa área de expansão agrícola brasileira, onde se concentra o desmatamento no Cerrado, e o avanço da agropecuária tem resultado em impactos ambientais, dentre eles, as mudanças no regime hidrológico dos rios.

Segundo os dados mais recentes da edição do RAD – Relatório Anual do Desmatamento no Brasil do Mapbiomas, pela primeira vez desde o início da série do Mapbiomas Alerta, o Cerrado ultrapassou a Amazônia em termos de área desmatada. Em 2023, o Cerrado teve 61% da área desmatada em todo o país e a Amazônia 25%. Ao todo foram 1.110.326 hectares desmatadas no Cerrado, representando um crescimento de 68% em relação a 2022, que já havia registrado aumentos relevantes em relação a 2021. Mais da metade dessa área desmatada ocorreu principalmente na região do MATOPIBA, sendo o Maranhão o Estado a assumir a liderança entre os demais que mais desmataram no ano de 2023. O Maranhão saiu da 5ª posição para a 1ª posição pela primeira vez, com aumento de 95,1%, totalizando uma perda de 331.225 hectares de vegetação nativa (Mapbiomas, 2023).

Com o aumento do desmatamento nessa região, essa mudança refletiu também no tipo de vegetação eliminada. Em 2023, pela primeira vez, houve o predomínio de desmatamento em Formações Savânicas (54,8%) seguido de Formações Florestais (38,5%) que predominaram nos 4 primeiros anos do levantamento do Mapbiomas. Esses dados representam diretamente a área de estudo dessa pesquisa, pois o Parque Estadual de Mirador ocupa o 14º lugar na lista das 50 Unidades de Conservação com maior área desmatada no Brasil, com registros de 10 alertas e 1.684 hectares de área desmatada em 2023 (Mapbiomas, 2023).

Figura 11 - Uso e cobertura vegetal do Alto Itapecuru – MA.



Fonte: Adaptado de IBGE (2021). Elaborado pela autora (2024).

O Cerradão posicionado nas áreas baixas da bacia, próximas aos cursos d'água, é representado por 41% da área, representado pelas formações florestais localizadas nas matas ciliares, que são influenciadas pela umidade dos cursos d'água e encontram condições favoráveis para um melhor desenvolvimento. O Campo Cerrado que predomina 56% da área, ocupa principalmente os topos das chapadas, com árvores de médio à baixo porte, sem muito desenvolvimento. E em menor representação na bacia, as formações gramíneas da Savana Parque e as áreas ocupadas pela agricultura somam 3% da área total.

4.1.1 *Geologia regional*

A área de estudo está inserida na Província Geológica do Parnaíba (Figura 12), localizada na Plataforma Sul-Americana considerada uma bacia sedimentar intracratônica (Góes, 1995). Esta província situa-se na região Nordeste ocidental do Brasil, ocupa grandes áreas dos estados do Maranhão, Piauí, e pequenas áreas do Tocantins, Ceará e Pará, alongada na direção NE-SW, com limites atuais erosivos que refletem as reativações tectônicas das estruturas do seu substrato (Brito Neves, 1983; Goés, 1995).

Figura 12 - Localização da Província Parnaíba.

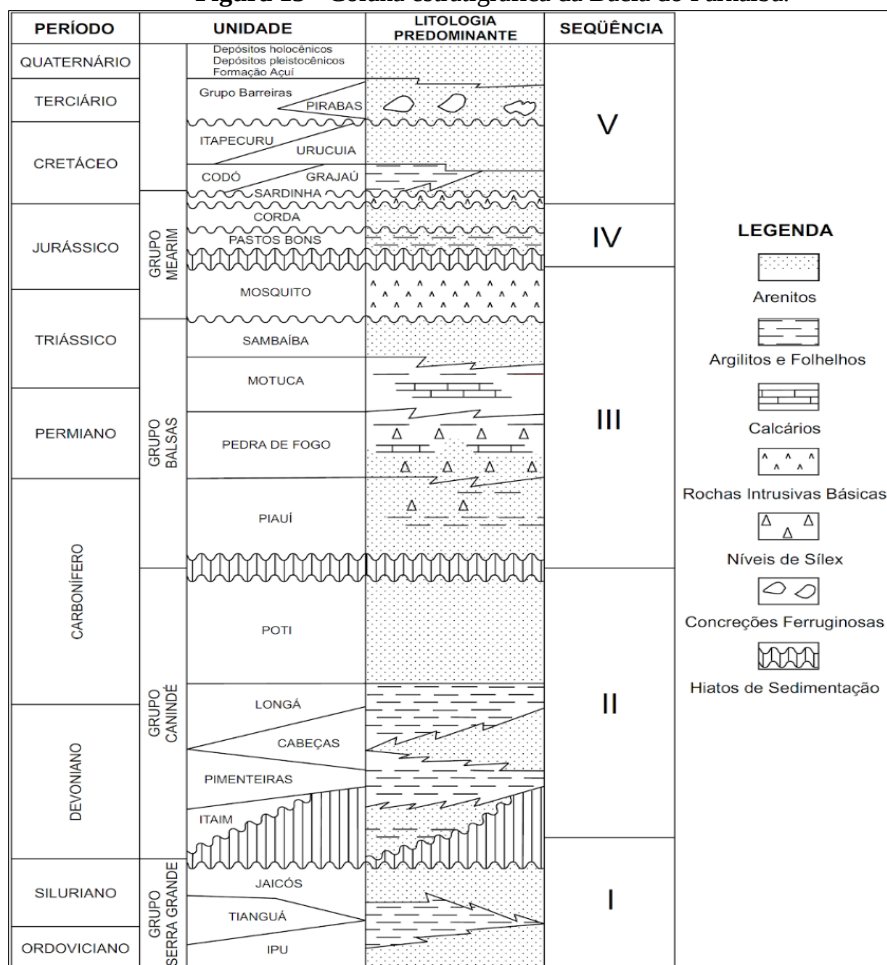


Fonte: Góes (1995; ilustração tratada de Pedreira et al., 2003).

A área da Província Parnaíba coincide com a da Província Sedimentar do Meio-Norte, esta designação foi redefinida por Góes (1995), que comprovou a dificuldade de compreensão do quadro tectônico e sedimentar, no contexto de uma bacia única. Porém, devido a sua evolução policíclica, a província foi subdividida em quatro bacias diferentes: Bacia do Parnaíba, Bacia Alpercatas, Bacia Grajaú e Bacia Espigão Mestre, com gêneses e idades distintas (Góes, 1995).

Em outra classificação estratigráfica, Vaz et al. (2007), dividem a Bacia do Parnaíba em cinco supersequências deposicionais (Figura 13): siluriana, do Grupo Serra Grande; mesodevonianoecarbonífera, correspondente ao Grupo Canidé; a sequência neocarboníferaetriássica, referente ao Grupo Balsas; a sequência jurássica, da Formação Pastos Bons; e a sequência cretácea, equivalente às formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru. Além dessas sequências deposicionais, os autores incluem na evolução estratigráfica da bacia, os derrames vulcânicos e as intrusões magmáticas das formações Mosquito (Jurássico) e Sardinha (Cretáceo).

Figura 13 - Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba.



Fonte: CPRM (2000).

Segundo a classificação de evolução tectônica proposta por Goés e Feijó (1994), a Bacia do Parnaíba está representada por rochas paleozoicas que tiveram um desenvolvimento tectônico e sedimentar associado à subsidência do embasamento da bacia dentro do contexto evolutivo do paleocontinente Gondwana. Sobre essa classificação evolutiva, Rosseti et al. (2001) também consideram que os aspectos sedimentares e tectônicos observados após o Grupo Balsas estão diretamente associados ao processo de ruptura do Gondwana, sendo conhecida de evolução distinta do Parnaíba.

A Província Parnaíba foi definida por Almeida et al. (1977) como uma das províncias estruturais do Brasil, ocupando uma área de aproximadamente 650.000 km², abrangendo a bacia sedimentar do Parnaíba e desenvolvida sobre rochas do embasamento Pré-Cambriano, em sua maior parte afetado pelo evento Brasiliano, durante o “Estádio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana” (Almeida; Carneiro, 2004; Zalán, 2004).

No Jurássico e Cretáceo, as rochas de derrames e diques de diabásio indicam os efeitos da separação dos continentes. As unidades litoestratigráficas do Cretáceo Inferior e início do Cretáceo Superior estão associadas à subsidência relacionada ao desenvolvimento do rifte atlântico. A presença de falhas cortando as seções mais novas indica muita atividade neotectônica possivelmente relacionada com a migração da placa Sul-Americana para noroeste sobre um manto termalmente não muito uniforme (Caputo, et al., 2005).

Uma dessas grandes descontinuidades no território brasileiro foi conceituada por Schobbenhaus (1975) de Lineamento Transbrasiliano. Este Lineamento é o elemento mais importante de uma complexa zona de cisalhamento, e este sistema de falhas afetou profundamente a instalação e o início da Bacia do Parnaíba (Chamani, 2015).

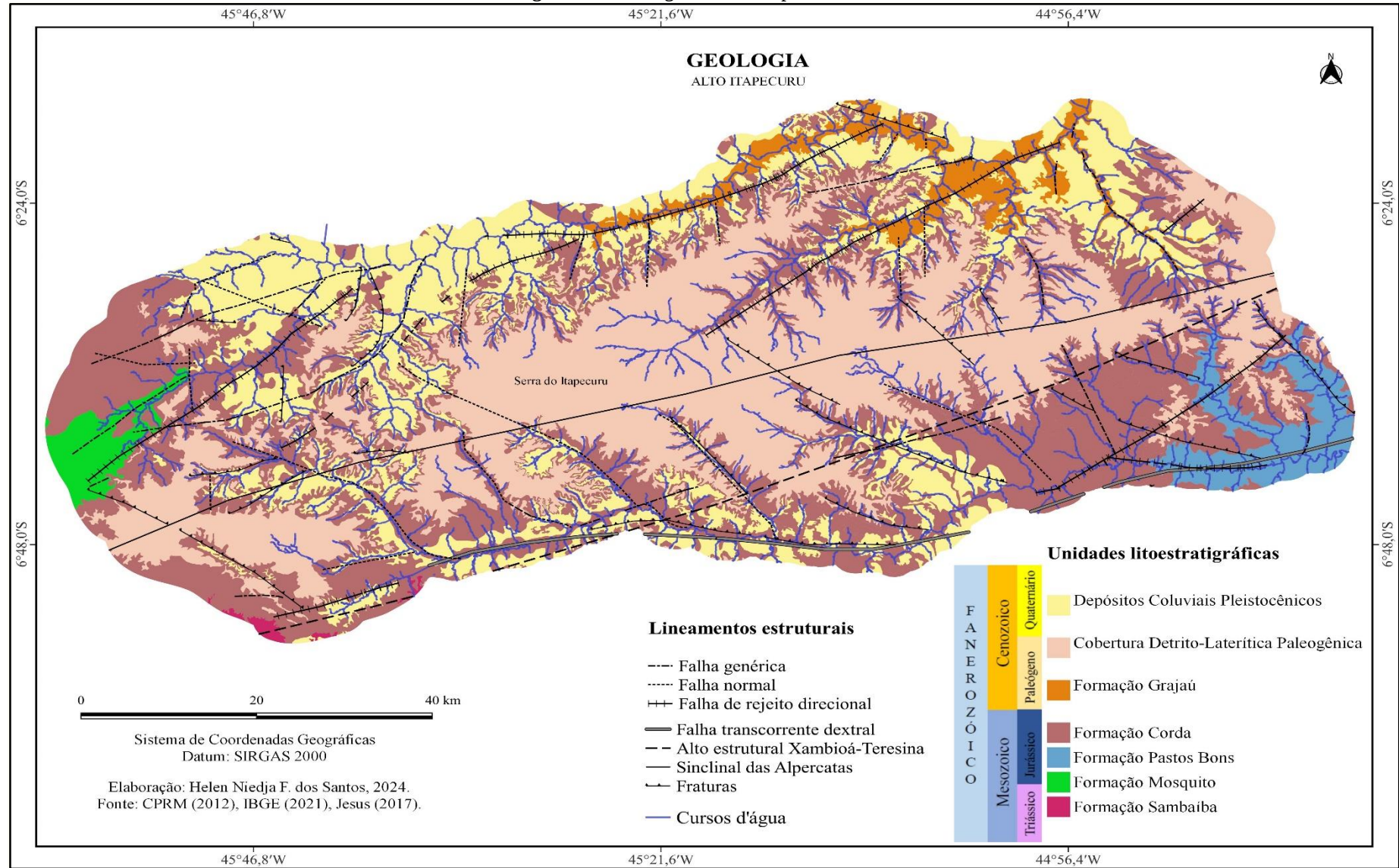
4.1.2 Geologia local

O terreno superficial maranhense é resultado de diferentes eras e períodos geológicos apresentando domínio sedimentar, e Lisboa (1914) foi o primeiro a designar de “Camadas Itapecuru” os sedimentos aflorantes nos rios Itapecuru e Alpercatas, ao norte de Pastos Bons - MA. Posteriormente, Campbell et al. (1949) nomearam estes depósitos de Formação Serra Negra, que está situada entre a Formação Codó e a Formação Barreiras na Região de Serra Negra, ao sul de Grajaú - MA (Rosseti; Truckenbrodi, 1997).

O quadro geológico dessa região apresenta estruturas que são responsáveis pela existência de feições marcantes no relevo. Apresenta um conjunto de falhas de cisalhamento de direção ENE-WSW e NNE-SSW, de evidências de movimentos tectônicos associadas às atividades tectônicas ocorridas antes e durante a formação da Bacia do Parnaíba, onde diversos pulsos magmáticos ocorreram, principalmente no Jurássico Inferior e Cretáceo Inferior (Góes, 1995; Cordani, et al., 2009).

Os sedimentos da região do Alto Itapecuru foram depositados no Éon Farenozoico, entre o Jurássico (200Ma), Mesozoico (251 Ma) e o Cenozoico (5,3 Ma), onde o pacote principal compõe-se de várias formações areníticas – Grajaú (145,5 Ma), Corda (150 Ma), Sambaíba (251 Ma), Pastos Bons (aproximadamente 200Ma) e os derrames basálticos da Formação Mosquito (199,6 Ma), que ocorrem especificamente próximo das cabeceiras dos rios Itapecuru e Alpercatas. Além dessas formações, existem as rochas depositadas no Quaternário que cobrem o topo das chapadas que são denominadas de Coberturas Detrito-Laterítica Paleogênicas e os Depósitos Coluvionares Pleistocênicos (5,3 Ma), representados por sedimentos inconsolidados (Figura 14).

Figura 14 - Geologia do Alto Itapecuru – MA.



Fonte: Adaptado de IBGE (2021). Elaborado pela autora (2024).

A contribuição do fator estrutural na evolução dos cursos d'água, demonstram a obediência dos canais fluviais às estruturas, que se ajustam as falhas e fraturas, através dos registros que se encontram impressos na litologia da região, como demonstra a distribuição espacial da rede de drenagem, que se configura principalmente no padrão paralelo, diretamente associada aos aspectos morfoestruturais locais.

A Dobra Sinclinal das Alpercatas está posicionada no meio da serra do Itapecuru, influenciando a divisão das drenagens dos rios Itapecuru e Alpercatas. Ao Sul, na vertente do rio Itapecuru, nota-se a presença do Alto Estrutural Xambioá-Teresina, que apresenta uma série de falhamentos em suas áreas circundantes que indicam a atuação dos movimentos tectônicos que desempenham papel importante na compreensão da evolução geológica dessa região.

A Formação Sambaíba (Grupo Balsas) apresenta idade de deposição do Triássico (251Ma). O Grupo Balsas foi depositado em condições climáticas quentes e semiáridas, e em diferente geometria de bacia. As formações deste grupo recobriram as unidades mais antigas na margem oeste da bacia, depositando parte da Formação Pedra de Fogo sobre o embasamento (Caputo, 2005). Essa formação é constituída por arenitos avermelhados a esbranquiçados, granulação fina a média, de consistência friável, com frequentes estratificações cruzadas e plano-paralela. São terrenos muito suscetíveis à erosão em forma de ravinas e voçorocas, que se apresentam ocorrendo ao longo das colinas intensamente dissecadas e encostas.

Essa formação destaca-se também como a melhor formação aquífera do Maranhão e possui alto potencial para o minério de ferro. O aquífero Sambaíba encontra-se a uma profundidade de aproximadamente 300-400 m, e em função de alta porosidade e permeabilidade proporcionada pela expressiva fração arenosa, esse aquífero é classificado como unidade mais promissora para a captação de água subterrânea, o que lhe confere potencialidade muito elevada (IMESC, 2021).

A Formação Corda, datada do Jurássico (200Ma), é constituída de sequência de arenitos de coloração cinza a avermelhada, fino a médio, rico em óxido de ferro, com presença de conglomerados bem arredondados (mm a cm) com estratificação plana-paralela. Esses arenitos formam os chapadões dissecados com altitudes de aproximadamente 350 a 500 m e a intensa laterização sustenta os topos das chapadas (IBGE, 2021).

Esta unidade recobre discordantemente os basaltos da Formação Mosquito e seu contato superior é discordante com a Formação Grajaú, Codó e Itapecuru, conforme afirmam Klein e Sousa (2012). A Formação Mosquito apresenta idade de deposição também do Jurássico (200Ma), compreende os derrames basálticos aflorantes no rio homônimo, encontrados em blocos descontínuos intensamente intemperizados exibindo esfoliação esferoidal. Os derrames basálticos são de coloração cinza escura, verde escuro, maciços, textura afanítica com amígdalas preenchidas por carbonatos (Souza; Veríssimo; Araújo, 1990).

O sistema deposicional desta sequência é interpretado como desértico e contribuições lacustre interdunas e fluvial (Caputo, 1984; Rezende, 2002 apud Klein; Sousa, 2012). A subsidência que culminou na deposição da sequência Jurássica teve como origem o peso das rochas básicas Mosquito, que se somou ao da carga sedimentar então existente. O final dessa fase sedimentar teria sido uma consequência das atividades tectônicas referentes à abertura do Atlântico Equatorial (Vaz et al., 2007).

A Formação Mosquito é composta por basalto preto, amigdaloidal, intercalações de arenito, correlacionável com o Magmatismo Penatecaua, da Bacia do Amazonas (Góes; Feijó, 1994). A Seção do Jurássico ao Cretáceo Interior na Província Estrutural Parnaíba corresponde à Supersequência Jurássica, que é representada pela Subprovíncia Alpercatas, parte sedimentar, e a Subprovíncia Mosquito-Sardinha, parte vulcano-plutônica, ambas constituindo o preenchimento de bacias rifte relacionadas ao episódio tafrogênico denominado de Reativação Sul-Atlantiana (Schobbenhaus; Campos, 1984), reflexa à fragmentação do continente Gondwana, ocorrida neste intervalo de tempo.

Toda a região foi deformada e soerguida pelo regime transcorrente neotectônico. A subprovíncia estrutural Mosquito-Sardinha abriga as unidades ígneas representadas pelas formações Mosquito, do Jurássico e Sardinha do Cretáceo Inferior, constituindo derrames vulcânicos e intrusões magmáticas máficas sob a forma de soleiras, lacólitos, lopólitos e diques, estes presentes principalmente a leste da bacia. A característica genética dessa formação é vulcânica, com litologias predominantes de basalto e arenito (IBGE, 2021).

A Formação Pastos Bons apresenta áreas de exposição relativamente extensas, na região centro-oeste, e no estado do Maranhão abrange o rio Itapecuru e seus afluentes. Essa formação é composta de rochas depositadas em ambientes lacustres com contribuição fluvial, com dunas eólicas, definida por alta salinidade e baixa oferta de água e sedimentos, indicativos de clima semiárido a árido de sistema desértico (Santos; Carvalho, 2009).

Existem divergências para a definição da idade da Formação Pastos Bons, onde alguns autores afirmaram ser do Eocretáceo, enquanto outros sugeriram ser do Jurássico, mas em trabalhos publicados posteriormente, Vaz et al. (2007) e Petra e Gallo (2012) definiram que são sedimentos que datam desde o Calloviano (Mesojurássico) até o Oxfordiano (Neojurássico).

Nesta formação encontram-se três combinações litotípicas, na parte mais basal predomina arenito branco ou esverdeado, com granulação de fina a média, cuja estratificação é paralela; a porção mediana apresenta siltitos, folhelhos e argilitos de coloração acinzentada a esverdeada, intercalados com arenito e ao topo encontra-se arenitos de coloração avermelhada a rosada, de granulação fina (Vaz et al., 2007; Paiva, 2017).

4.1.3 *Caracterização geomorfológica*

O relevo do Alto Itapecuru é classificado como Chapadões do Alto Rio Itapecuru (IBGE, 2006), que corresponde a uma região de chapadas e vales que, especificamente, compreende uma região de topografia tabular sedimentar. Sobre essa unidade de relevo, Martins e Salgado (2016) definem as chapadas com o seguinte conceito:

“Chapadas são formas de relevo alçadas na paisagem por possuírem uma altura relativa suficiente para destacá-la em relação ao seu entorno e ruptura de declive bem marcada entre a sua superfície mais elevada e outra de altimetria mais baixa. Sua superfície apresenta-se plana com declividade majoritariamente $\leq 6^\circ$, condicionada por um mergulho das camadas, também, majoritariamente $\leq 6^\circ$. Elas são modeladas sobre rochas sedimentares, mas podem, excepcionalmente, ocorrer em rochas metassedimentares de baixo metamorfismo, sedimentares vulcânicas ou vulcânica máficas. Sua extensão superficial deve ter no mínimo 10 hectares. Em termos genéticos ocorrem a partir do processo de encaixamento vertical da rede de drenagem, motivado pela mudança de nível de base, muitas vezes de ordem tectônica, individualizando os platôs que, posteriormente, têm sua evolução associada ao recuo lateral de suas bordas e manutenção (ou quase manutenção) altimétrica do seu topo” (Martins; Salgado, 2016).

O modelo de evolução de relevo descrito para esse domínio é marcado por progressivo desmantelamento de um baixo planalto sustentado por crostas detrítico-lateríticas sobrepostas a arenitos friáveis fortemente intemperizados e pode ser explicado

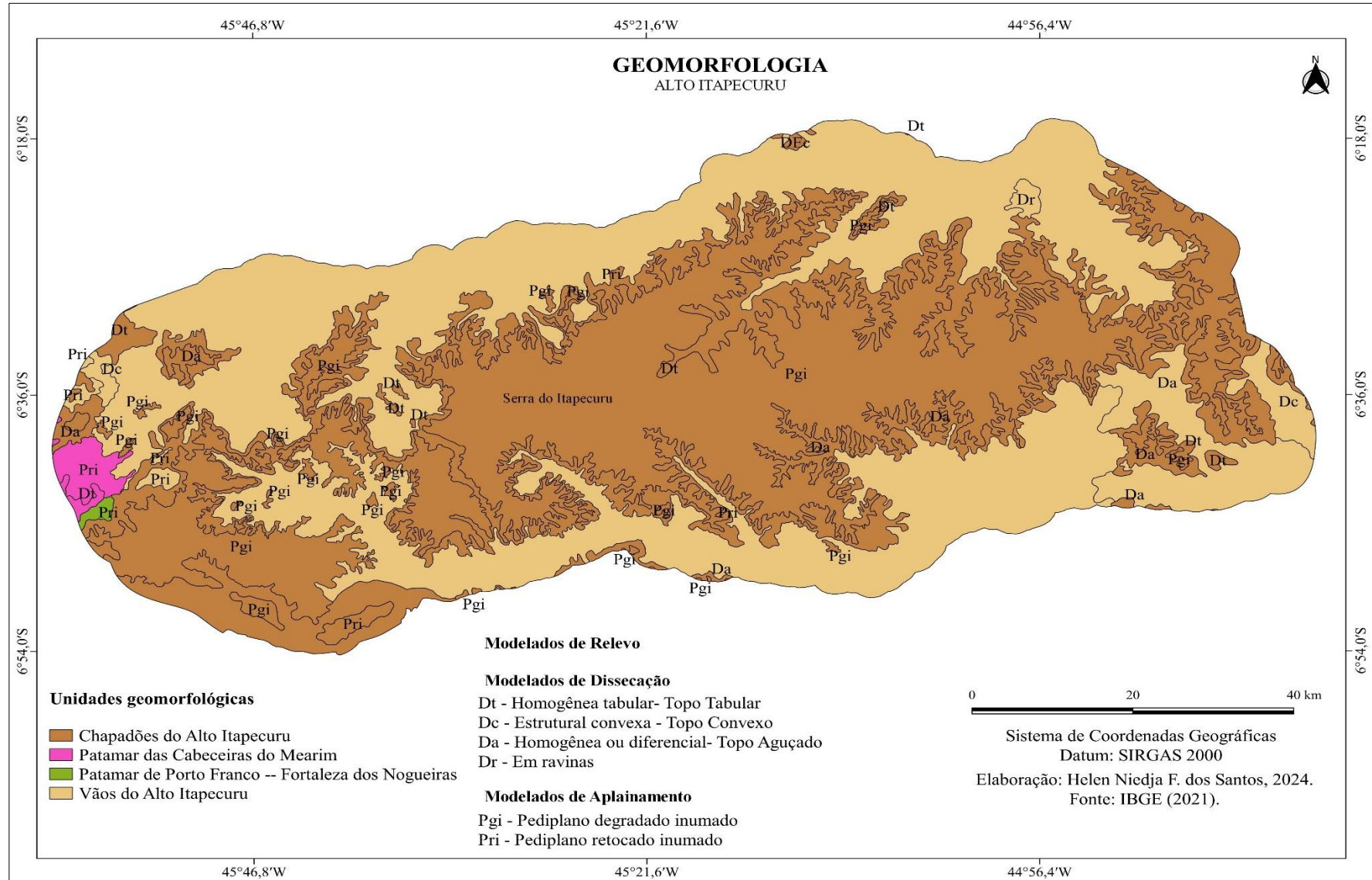
por processos de *etchplanação* em regiões tropicais úmidas e semiúmidas. As crostas lateríticas retardam a erosão e denudação dos baixos platôs, mas, a partir do momento em que essa capa protetora é removida, todo o regolito subjacente é erodido em um cenário de erosão acelerada se reajustando ao nível de base regional, desenvolvendo progressiva destruição da superfície tabular original (Büdel, 1982).

As chapadas encontram-se separados por vales largos e abertos que seguem alinhamentos estruturais onde verificam-se relevos dissecados. Essas feições são também conhecidas regionalmente como serras, entre elas estão as serras das Alpercatas, do Itapecuru e da Crueira, além das chapadas do Agreste e do Azeitão.

De acordo com o Banco de Informações Ambientais – BDIA (2024) do IBGE, nos topos dessas formações superficiais é comum a ocorrência de cangas lateríticas, cuja origem está ligada à variação de climas secos e úmidos. Recobrimo essas cangas há uma cobertura detrítica, que gerou Latossolos Amarelos de textura argilosa; essas coberturas sobrepõem-se aos arenitos da Formação Corda. Os processos que formaram os topos planos são possivelmente testemunhos de pediplanação pliocênica. Estes processos agindo sobre litologias frágeis e seguindo linhas de fraqueza provocadas pelo tectonismo de falhas e fraturas, criou os "Vãos do Alto Itapecuru" entre os chapadões (Figura 15), ocasionando o recuo das escarpas, dividindo-os e fazendo os topos perderem continuidade espacial.

Esse relevo de chapadas imponentes encontra-se embasado por arenitos cretácicos da Formação Corda, frequentemente capeados por coberturas detrítico-lateríticas, onde se desenvolvem solos muito profundos, bem drenados, muito friáveis (Latossolos Amarelos e Vermelho-Amarelos distróficos). Nos amplos fundos de vales que circundam esse conjunto de chapadas, afloram os arenitos eólicos ortoquartzíticos de idade triássica da Formação Sambaíba e os derrames vulcânicos e intrusões de idade jurocretácica (basaltos e gabros) das formações Mosquito e Sardinha (Dantas, 2013).

Figura 15 - Geomorfologia do Alto Itapecuru - MA.



Fonte: Adaptado de IBGE (2021). Elaborado pela autora (2024).

Segundo o BDIA (2023), as chapadas do Alto Itapecuru preservam nos seus topos planos a característica deste relevo, devendo-se em parte à principal formação aflorante neste domínio, a Formação Corda, com altos níveis silicificados, conferindo uma boa resistência ao intemperismo. Nesta porção, as chapadas dão lugar a um relevo colinoso e nos vales são comuns os afloramentos de blocos de basalto rolados pertencentes à Formação Mosquito, que anteriormente se sobrepunham à Formação Sambaíba (BDIA, 2023).

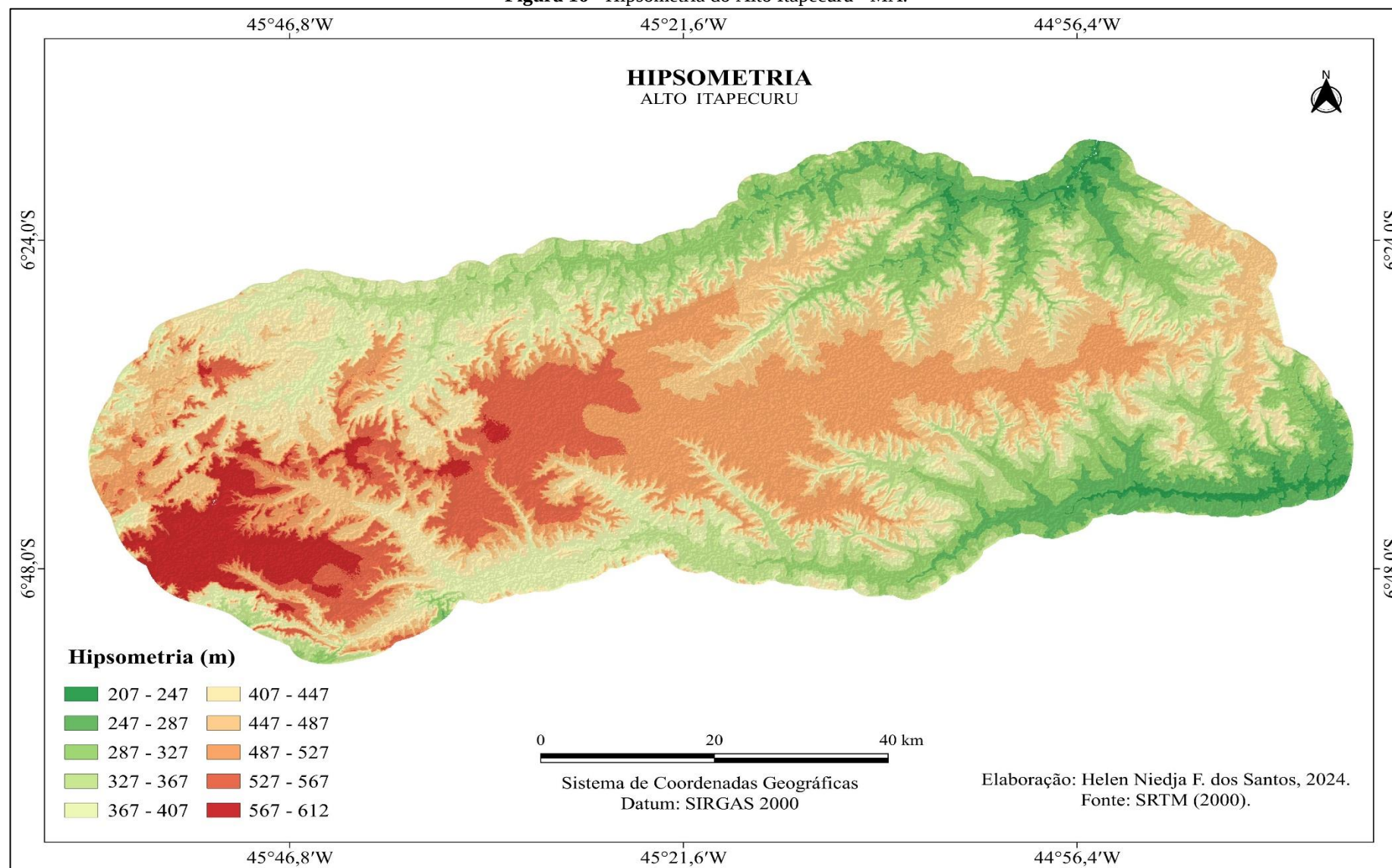
Com o padrão de drenagem paralelo sendo predominante, a instalação da drenagem de primeira ordem durante o Holoceno, propiciou a dissecação nas cabeceiras, retrabalhando as escarpas e resultando em modelados de dissecação de topos convexos e tabulares. As escarpas que limitam os topos são entalhadas pela drenagem de primeira ordem que dissecou os arenitos dando origem a formas alongadas do tipo espigões. Processos erosivos após a pediplanação da área originaram modelados de dissecação de topos convexos (Dc21, Dc32, Dc33, Dc34, Dc42) e aguçados (Da32, Da33, Da34, Da43, Da44), bem como feições de topos tabulares (Dt33, Dt34, Dt42) e em ravinas (Dr), além do controle tectônico aparente em fraturas permitiu o modelado de dissecação estrutural (DEc43) (IBGE, 2021).

Os vãos do Alto Itapecuru encontram-se nas superfícies mais baixas da bacia, representando extensas superfícies de erosão na base das chapadas, sendo consideradas superfícies aplainadas dissecadas ou degradadas. Essas superfícies correspondem as áreas com vertentes areníticas escavadas pela rede de drenagem, onde se identificam vales encaixados e amplos, em processo de dissecação e entulhados de sedimentos.

4.2 Análise morfométrica

A análise dos resultados morfométricos inicia-se com a identificação dos patamares altimétricos por meio da carta hipsométrica, com curvas de nível de 40 em 40 metros, detalhando o relevo diversificado (Figura 16).

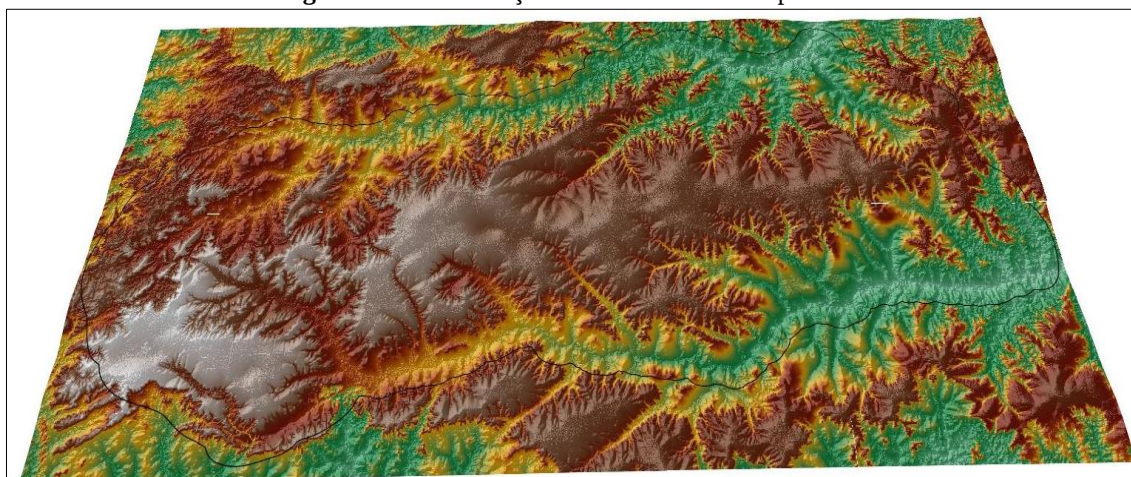
Figura 16 - Hipsometria do Alto Itapecuru - MA.



Fonte: Adaptado de SRTM (2000). Elaborado pela autora (2024).

A análise da carta hipsométrica dessa região demonstra questões importantes de influência de outros componentes. A porção mais alta compreende ao sudoeste do Alto Itapecuru, essa região possui altimetria mais elevada que atinge variações acima de 612 m (Figura 17). Essas variações altimétricas ocorrem devido à grande quantidade de lineamentos estruturais, falhas, fraturas e dobra existentes, que refletem em um relevo mais movimentado, deixando os rios e riachos encaixados em meio às escarpas, mas que apesar disso, seu entorno é formado por relevo com relativa planura.

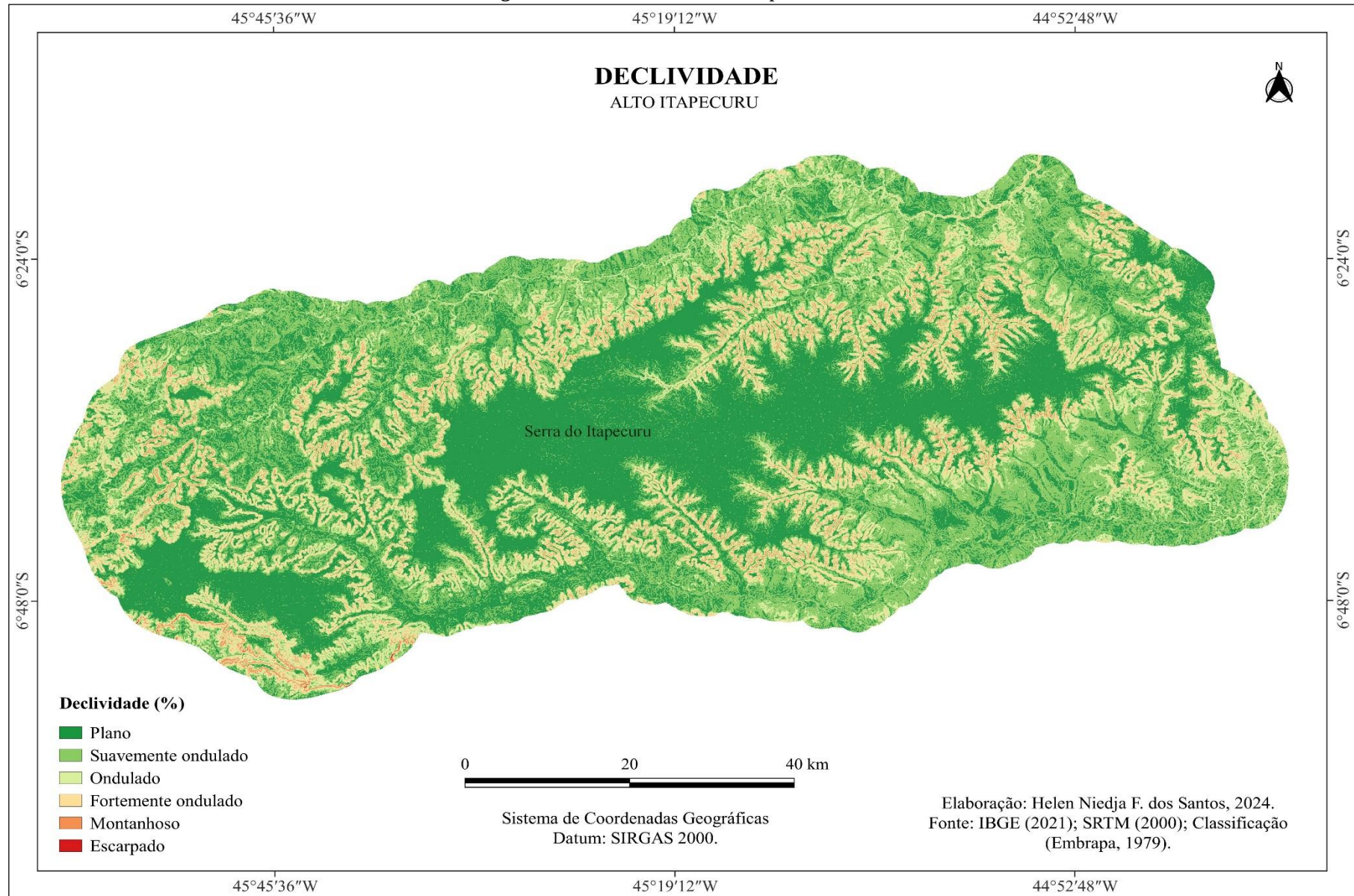
Figura 17 - Visualização do relevo do Alto Itapecuru em 3D.



Fonte: Adaptado de Copernicus Global DSM. Elaborado pela autora (2024).

Nas áreas onde estão situados os vãos do Alto Itapecuru, foi constatada variação altimétrica entre 207 a 367 m, correspondendo à 43,11% da bacia, situada em superfícies planas ou suave onduladas, destacando-se como paisagem de superfície aplainada. A área dos degraus estruturais ou bordas erodidas da chapada apresenta 32,06% da área da bacia, com consideráveis variações altimétricas com média de 407 e 487 metros, restando as áreas mais elevadas da bacia correspondendo à 24,83%, onde encontram-se os topos das chapadas com altitudes de até 612 metros.

Associado ao estudo morfométrico, a análise das classes de declividade (Tabela 1) atestam um relevo bastante dissecado. As vertentes íngremes nas serras e chapadas apresentam-se mais declivosas e coincidem com o entalhamento da drenagem. Nesta classificação, essa região apresenta uma variedade de terrenos, desde planos a escarpados (Figura 18).

Figura 18 - Declividade do Alto Itapecuru – MA.

Fonte: Adaptado de Embrapa (1979) e SRTM (2000). Elaborado pela autora (2024).

Tabela 1: Classes de declividade.

Declividade (%)	Relevo (Embrapa, 1979)	Área (km²)	Área (%)
0 – 3	Plano	215.750,957	31,6%
3 – 8	Suavemente Ondulado	273.742,396	40,1%
8 – 20	Ondulado	107.672,763	16%
20 – 45	Fortemente Ondulado	63.229,939	9,2%
45 – 75	Montanhoso	19.878,186	3%
> 75	Escarpado	1.140,285	0,1%
Total	-	681.414,526	100%

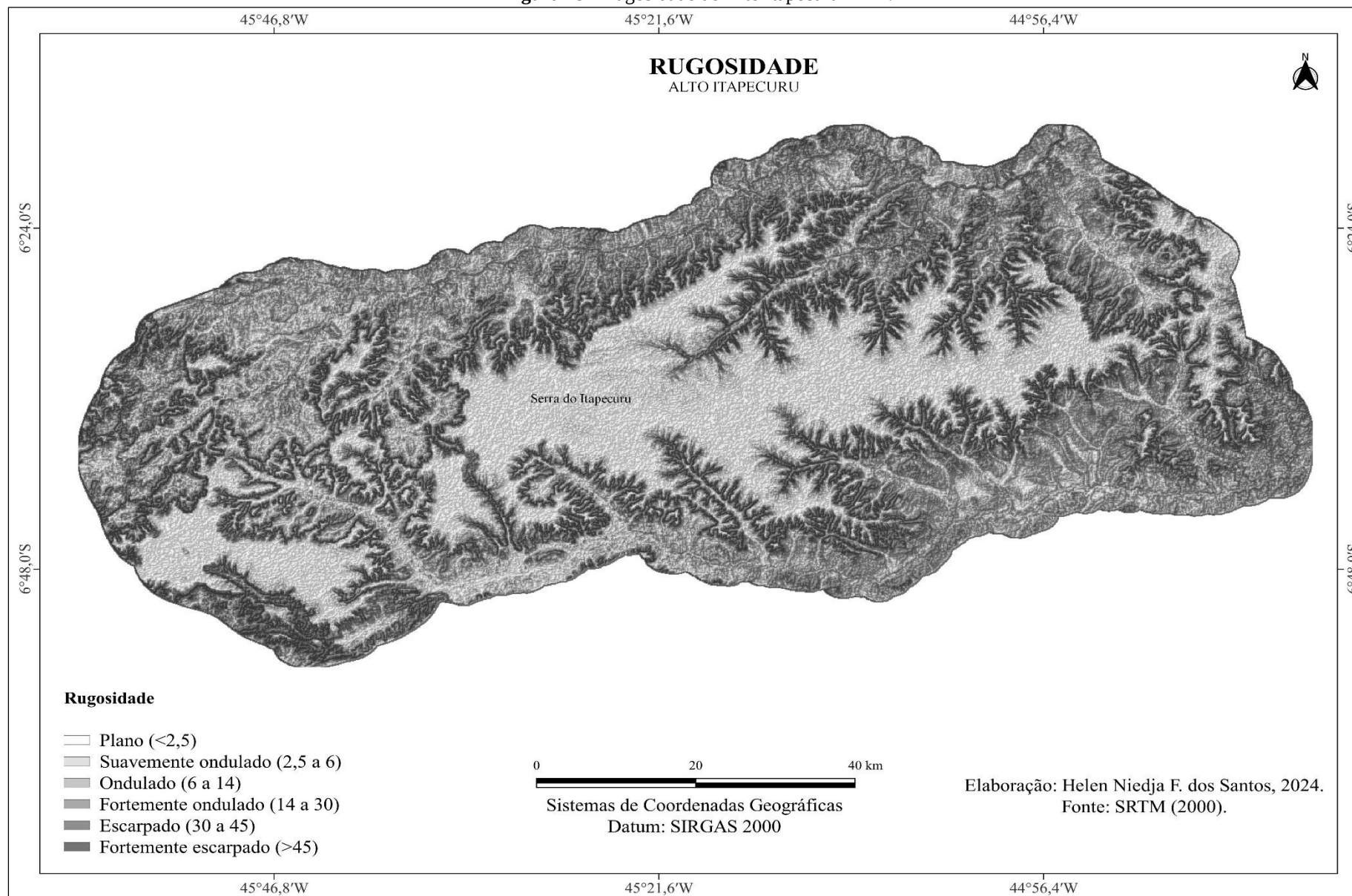
Fonte: Adaptado de Embrapa (1979). Elaborado pela autora (2023).

Constata-se que a paisagem do Alto Itapecuru é composta predominantemente por formas suavemente onduladas (40,1 %) de declive de 3-8% e plana (31,6 %) de classe 0-3% seguido de 16% que estão em terreno ondulado de declividade 8-20% que é caracterizado por superfície de topografia relativamente movimentada, apresentando vales encaixados.

A classe de declividade 20-45%, apresenta 9,2% com relevo fortemente ondulado, e é constituída por desníveis mais fortes, marcado por vales profundos. Restando 3% para a classe 45-75% e 0,1% para a classe acima de 75% que corresponde ao relevo montanhoso e escarpado, sendo as duas classes de menor representatividade em extensão na região de estudo. As classes de declividade de 45% a 75% e acima de 75% são recomendadas à manutenção da vegetação original, pois suas encostas são íngremes, proporcionando alto potencial de escoamento e de erosão, onde a vegetação é o elemento protetor e de conservação desses ambientes. O relevo nessas classes já é de aspecto escarpado e seus declives classificados como fortes a muito fortes (Embrapa, 1979).

Essas áreas com maior inclinação tendem a ter maior rugosidade (Figura 19). A aplicação desse parâmetro morfométrico permite analisar pontualmente o relevo da área e possui relação direta com a declividade. Terrenos com altos índices de rugosidade indicam áreas com atividade geológica recente ou intensa. Do ponto de vista hidrológico, essas áreas mais rugosas na bacia indicam a atuação de processos de escoamento de água mais complexos.

Figura 19 - Rugosidade do Alto Itapecuru - MA.



Fonte: Adaptado de SRTM (2000). Elaborado pela autora (2024).

Os valores extremamente altos do índice de rugosidade ocorrem quando ambos os valores são elevados, isto é, quando as vertentes são íngremes e longas (Strahler, 1958), ou seja, quanto maior for esse índice, maior será o risco de degradação da bacia.

Nesta porção da bacia, as áreas de maior concentração de rugosidade estão principalmente nas bordas das chapadas e serras, onde aparece a maior intensidade de coloração (ondulado a fortemente escarpado), correspondendo 36,46% da área do Alto Itapecuru. Nessas áreas de maior dissecação do relevo (maiores declividades), os canais apresentam indicativo de interferência tectônica, onde as feições íngremes controladas por algum fator estrutural ou litológico e distribuídas na rede de drenagem, demonstram as áreas com maior incisão fluvial.

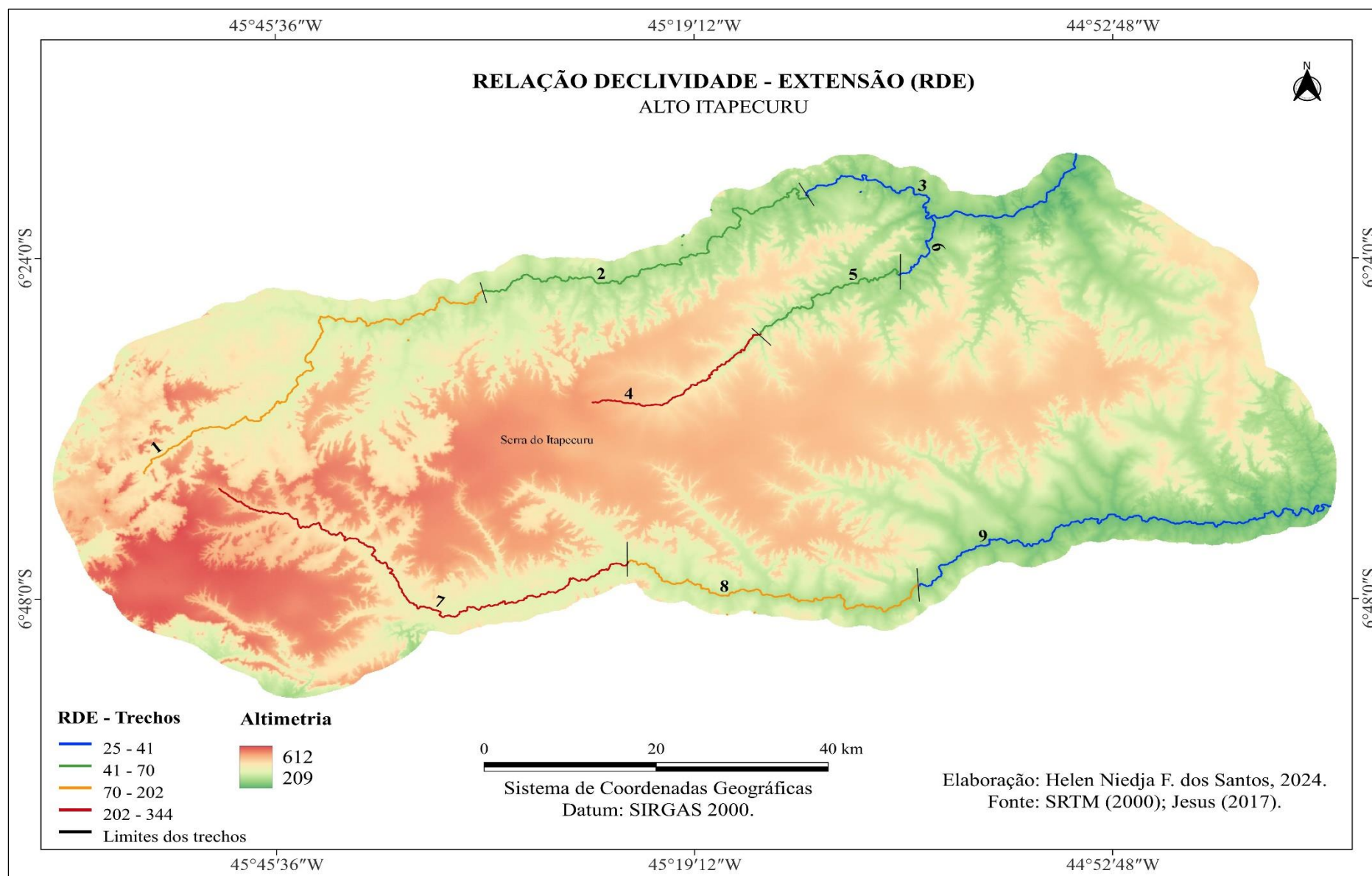
Buscando interpretar esses indicativos acerca da relação estrutural na organização da rede de drenagem, o índice RDE foi utilizado para identificação das áreas com anomalias, que segundo Etchebehere et al. (2006) podem estar relacionadas às reativações neotectônicas. Os canais principais dos rios Itapecuru, Alpercatas e do riacho Alpercatinhas foram divididos em 3 trechos (Tabela 2). Ao todo foram analisados 9 trechos em toda área de pesquisa. O valor da RDE total, utilizado na verificação final acerca de influência tectônica, é dado pela divisão do valor da RDE trecho pelo valor da RDE total do curso que está sendo analisado (Figura 20).

Tabela 2 - Amostragem de valores por segmento do índice morfométrico RDE-trecho/RDE total.

Trechos	Cota superior (m)	Cota inferior (m)	Diferença altimétrica (m) ΔH	Extensão do canal (m) ΔL	Extensão até a nascente (m) L	RDE Trecho	RDE Total	RDE Real
1	432	317	115	66148	115969	201,6	44,6	4,5
2	317	261	56	57946	71965	69,5	44,6	1,5
3	261	198	63	49084	31695	40,7	44,6	0,9
4	526	326	200	26870	46211	344,0	48,7	7,0
5	326	267	59	25142	25127	59,0	48,7	1,2
6	267	234	33	11314	8488	24,8	48,7	0,5
7	521	356	165	71805	129201	296,9	44,7	6,6
8	356	276	80	47242	81958	138,8	44,7	3,1
9	276	236	40	70561	48979	27,8	44,7	0,6

Fonte: Elaborado pela autora (2024).

Figura 20 – Trechos escolhidos para cálculo da RDE no Alto Itapecuru - MA.



Fonte: Adaptado de SRTM (2000). Elaborado pela autora (2024).

Na interpretação dos valores de RDE adotou-se como base o trabalho de Andrade Filho (2010), onde ele ressalta que os trechos considerados anômalos são os que obtêm RDE real maior ou igual a 2, e valores inferiores a 2 são considerados normais e sem anomalias. Na subdivisão das anomalias, adotou-se a classificação de Etchebehere et al. (2004, 2006), que dividem os resultados anômalos de RDE real em três categorias: valores inferiores a 2 são considerados comuns e sem anomalias; valores entre 2 e 10 são classificados como anomalias de 2ª ordem, caracterizados por feições íngremes, quebra de ruptura topográfica associado ao fator tectônico e/ou litológico, e as anomalias de 1ª ordem são de valores iguais ou superiores a 10, com presença constante do fator tectônico na drenagem refletindo em vertentes extremamente íngremes.

Seguindo essa classificação, os resultados encontrados atestaram anomalias de 2ª ordem no Alto Itapecuru, nos trechos 1, 4, 7 e 8, e sem anomalias nos trechos 2, 3, 5, 6 e 9. No rio Alpercatas, o trecho 1 foi considerado anômalo com valor de RDE 4,5, neste trecho observa-se uma mudança de direção do canal, partindo de SW-NE para W-E bruscamente. Os trechos 2 e 3 deste mesmo rio não apresentaram valores altos, apresentando normalidade no padrão de drenagem, pois constituem valores de 1,5 e 0,9. A baixa concentração de RDE coincide com as áreas onde o relevo tem pouca declividade e sem expressividade do fator estrutural. Os trechos 5 e 6 do riacho Alpercatinhas e o trecho 9 do rio Itapecuru apresentaram valores de 1,2, 0,5, e 0,6, ou seja, também sem anomalias e considerados normais.

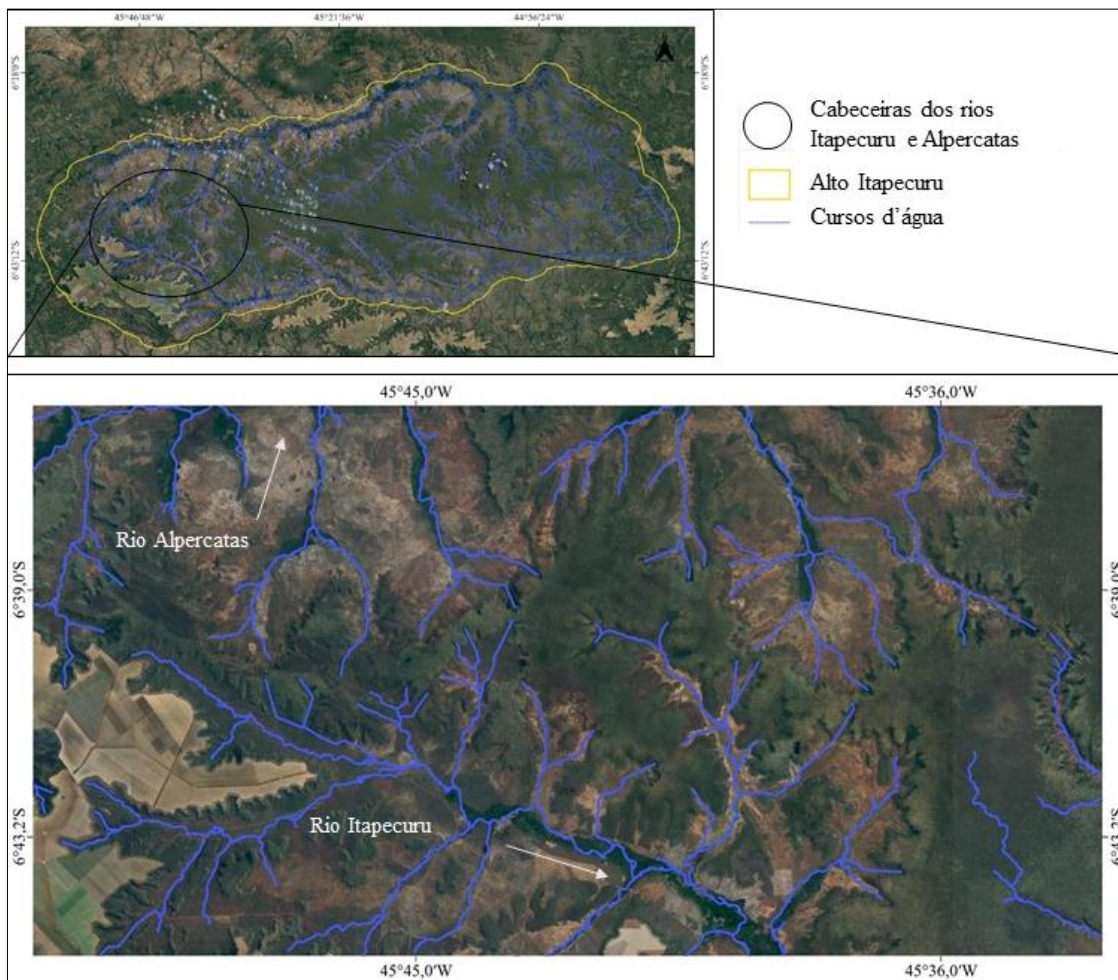
O riacho Alpercatinhas é o menor em extensão em relação aos demais rios, porém, dele derivou o mais alto valor de RDE, com valor de 7,0 no trecho 4. Considerado o maior afluente do rio Alpercatas, este canal está posicionado sob uma linha de falha de rejeito direcional, essa condição confere a esse riacho um encaixe retilíneo em direção ao rio Alpercatas, essa falha ocorre paralelamente encaixada com a drenagem desse riacho.

No rio Itapecuru, o segmento que apontou maior anormalidade foi o trecho 7 com valor de 6,6, seguido do trecho 8 com valor de 3,1. O trecho 7 do rio Itapecuru coincide com a porção mais elevada da bacia, de até 612 m, com alta declividade e rugosidade com relevo variando de fortemente ondulado à escarpado nessa porção. Outro aspecto observado no trecho 7 corresponde à mudança brusca de direção deste trecho, partindo de NW-SE para W-E.

No rio Itapecuru, as drenagens seguem o padrão paralelo, onde partem de NW para SE, e no Alpercatas, entre os trechos 1 e 2, os canais estão posicionados paralelamente de S para N; essa direção muda no riacho Alpercatinhas, que tem direção de SW para NE.

O padrão paralelo foi condicionado pela linha de falha, onde constata-se uma nítida relação entre a linha de falha e a erosão remontante na área onde se localiza a nascente do rio Itapecuru. Observa-se também a formação de processos de capturas fluviais principalmente no entorno das nascentes, localizados em terrenos mais elevados, com altas declividade e maiores valores de rugosidade (Figura 21).

Figura 21 - Avanço das capturas de drenagem entre as cabeceiras dos rios Itapecuru e Alpercatas.



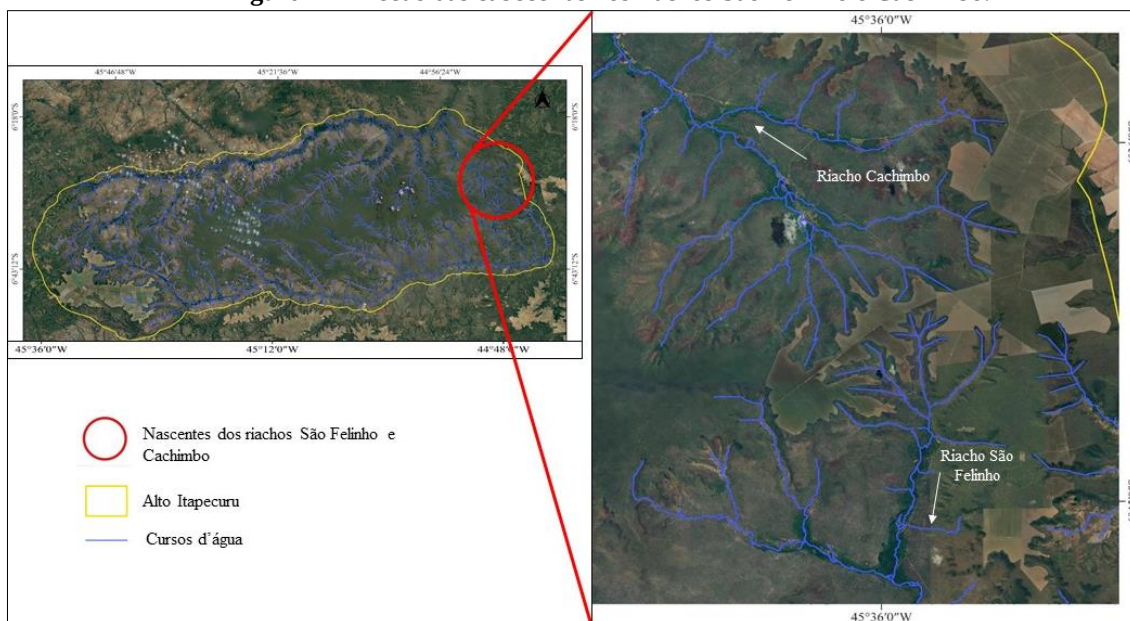
Fonte: Google satellite (2024).

Christofolletti (1977) argumenta que o avanço de cabeceiras de drenagem pode ocorrer pelo aplainamento dos divisores de dois sistemas de drenagens distintos, onde, o sistema que apresentar menor altitude topográfica captura o outro, e o fluxo d'água mais fraco é capturado. Percebe-se na área destacada o processo de recuo das cabeceiras e a predisposição para o processo de captura fluvial, que acontece quando um canal erode o divisor mais rapidamente que o canal vizinho, até que haja o rebaixamento do divisor. O curso d'água que recuar de forma mais intensa poderá capturar outro posicionado no lado

oposto da vertente, cuja força de recuo foi inibida pela menor declividade (Penteado, 1978). Neste sistema, ocorrerá a adaptação das drenagens, entrando em um novo estado de equilíbrio.

Este processo se repete na parte leste do Alto Itapecuru, percebe-se a regressão das cabeceiras dos riachos São Felinho (afluente do rio Itapecuru) com a cabeceira do riacho Cachimbo (rio Alpercatas) (Figura 22). Esse avanço está sendo potencializado pela combinação de alguns fatores, tais como pelas ocupações no topo das serras, onde a área ocupada para fins agrícolas, sem cobertura vegetal, acelera o processo de erosão nas cabeceiras.

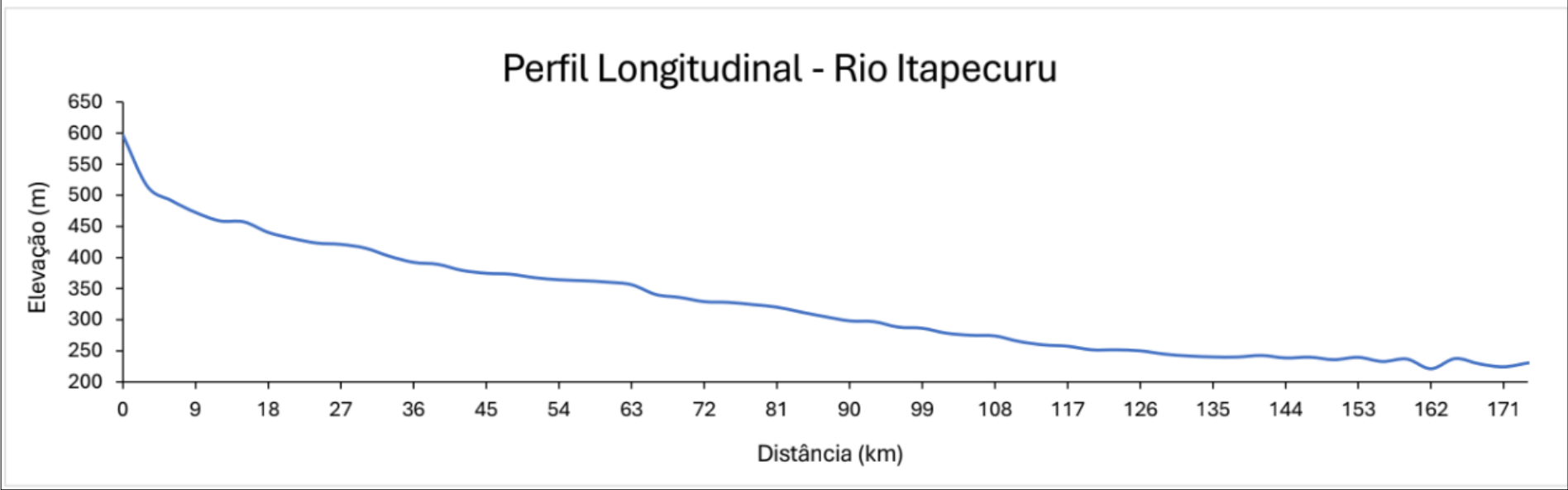
Figura 22 - Recuo das cabeceiras nos riachos São Felinho e Cachimbo.



Fonte: Google satellite (2024).

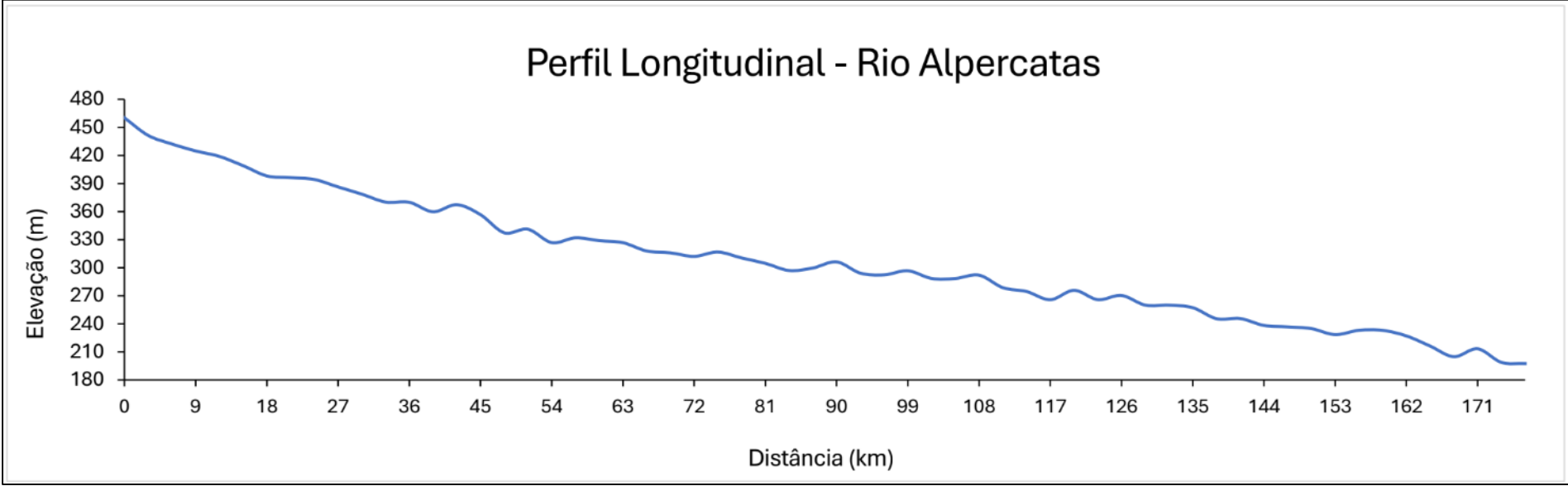
Nesses processos de erosão regressiva, a escavação dos vales pelos rios, na busca pelo estabelecimento de seus perfis de equilíbrio, se processa por regressão, ou seja, da foz em direção às cabeceiras. Para uma melhor compreensão do quadro de equilíbrio desse sistema fluvial, foram elaborados os perfis topográficos do rio Itapecuru (Figura 23), do rio Alpercatas (Figura 24) e do riacho Alpercatinhas (Figura 25), com objetivo de demonstrar o nível de equilíbrio através da curva.

Figura 23 - Perfil topográfico do rio Itapecuru.



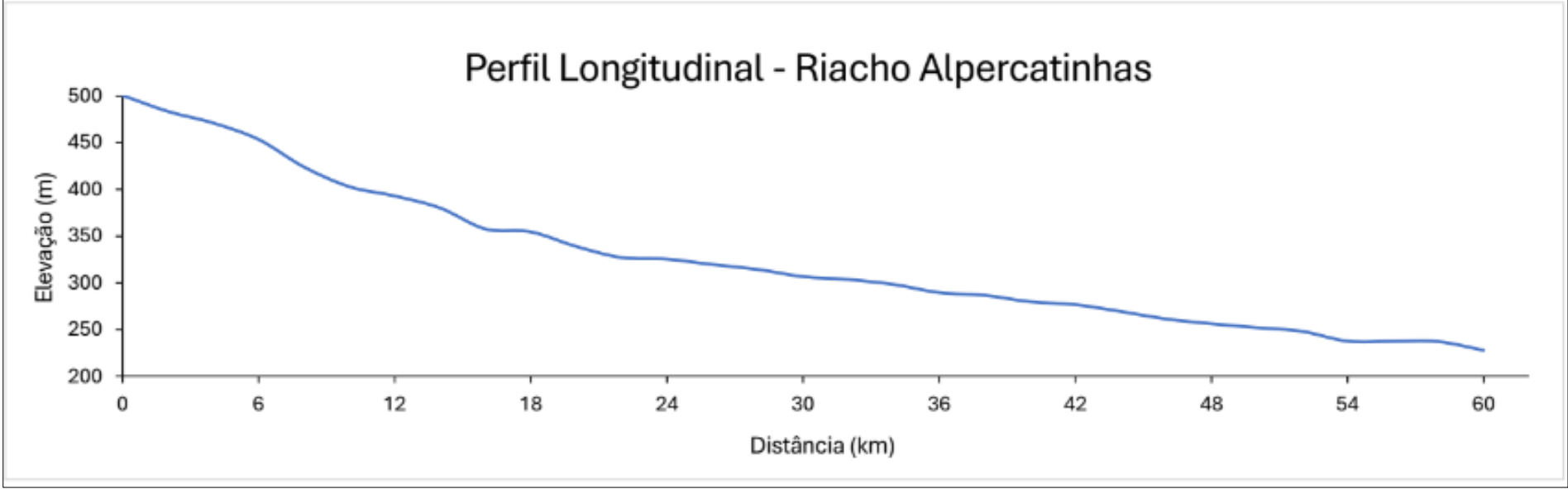
Fonte: Organizado pela autora.

Figura 24 - Perfil topográfico do rio Alpercatas.



Fonte: Organizado pela autora.

Figura 25 - Perfil topográfico do riacho Alpercatinhas.



Fonte: Organizado pela autora.

Ao se analisar a linha de curva do perfil topográfico do rio Itapecuru, o trecho localizado entre as altitudes de 450 e 600 m, ocorre um trecho escarpado com extensão de aproximadamente 10 km, onde se concentram anomalias de drenagem de 2ª ordem. É neste perímetro da nascente que se constata o recuo do relevo em direção à vertente do rio Alpercatas e erosão remotante em curso.

No perfil do riacho Alpercatinhas concentram-se os maiores valores de RDE de 2ª ordem, onde o canal é retilíneo e o relevo apresenta-se dissecado, principalmente entre as altitudes de 350 e 600 m, e no restante do curso do rio a linha segue dentro do padrão de normalidade, sem anomalias.

O rio Alpercatas também concentra valores altos de RDE nas áreas próximas das nascentes. Neste perfil, a linha de tendência não segue um padrão regular, demonstrando desequilíbrio dinâmico na linha do perfil, que também concentra anomalias na porção da nascente. Estes canais destacam a natureza tectônica expressa nas rupturas de declive observadas nos pontos irregulares dos perfis topográficos desses rios, que estão associadas às morfoestruturas.

4.3 Análise granulométrica

A análise da granulometria foi aplicada como ponto de partida para obter informações sobre as alterações ocorridas neste ambiente sobre o transporte, a energia dos canais fluviais e o modo de deposição dos sedimentos. As classes encontradas no contexto geral das amostras estão apresentadas juntamente com as respectivas cores padronizadas para os gráficos (Quadro 7).

Quadro 7 - Classes granulométricas e malhas de referência.

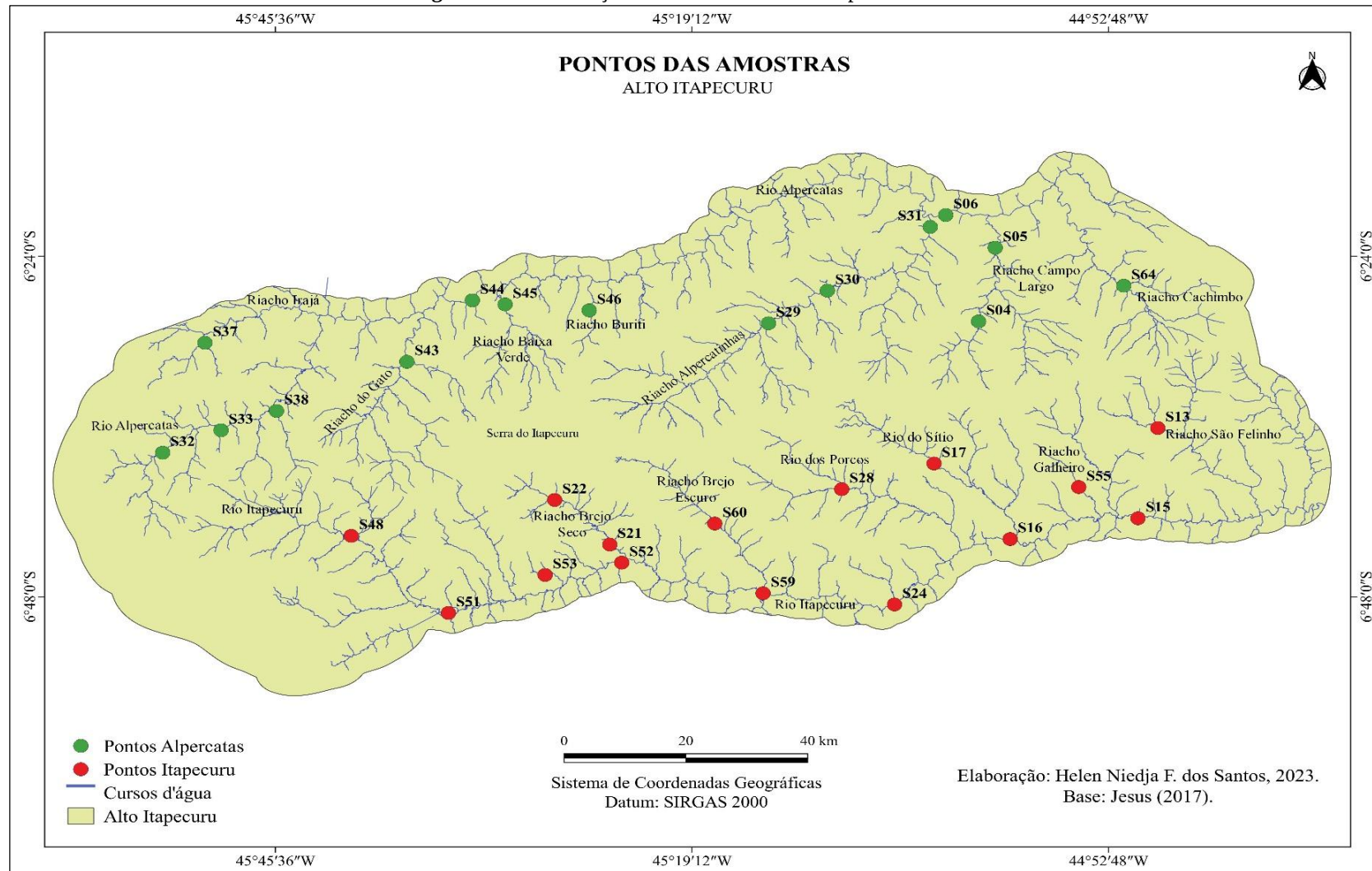
Classe	Malha (mm)	Cor
Areia muito grossa	1,000	
Areia grossa	0,500	
Areia média	0,250	
Areia fina	0,125	
Areia muito fina	0,063	
Silte com argila	< 0,063	

Fonte: Elaborado pela autora (2023).

A área de estudo pertence a dois sistemas hidrográficos principais, que estão divididos pela Serra do Itapecuru (divisor de águas). Os canais fluviais que drenam ao

norte da Serra do Itapecuru, formam o sistema hidrológico do rio Alpercatas. Enquanto os canais que correm ao sul, pertencem ao sistema hidrológico do rio Itapecuru (Figura 26). Essa divisão ocorreu para que tivesse um modelo estatístico dos dois ambientes (Quadro 8 e 9), sendo determinadas quinze amostras para cada um dos ambientes para análise comparativa.

Figura 26 - Distribuição das amostras no Alto Itapecuru – MA.



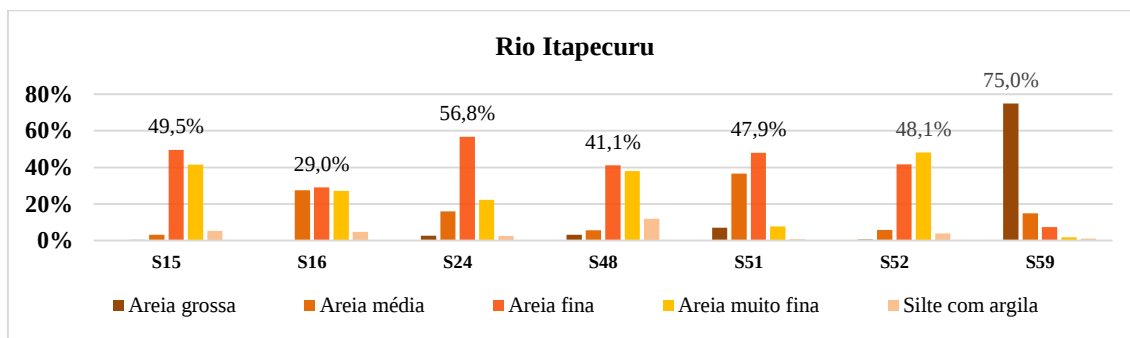
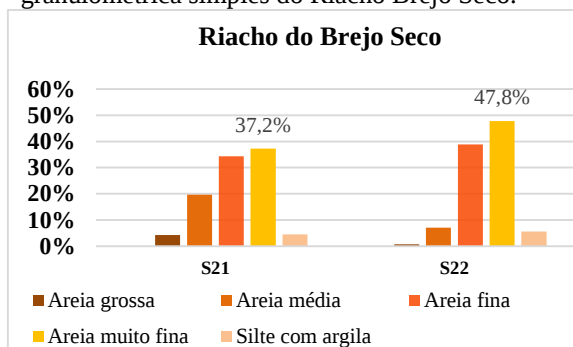
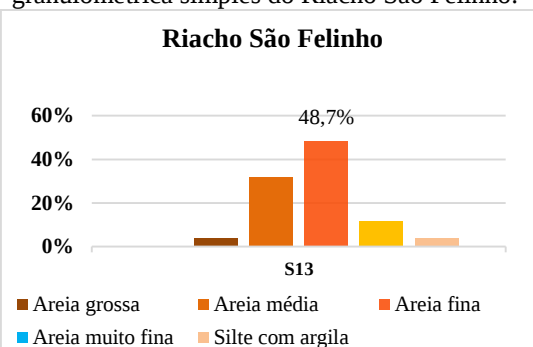
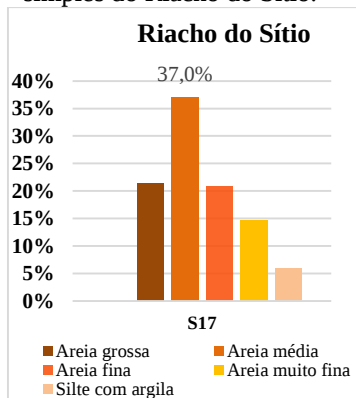
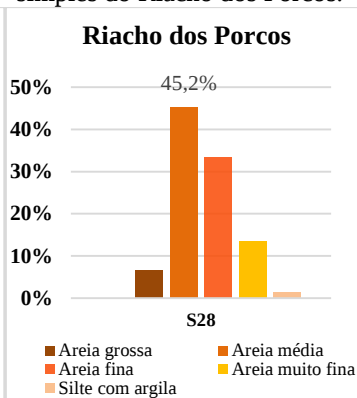
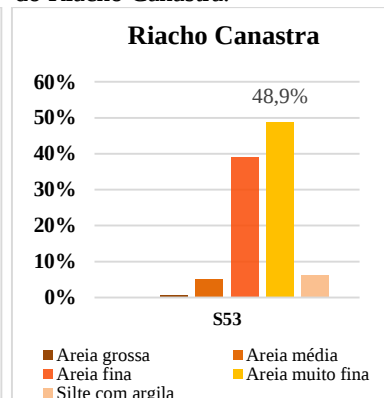
Fonte: Adaptado de Jesus (2017). Elaborado pela autora (2023).

As distribuições granulométricas das amostras coletadas nos rios Itapecuru e Alpercatas (Gráficos 2 – 17) apresentaram graduação de areias grossas, médias, finas, muito finas, até silte com argila (considerados na mesma classe), mostrando uma boa distribuição granulométrica.

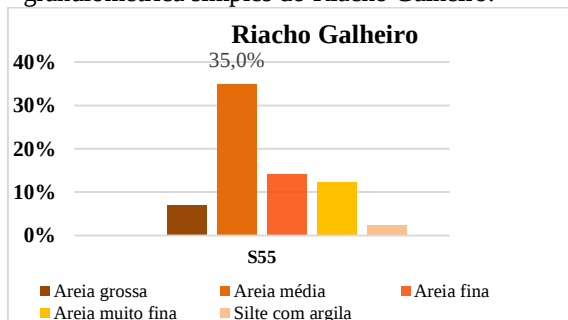
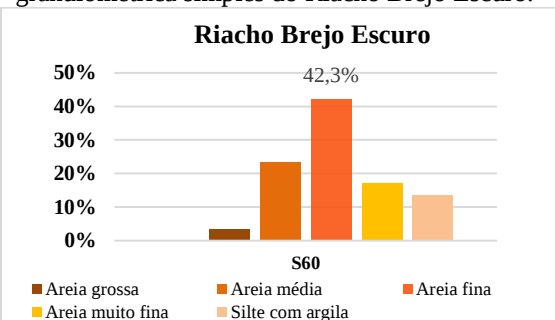
Quadro 8 - Resultados das amostras do rio Itapecuru geradas pelo software Gradstat.

Amostra	Grupo Textural	Média	Moda	Curtose	Assimetria	Seleção
S13	Areia	Areia fina	Unimodal	Leptocúrtica	Aproximadamente simétrica	Moderadamente selecionado
S15	Areia	Areia muito fina	Bimodal	Muito leptocúrtica	Assimétrica no sentido dos finos	Pobremente selecionado
S16	Areia	Areia fina	Trimodal	Muito platicúrtica	Aproximadamente simétrica	Pobremente selecionado
S17	Areia	Areia fina	Trimodal	Muito leptocúrtica	Fortemente assimétrica no sentido dos finos	Muito pobremente selecionado
S21	Areia	Areia fina	Bimodal	Mesocúrtica	Aproximadamente simétrica	Moderadamente selecionado
S22	Areia	Areia muito fina	Bimodal	Muito leptocúrtica	Assimétrica no sentido dos finos	Pobremente selecionado
S24	Areia	Areia fina	Bimodal	Leptocúrtica	Assimétrica no sentido dos finos	Moderadamente selecionado
S28	Areia	Areia fina	Bimodal	Leptocúrtica	Assimétrica no sentido dos finos	Moderadamente selecionado
S48	Areia	Areia muito fina	Bimodal	Muito leptocúrtica	Fortemente assimétrica no sentido dos finos	Pobremente selecionado
S51	Areia	Areia fina	Unimodal	Leptocúrtica	Aproximadamente simétrica	Moderadamente selecionado
S52	Areia	Areia fina	Bimodal	Leptocúrtica	Assimétrica no sentido dos grossos	Moderadamente bem selecionado
S53	Areia	Areia muito fina	Bimodal	Muito leptocúrtica	Aproximadamente simétrica	Pobremente selecionado
S55	Areia	Areia fina	Bimodal	Leptocúrtica	Assimétrica no sentido dos finos	Moderadamente selecionado
S59	Areia	Areia grossa	Unimodal	Leptocúrtica	Fortemente assimétrica no sentido dos finos	Moderadamente selecionado
S60	Areia	Areia fina	Bimodal	Muito leptocúrtica	Fortemente assimétrica no sentido dos finos	Pobremente selecionado

Fonte: Elaborado pela autora (2023).

Gráfico 2 - Histograma de frequência granulométrica simples do rio Itapecuru.**Gráfico 3** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho Brejo Seco.**Gráfico 4** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho São Felinho.**Gráfico 5** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho do Sítio.**Gráfico 6** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho dos Porcos.**Gráfico 7** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho Canastra.

*

Gráfico 8 - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho Galheiro.**Gráfico 9** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho Brejo Escuro.

Fonte: Elaborado pela autora (2023).

Os resultados granulométricos mostram que o principal tamanho de grão transportado pelo rio Itapecuru é a areia fina. As distribuições granulométricas apresentam desvios-padrão (grau de seleção) indicando um seccionamento com variação de moderadamente selecionados (46%), moderadamente bem selecionados (7%), pobremente selecionados (40%) e muito pobremente selecionados (7%). O desvio padrão indica a flutuação do nível energético do ambiente deposicional. Este parâmetro está relacionado com a capacidade de diferentes agentes geológicos em selecionar, com maior ou menor competência, um determinado grão, refletindo o índice da variação das condições atuais do fluido transportador (Ponçano, 1986).

De acordo com os dados obtidos, os sedimentos com assimetria positiva a muito positiva são os mais comuns no ambiente Itapecuru (60% das amostras). Do total, 33% apresentaram assimetria aproximadamente simétrica, 33% positiva assimétrica no sentido dos finos, 27% muito positiva fortemente assimétrica no sentido dos finos e 7% negativa assimétrica no sentido dos grossos. Neste sentido, no rio Itapecuru há uma predominância da deposição.

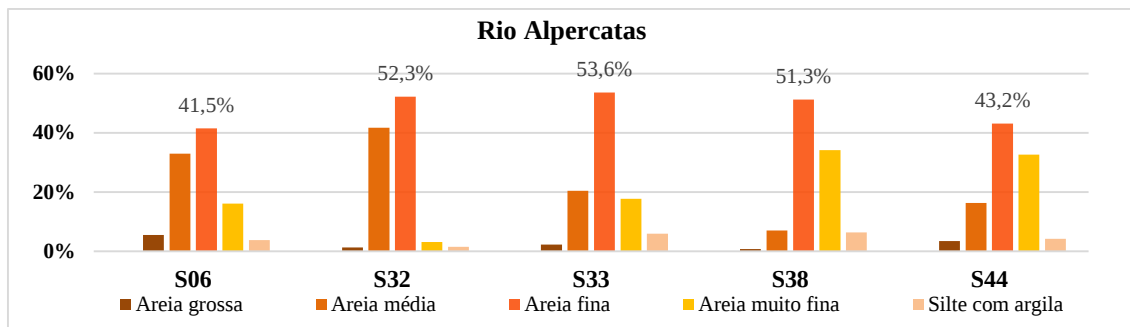
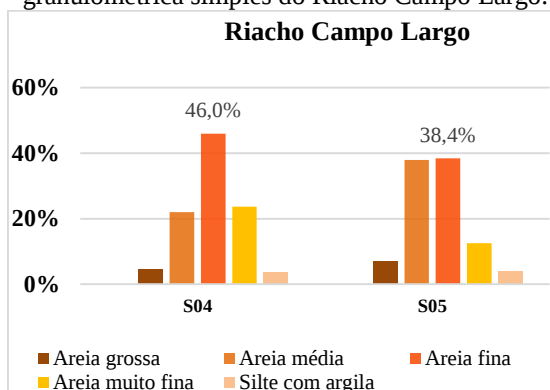
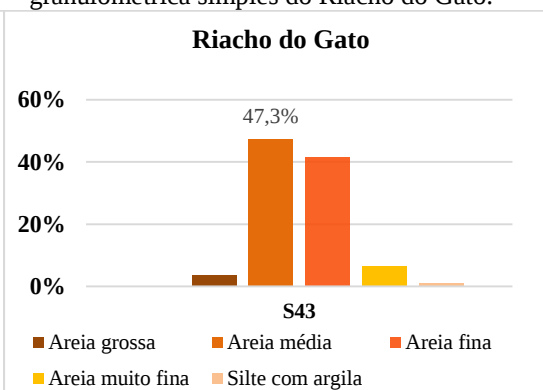
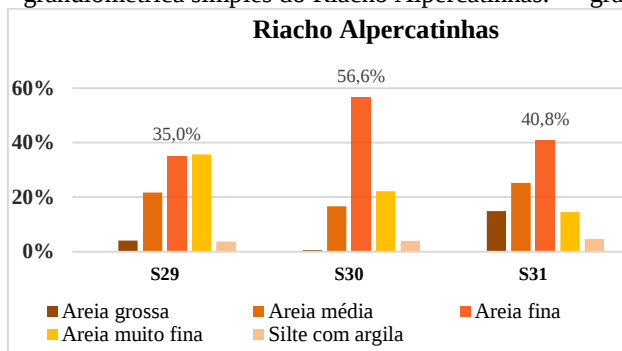
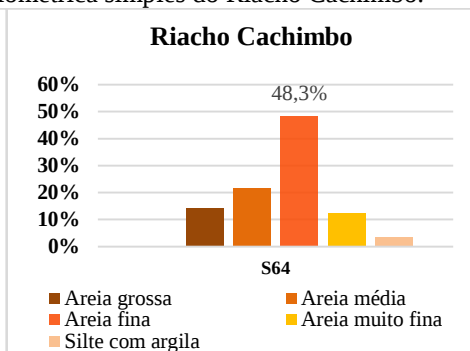
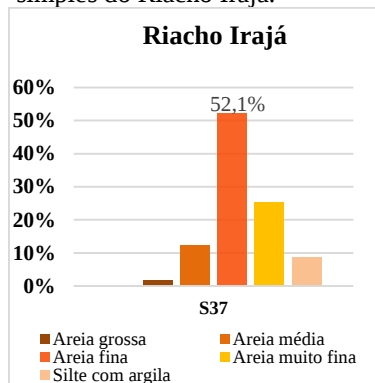
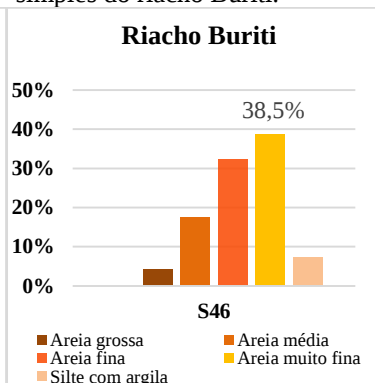
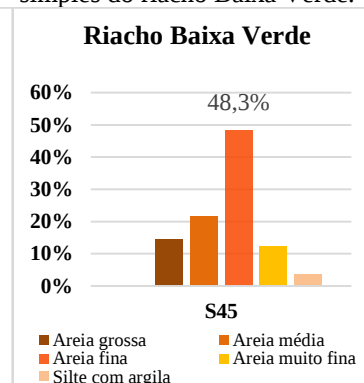
Em relação à curtose, este ambiente apresenta uma variação de mesocúrtica (7%), platicúrtica (7%), mas apresenta predominância de sedimentos com distribuições leptocúrtica (46%) e muito leptocúrtica (40%), o que significa uma maior hidrodinâmica ou maior movimentação indicando remoção de uma fração dos sedimentos por correntes de fundo (Ponçano, 1986).

As modas apresentam uma classificação variando de bimodais (67%), unimodais (20%) e trimodais (13%). Os sedimentos considerados bimodais são pouco trabalhados, as amostras unimodais indicam que os sedimentos foram bem trabalhados, que o ambiente tem mais energia para retrabalhar o sedimento, como está representado pelas amostras S51 e S59 no canal principal do rio Itapecuru.

Quadro 9 - Resultados das amostras do rio Alpercatas geradas pelo software Gradstat.

Amostra	Grupo textural	Média	Moda	Curtose	Assimetria	Seleção
S04	Areia	Areia fina	Unimodal	Mesocúrtica	Aproximadamente simétrica	Moderadamente selecionado
S05	Areia	Areia fina	Bimodal	Mesocúrtica	Assimétrica no sentido dos finos	Moderadamente selecionado
S06	Areia	Areia fina	Bimodal	Mesocúrtica	Assimétrica no sentido dos finos	Pobrememente selecionado
S32	Areia	Areia fina	Unimodal	Leptocúrtica	Aproximadamente simétrica	Moderadamente bem selecionado
S43	Areia	Areia média	Bimodal	Leptocúrtica	Aproximadamente Simétrica	Moderadamente bem selecionado
S44	Areia	Areia fina	Bimodal	Platicúrtica	Aproximadamente Simétrica	Moderadamente selecionado
S45	Areia	Areia fina	Bimodal	Leptocúrtica	Assimétrica no sentido dos grossos	Moderadamente selecionado
S46	Areia	Areia fina	Bimodal	Muito leptocúrtica	Assimétrica no sentido dos finos	Pobrememente selecionado
S29	Areia	Areia fina	Bimodal	Platicúrtica	Aproximadamente simétrica	Moderadamente selecionado
S30	Areia	Areia fina	Bimodal	Mesocúrtica	Fortemente assimétrica no sentido dos finos	Moderadamente selecionado
S31	Areia	Areia fina	Trimodal	Leptocúrtica	Aproximadamente simétrica	Pobrememente selecionado
S37	Areia	Areia fina	Bimodal	Muito leptocúrtica	Fortemente assimétrica no sentido dos finos	Pobrememente selecionado
S33	Areia	Areia fina	Bimodal	Extremamente leptocúrtica	Fortemente assimétrica no sentido dos finos	Pobrememente selecionado
S38	Areia	Areia fina	Bimodal	Muito leptocúrtica	Fortemente assimétrica no sentido dos finos	Pobrememente selecionado
S64	Areia	Areia fina	Bimodal	Mesocúrtica	Aproximadamente simétrica	Pobrememente selecionado

Fonte: Elaborado pela autora (2023).

Gráfico 10 – Histograma de frequência granulométrica simples do rio Alpercatas.**Gráfico 11** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho Campo Largo.**Gráfico 12** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho do Gato.**Gráfico 13** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho Alpercatinhas.**Gráfico 14** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho Cachimbo.**Gráfico 15** - Histograma de frequência granulométrica simples do Riacho Irajá.**Gráfico 16** - Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Buriti.**Gráfico 17** - Histograma de frequência granulométrica simples do riacho Baixa Verde.

Fonte: Elaborado pela autora (2023).

No ambiente do rio Alpercatas, o grupo textural da areia é o predominante, constituído principalmente pelas areias finas e muito finas. Quanto ao desvio padrão (seleção), os dados obtidos na área demonstram predominância de sedimentos pobremente selecionados (47%) nas amostras S06, S31, S33, S38, S37, S46 e S64, com variação de moderadamente selecionado (40%) nas amostras S04, S05, S29, S30, S44 e S45, e moderadamente bem selecionado (13%) nas amostras S32 e S43.

Os sedimentos com assimetria positiva são comuns no ambiente do Alpercatas, 47% das amostras demonstram predomínio de deposição, porém 46% representam aproximadamente simétricas e 7% assimétrica no sentido dos grosseiros, predominando a erosão neste rio, ocorrendo alta energia no riacho Baixa Verde, representado pela amostra S45.

Verificou-se também a predominância de distribuições leptocúrticas a extremamente leptocúrticas com 54%, mesocúrticas com 33%, enquanto as platicúrticas representam 13% do total. As amostras com curtose leptocúrticas e bem selecionadas, são evidências de que o ambiente guarda características de uma fase prévia, cujo meio foi mais eficiente em promover a seleção que o meio em que veio a ser depositado (Ponçano, 1986).

As modas deste ambiente apresentam predominância de variações bimodais (80%), unimodais (13%) e trimodais (7%). Com predominância de amostras bimodais, este ambiente assim como o Itapecuru, apresenta pouco trabalhamento dos sedimentos em sua maioria, apresentando maior intensidade nas amostras S04 e S32, no riacho Campo Largo e no trecho principal do rio Alpercatas.

4.4 Análise da dinâmica fluvial e suas contribuições na evolução de relevo

A partir da análise geral dos dados, verificou-se a predominância das classes granulométricas areia fina e muito fina nos pontos amostrados, o que tem associação ao substrato geológico da região de estudo, por se tratar da região da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

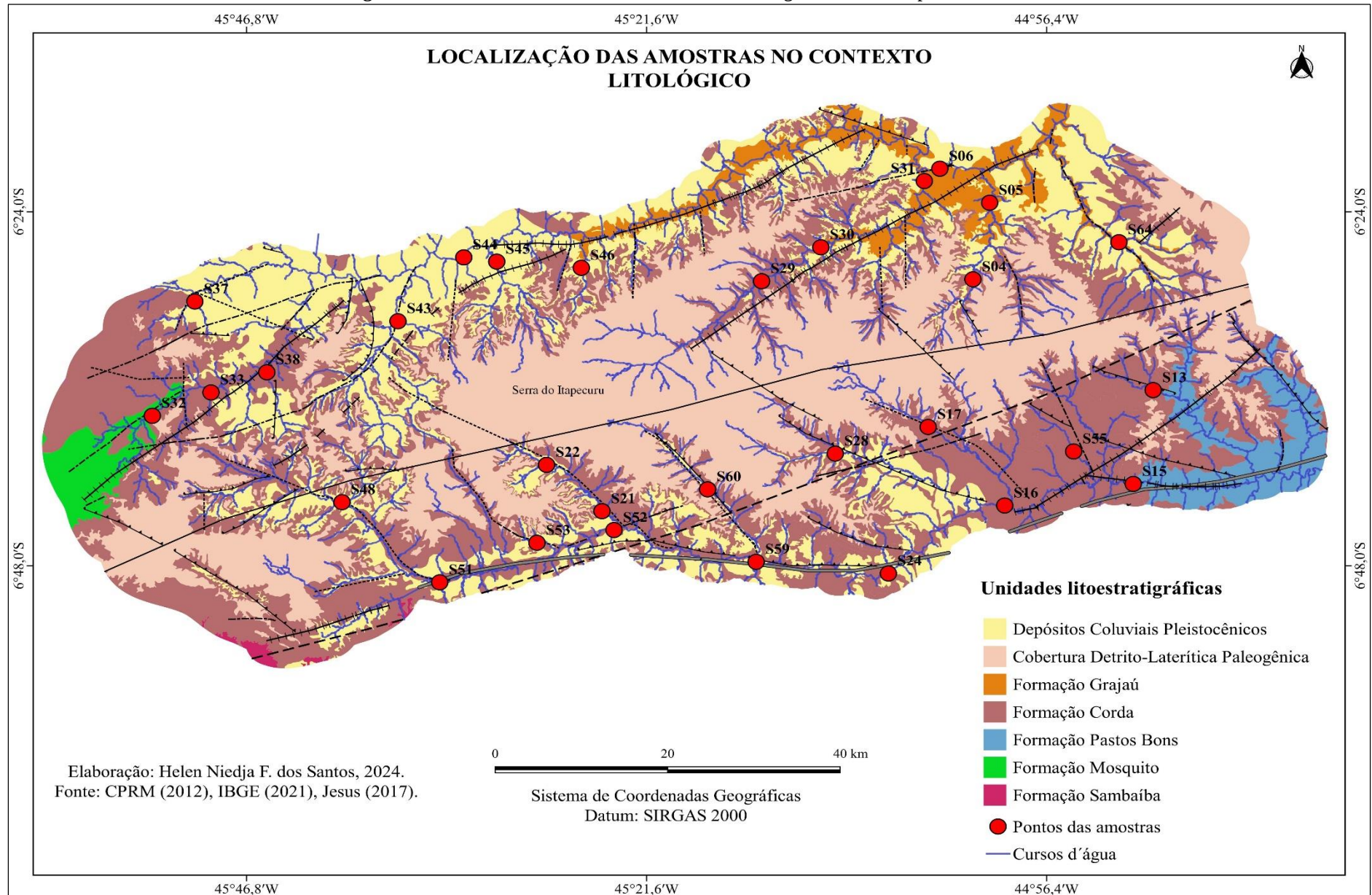
No contexto geológico, a região do Alto Itapecuru é constituída principalmente por pacotes sedimentares pleistocênicos e holocênicos, sendo que no leito dos canais é encontrado um pacote misturado dos sedimentos eólicos antigos e atuais, juntamente com sedimentos que estão sendo desenterrados da Formação Corda (Figura 27). A Formação Corda tem significativa contribuição no Alto Itapecuru, sendo constituída,

dominantemente, por arenitos depositados em sistema desértico; possuem idade variando de 161 a 125 Ma., com contribuição lacustre interdunas e fluvial (Caputo, 1984; Rezende, 2002; Vaz et al., 2007). Essa condição favorece ao lençol freático uma alta porosidade e permeabilidade proporcionada pela significativa fração arenosa, que reflete em uma expressiva infiltração que favorece um bom armazenamento e elevada potencialidade para a exploração de águas subterrâneas, como demonstrou o resultado da densidade de drenagem (1,5), indicando que a bacia possui uma drenagem boa.

Correlacionando de forma geral, as chapadas encontram-se embasadas por arenitos cretácicos da Formação Corda, frequentemente capeados por coberturas detrito-lateríticas, onde se desenvolvem solos muito profundos, bem drenados, muito friáveis (Latosolos Amarelos e Vermelho-Amarelos distróficos). Nos amplos fundos de vales que circundam esse conjunto de chapadas, afloram os arenitos eólicos ortoquartzíticos de idade triássica da Formação Sambaíba e os derrames vulcânicos e intrusões de idade jurocretácica (basaltos e gabros) das formações Mosquito e Sardinha (CPRM, 2013).

De acordo com Jesus et al. (2010) essas rochas originais do Alto Itapecuru já perderam sua dureza e sofreram um esvaziamento geoquímico, as taxas de rebaixamento geoquímico constatadas indicam que a intensidade da denudação química é baixa, o que comparativamente, representa para a dinâmica da evolução da paisagem, que os processos denudacionais mecânicos estão se sobressaindo nessa área.

Figura 27 - Posicionamento das amostras sobre a estratigrafia do Alto Itapecuru – MA.



Fonte: Adaptado de CPRM (2012), IBGE (2021) e Jesus (2017). Elabora pela autora (2024).

Por se tratar do alto curso, há um maior trabalho da ação fluvial. Os resultados da assimetria indicam que o transporte fluvial apresenta uma vantagem na vertente do Alpercatas, apresentando um maior potencial de trabalhamento dos sedimentos. Na distribuição geral dos tamanhos dos grãos, observou-se uma tendência das amostras bimodais (22 amostras), que representam a combinação de duas modas principais, ou seja, a combinação de diferentes grupos de origens geológicas distintas, principalmente do contato da Formação Corda com os Depósitos Quaternários.

As amostras leptocúrticas aparecem significativamente em todo Alto Itapecuru, ao todo 21 amostras apresentam resultados de alta curtose, 13 no Itapecuru e 8 no Alpercatas. Essa distribuição demonstra que a energia dos rios favorece a erosão, predominando a desagregação desse material sedimentar. As amostras coletadas próximo às cabeceiras dos rios, apresentaram valores de leptocúrticas e muito leptocúrticas, (S32, S33, S37, S38, S48, S51), o que indica uma relativa intensidade de energia nessas áreas. Esse maior trabalho da ação fluvial é influenciado pela declividade nessas áreas, onde se concentram as maiores cotas altimétricas, que influenciam o trabalho mais acentuado do transporte de sedimentos e controlam a configuração da drenagem. Estes resultados se estendem nas amostras analisadas dos riachos São Felinho (S13), Porcos (S28), Galheiro (S55), Baixa Verde (S45), Gato (S43); e curtoses mais altas (muito leptocúrticas) nos riachos do Brejo Escuro (S60), Canastra (S53) Sítio (S17), Irajá (S37) e Buriti (S46).

As amostras mesocúrticas identificadas se concentram à jusante no rio Alpercatas: uma amostra no rio principal do Alpercatas (S06), e as demais no riacho Campo Largo (S04 e S05), riacho Cachimbo (S64) e no riacho Alpercatinhas (S30), enquanto no rio Itapecuru há apenas uma mesocúrtica no riacho Brejo Seco (S21), o que revelam nos pontos coletados, que os canais fluviais estão realizando a distribuição normal dos sedimentos, em equilíbrio de transporte. Enquanto as amostras platicúrticas não tem grande expressividade nestes ambientes. No rio Itapecuru apenas uma amostra apresentou-se muito platicúrtica (S16), e no rio Alpercatas duas amostras (S44 e S29), demonstrando que nestes três pontos a energia favorece a deposição.

No riacho Brejo Seco foram coletadas duas amostras. A amostra S22, posicionada próxima à nascente, apresenta curtose leptocúrtica, indicando a tendência de erosão, enquanto a S21, coletada mais à jusante, apresenta-se mesocúrtica, o que indica que os sedimentos transportados vão diminuindo a energia, se equilibrando no processo de transporte, conforme segue o percurso da nascente até a foz.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A paisagem do Alto Itapecuru revela sua evolução através da combinação de diferentes fatores. O arcabouço estrutural e litológico colabora com a evolução desse relevo, tendo em vista o controle dos lineamentos estruturais sobre a rede de drenagem, e a presença de litologias frágeis, que apresentam mais susceptibilidade aos processos erosivos. Essa contribuição estrutural na evolução dos cursos d'água, demonstra a obediência dos canais fluviais às estruturas, que se ajustam às falhas e fraturas, através dos registros que se encontram impressos na litologia, como demonstra a direção e forma da rede de drenagem, que se configura principalmente no padrão paralelo, dentro de vales encaixados, coincidente com os lineamentos.

Seguindo essas linhas de fraqueza ocasionadas pelas configurações neotectônicas, constatadas pelos parâmetros morfométricos, os lineamentos estruturais deram origem aos vãos do Itapecuru entre as chapadas. Os valores elevados da RDE indicam a atuação estrutural, as anomalias verificadas estão em altitudes que variam entre 407 m e 612 m, onde predominam os arenitos da Formação Corda, onde se concentram os canais com maior vigor energético.

Nessas litologias muito intemperizadas e porosas, foram analisadas trinta amostras de sedimentos, que indicaram que os rios e afluentes transportam grãos do tamanho da classe areia fina. As altas declividades concentram-se na porção oeste e sudoeste da bacia onde estão localizadas as cabeceiras, e nas bordas das chapadas. Esse fator influencia o arraste mais agressivo do material para os leitos dos rios, na superfície mais baixa da bacia. As chapadas encontram-se separadas por vales extensos e abertos que seguem os alinhamentos estruturais, ocasionando o recuo das escarpas, alargamento dos vãos e fazem os topos perderem continuidade espacial.

A perda de solo por erosão hídrica ocorre de maneira expressiva, rompendo o equilíbrio e aumentando a produção de sedimentos. Esses sedimentos estão sendo depositados ao longo dos canais fluviais da bacia, causando o assoreamento dos canais que podem gerar mudanças futuras a jusante do alto curso, por exemplo em seu médio e baixo curso. Portanto, diante da combinação da atuação desses processos, as condições naturais apontam que o processo evolutivo está ocorrendo naturalmente no interior do Parque, e os sedimentos refletem para essa tendência natural, pois o material está sendo

depositado à jusante do rio em vales amplos, que se encontram entulhados de sedimentos, refletindo na baixa energia dos canais.

O fator climático também aparece interligado a essas problemáticas. As taxas anuais de queimadas e foco de calor têm aumentado significativamente nos últimos anos, principalmente a partir do 3º trimestre do ano. Com a estiagem e a diminuição dos dias de chuvas, a radiação solar tem uma maior incidência devido à pouca cobertura de nuvens, nesse processo atua o período de altas temperaturas e de ventos mais fortes que intensificam as chamas e as espalham de acordo com a sua direção. Os impactos gerados pelos incêndios podem acarretar grandes alterações na composição dos solos e na vegetação do Alto Itapecuru, por conta da redução da cobertura vegetal, material morto e alterações na umidade do solo, principalmente quando associado ao desmatamento.

No entorno do Parque Estadual do Mirador, percebe-se a integração dos elementos físicos e humanos, e os processos evolutivos são potencializados pelas atividades agrícolas. A dinâmica agrícola concentrada nos topos planos das chapadas acaba tornando os solos mais suscetíveis aos processos erosivos no período chuvoso. Esses solos de vegetação menos densa não suportam a força das chuvas, que atuam diretamente ao tocar o solo sem proteção e arrastam com mais agressividade os sedimentos. Com o desmatamento crescendo nessa região, as ações além de acelerarem a erosão, também desencadeiam a perda da fertilidade dos solos através da lixiviação, potencializam novos processos erosivos como as capturas de drenagens nas cabeceiras e o recuo paralelo das escarpas.

Apesar dessa região está legalmente protegida por ser uma Unidade de Conservação e pouco povoada, o entorno do parque encontra-se em estado de vulnerabilidade devido a uma combinação de fatores, que mesmo diante de medidas protetivas, sofre uma forte pressão antrópica promovida pelo setor agropecuário, principalmente pelo cultivo da soja, que pressiona as bordas e adentram para o interior do parque. Mas é importante salientar que apesar dessa situação de conflito, a existência do parque estabelece como objetivo a proteção das nascentes dos rios, além da conservação da vegetação do Cerrado e sua biodiversidade, retardando um pouco este avanço. A preservação e conservação da vegetação, principalmente nas áreas de nascentes, são condicionantes fundamentais para a garantia da oferta hídrica para muitos municípios, inclusive a capital São Luís, que são banhados e abastecidos pelo rio Itapecuru, além de garantir o equilíbrio da biodiversidade e diminuição dos efeitos dos processos erosivos.

Diante do exposto, é necessário que o Poder Público tenha uma maior sensibilidade ao tratar da fiscalização e manejo dessa região. Essas áreas descobertas de fiscalização aumentam os riscos da degradação e uma evolução da paisagem mais acelerada, e diante dos avanços para o interior do parque, é importante que os políticos defendam essa região, ao contrário do projeto de Lei Nº 280/2024 que propõe a diminuição de 264.747,02 hectares do parque, o que representa uma ameaça para todo o sistema ambiental. Também é de fundamental importância a participação popular para cobrar, fiscalizar e pressionar dos representantes que levantam a pauta ambiental no Maranhão, para que priorizem e ponham na agenda, medidas voltadas para a proteção efetiva, através de campanhas promovendo a conservação e a criação de políticas públicas eficazes para a gestão do parque e, principalmente, para a proteção das nascentes.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. Regiões de Circundesnudação Pós-Cretáceos no Planalto Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia** v.1, p. 1-21, 1949.
- AB'SABER, A. N. Posição das Superfícies Aplainadas no Planalto Brasileiro. **Geomorfologia** v.20, p. 10- 22, 1960.
- AB'SABER, A. N. Participação das Depressões e Superfícies Aplainadas na Compartimentação do Planalto Brasileiro. **Geomorfologia** v.28, 20 p., 1962.
- AB'SABER, A. N. Um conceito de Geomorfologia a Serviço das Pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**. v.18, 15 p., 1969.
- AB'SABER, A. N. Megageomorfologia do Território Brasileiro. In: CUNHA, S.B. & GUERRA, A.J.T. (Org.), **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, p. 71-106.
- ALCÂNTARA, E. H. Caracterização da bacia hidrográfica do rio Itapecuru, Maranhão, Brasil. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 7, n. 11, p. 97-113, fev. 2004.
- ALMEIDA, F.F.M. Os Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. **DNPM/DGM**, Boletim. Rio de Janeiro, 1964, p. 1-60.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. **DNPM/DGM**, Boletim. Rio de Janeiro, 1967, p. 22-45.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American platform. **Earth Science Review**, v. 50, p. 77-111. 2000.
- ALMEIDA, N. V. 2012. **Ordenamento territorial geoambiental da bacia hidrográfica do rio Taperoá, semiárido paraibano**. Tese de doutorado em Geografia. Universidade Federal Fluminense. Niterói, Rio de Janeiro, Brasil. 238p.
- AMARAL, A. K. N.; FORMIGA, K. T. M. Análise da distribuição granulométrica ao longo da bacia hidrográfica. **REGA**, v. 16, e5, 2019.
- ANDRADES FILHO. C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da bacia da Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 2010. 150 f. Dissertação (mestrado em sensoriamento remoto) – INPE, São José dos Campos, 2010.
- ANTONELI, V; THOMAZ, E. L. Caracterização do meio físico da bacia do Arroio Boa Vista, Guamiranga-PR. **Rev. Caminhos da Geografia**, Uberlândia, v.8, n.21, p46-58, jun. 2007.
- AUGUSTO, R. C. A cartografia de paisagens e a perspectiva geossistêmica como subsídios ao planejamento ambiental. **Revista Tamoios**, Ano 12, n. 1, São Gonçalo – RJ: 2016.

BAISCH, P.; MIRLEAN, N.; LIMA, G. Protocolo de coleta e análise dos sedimentos e material em suspensão. Projeto millenium. **Instituto do milênio RECOS**, FURG, Rio Grande, 21p. 2003.

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).

BDIA. **Banco de Dados e Informações Ambientais**. IBGE. 2023. Link de acesso: <https://bdiaweb.ibge.gov.br/>

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Plano Nacional de Recursos Hídricos: síntese executiva**. Brasília, 2006. 135p.

BERTRAND, G. Paisagem e Geografia física global. Esboço metodológico. **Revista RA'E GA**, n. 8, Curitiba –PR: 2004.

BEZERRA, F. H.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil. **Geology**. v. 28: 591-594, 2000.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v14: 61-75, 2001.

BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. B. B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - The Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, 1: 555-582. 2008.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**. v. 19, 4, p. 449-473. 1995.

BIGARELLA, J. J. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais. Editora da UFSC, Florianópolis, vol. 3: 877-1436p. 2003.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Contribuição ao estudo da Formação Pariqueruaçu. **Boletim Paranaense de Geografia**, v.16/17, p. 17-41, 196. 1965

BLOTT, S. J.; PYE, K. GRADISTAT: uma distribuição granulométrica e um pacote estatístico para a análise de sedimentos não consolidados. **Earth Surface Processs and Landforms** 26, 1237-1248. 2001.

BRITO NEVES, B. B.; RICCOMINI, C.; FERNANDES, T. M. G.; SANT'ANNA, L. G. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, 34(1): 127-134. 2004.

BÜDEL, J. Die “Doppelten Einebnungsflächen” in den Feuchten Tropen. **Zeits. Fur Geomorph.**, Berlin, 1 (2), p. 201-228, 1957.

BÜDEL, J. Klima Genetische Geomorphologie. **Geographi Rundschau**, Berlin, 15 (7), p. 269-285, 1963.

BÜDEL, J. **Climatic geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 1982. 443 p.

BUNGE, M. **La ciencia, su método y su filosofía**. Buenos Aires: SigloVeinte, 1974.

BURBANK, D.; ANDERSON, R. S. Holocene deformation and landscape responses. Tectonic Geomorphology, Ed. **Blackwell Science**, Massachusetts, USA. p.159-162. 2001.

BURNETT, A. W.; SCHUMM, S. A. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, 222, p. 49-50. 1983.

CALDAS, J. M.; SILVA, F. B.; SILVA JUNIOR, C. H. L. Análise de focos de queimadas no Parque Estadual do Mirador utilizando um Sistema de Informação Geográfica – SIG, estado do Maranhão, Brasil. **XIV Safety, Health and Environment World Congress**. Cubatão, 2014.

CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E.; MANIERI, D. D. Controle Estrutural Da Rede De Drenagem Com Base Na Correlação De Dados Morfométricos E Morfoestruturais: O Caso Da Bacia Do Ribeirão São Pedro – Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 201-211, abr/jun 2012.

CAMPBELL, D. E. Revised report on the Reconnaissance geology of the Maranhão Basin. **Relatório Interno Petrobrás**, DENOR, 7. Belém, 117p, 1949.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. 586 f. Tese (Doutorado em Geologia) – University of California, Santa Barbara, USA, 1984.

CAPUTO, M. V.; IANNUZZI, R.; FONSECA, V. M. M. Bacias Sedimentares Brasileiras: bacia do Parnaíba. **Fundação Paleontológica Phoenix** Aracaju, n. 81, 7 p. 2005. ISSN: 1517-7351.

CARVALHO, N. de O. **Hidrossedimentologia Prática**. Eletrobrás, CPRM, Rio de Janeiro, 1994.

CARVALHO, G. S. O porquê da sedimentologia. In: **A Geologia de Engenharia e os Recursos Geológicos**. FERREIRA, M. P. (Coord). COIMBRA, 2003.

CARVALHO, D. F.; SILVA, L. D. B. **Hidrologia**. Rio de Janeiro: Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2006.

CARVALHO, N. O. Hidrossedimentologia prática. 2. **Rev. atual. ampl.** Rio de Janeiro: Interciencia, 2008.

CARVER, R. E. (ed.) **Procedures in sedimentary petrology**. WileyInterscience, 653 pp. 1971.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.l.]: [2005].

CERRI, F. F. P. **Estudo para validação de modelo gás-sólido em separação ciclônica de sais de iodo na indústria química**. [Dissertação de Mestrado]. Centro Tecnológico da Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis; 2010.

CHARLTON, R. O. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Routledge, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise Morfométrica das Bacias Hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 18, n. 9, p. 19-34, dez. 1969.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, Ed da Universidade de São Paulo, 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. **Capturas fluviais**. Enciclopédia Mirador Internacional. São Paulo, vol. 5, p. 2.049-2.051. 1975.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgar Blucher, 1981. 313 p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999, 186p.

CODEVASF. **Plano Nascente Itapecuru**: plano de preservação e recuperação de nascentes da bacia hidrográfica do rio Itapecuru. Brasília: Codevasf, 2019.

CORDANI, U. G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. Crustal evolution of the South American platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ-FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.). **Tectonic evolution of South America**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. p. 19-40.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa Geodiversidade do Estado do Maranhão**. [S.l.]: CPRM, 2013. Escala 1:1.200.000.

CREMON, E. H. **Espacialização da anomalia do índice de Hack como suporte a estudos morfoestruturais**. Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto. São José dos Campos, 2013.

CURI, N.; LARACH, J. O. I.; KAMPF, N.; MONIS, A. C.; FONTES, L. E. F. **Vocabulário de ciência do solo**. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1993. 89 p.

DIAS, J. A. **A Análise Sedimentar e o Conhecimento dos Sistemas Marinhos – Uma Introdução à Oceanografia Geológica**. 2004. Universidade do Algarve – Faro.

DORANTI, C. Contribuição ao estudo morfoestrutural do planalto de Monte Verde, a partir do uso de análise morfométrica da rede de drenagem e do relevo. 2003. **Trabalho de Conclusão de Curso** (Graduação em Geografia) ± IGCE ± Unesp, Rio Claro-SP. 2003.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos** – SIBCS. 3.ed. Brasília, 2013. 353p.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. Detection of Neotectonic Deformations along the Rio do Peixe Valley, Western São Paulo State, Brazil, based on the distribution of late Quaternary alluvial fans. **Revista Brasileira de Geociências**, v.6, p. 109-114, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em seguimentos de drenagem. **Revista de Geociências**. v.5, n.3, pp. 271-287, 2006.

FARIAS, A. C. **Aplicação da técnica de infravermelho na identificação e caracterização da mineralogia nos sedimentos carbonáticos em testemunho do Arquipélago de Abrolhos, Estado da Bahia**. Monografia de Graduação - Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, 72p. 2008.

FEITOSA, A. C. Relevo do estado do Maranhão: uma nova proposta de classificação topomorfológica. In: **SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA**, 6., 2006, Goiânia. Anais... Goiânia: UGB, 2006. 11 p. 1 CD-ROM.

FERNANDEZ, O. V. Q.; SANTOS, M. L., FULFARO, V. J. Caracterização e distribuição dos sedimentos de fundo do rio Paraná em Porto Rico (PR). **Revista Ciência Geográfica**, v. 1, n. 15, jan./abr. p 25-32. 2000.

FERNLUND, J. M. R. Image analysis method for determining 3-D shape of coarse aggregate. **Cement Concrete Res.** Bauru. 2005; 35:1629 – 37.

FICHER, K. N.; PEREIRA, D. R.; OLIVEIRA, J. S.; ALMEIDA, A. Q.; ULIANA, E. M. Assessment of digital elevation models to obtain morphometric characteristics in relief transition region. **Revista Ambiente & Água** 14, 1, e2280. 2019.

FLORENZANO, T. G. Introdução a geomorfologia. In: FLORENZANO, T. G (Org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. Cap. 1, p. 11-30.

FOLK R. L.; WARD W. C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, n.1, p. 3-26. 1957.

FRAGA, M. S.; FERREIRA, R. G.; SILVA, F. B.; VIEIRA, N. P. A.; SILVA, D. P.; BARROS, F. M.; MARTINS, I. S. B. Caracterização Morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Catolé Grande, Bahia, Brasil. **Nativa**, v. 2, p. 114-118, 2014.

FREITAS, R. O. Textura de drenagem e sua aplicação geomorfológica. **Boletim Paulista de Geografia**. n.11, p.53-57, 1952.

FRIEDMAN, G. M. Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. **Sedimentology**, 26:3- 32. 1979.

GOES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba**. São Paulo, IGc-USP, tese de doutoramento, 1995, 171 p.

GOES, A. M.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. 8 (1): p. 57 – 67. 1994.

GOUDIE A. S. **Encyclopedia of Geomorphology**. New York, Routledge Taylor & Francis, 2004.1. 201p.

GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do médio vale do Rio Paraíba do Sul: região da Serrada Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. 1999, 259 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

GUERRA, Antônio José Texeira. Início do processo erosivo. In: GUERRA, A. J. I.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R.G.M (orgs) **Erosão e conservação dos solos**. (orgs). Ed. Bertand Brasil, 1999. p. 17-50.

GUERRA, M. D. F.; SOUZA, M. J. N. de; LUSTOZA, J. P. G. Revisitando a teoria geossistêmica de Bertrand no século XXI: aportes para o GTP (?). **Geografia em questão**. v. 05, n. 02, 2012, pág. 28-42.

GRADSTEIN F. M.; OGG. J. G.; SMITH A. G.; BLEEKER W.; LOURENS L. J. 2004. **A New Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene**. Episodes, 27(3):83-100.

HACK, J, T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. Journal Research of the U. S. **Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; VILLAS, R. N. N. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (coords.) **O Pré-Cambriano no Brasil**. São Paulo, Edgard Blücher, p. 36-45. 1984.

HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. SBG/MG. **Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozoica Continental no Sudeste Brasileiro**, Belo Horizonte, 1990. v 1: 5-31.

HOBSON, R. D. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: CHORLEY, R.J. (ed) **Spatial analysis in geomorphology**, Harper and Row, 1972, p.225-245.

HORTON, R. E. Erosional Development of Streams and their Drainage Basins: Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**. New York, v.56, n. 3, 1945, p. 275–370.

IBGE. **Subsídios ao Zoneamento Ecológico-econômico da Bacia do Rio Itapecuru-MA**. Diretrizes Gerais para Ordenamento Territorial, Primeira Divisão de Geociências do Nordeste, Rio de Janeiro: IBGE, 1998, 186p.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa de Unidades do Relevo do Brasil**. Escala 1: 5.000.000, 2006.

Instituto Maranhense de Estudos Socioeconômicos e Cartográficos - IMESC. **Relatório de Queimadas – Anual/2020**. v. 4, n.1, São Luís: IMESC, 2021.

Instituto Maranhense de Estudos Socioeconômicos e Cartográficos - IMESC. **Relatório Anual Queimadas – Anual/2021**. v.5. n1, São Luís: IMESC, 2022.

Instituto Maranhense de Estudos Socioeconômicos e Cartográficos - IMESC. **Relatório Focos de Calor – Anual/2022**. São Luís: IMESC, 2023.

INPE - INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil. Topodata. s.d. Disponível em:<<http://www.dsr.inpe.br/topodata/dados.php>>. Acesso em maio de 2023.

INSTRUMENTS. Malvern: Mastersizer 2000 user manual. Worcestershire: Malvern Instruments, 2007.

JESUS, V. C. de.; BARRETO. H. N.; PEREIRA, E. D. Processos denudacionais em domínios de chapadas areníticas no Centro Sul Do Maranhão. **Revista Equador** (UFPI), Vol. 8, Nº 2, p.309 – 331. 2019.

JESUS, V. C. de. **ANÁLISE DA GEOMORFOLOGIA FLUVIAL DA BACIA DO RIO PREGUIÇAS**: Padrões de drenagem na região dos Lençóis Maranhenses. 2021, 147 f. (Mestrado em Geografia) Universidade Federal do Maranhão, São Luís -MA, 2021.

JORGE, F. N.; UEHARA, K. Águas de Superfície. In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. Nertan A. Geologia de engenharia. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics - earthquakes, uplift, and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338 p.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v.18, p. 1-120, 1956.

KLEIN, E.L.; SOUSA, C.S. (Orgs.). **Geologia e recursos minerais do estado do Maranhão: sistema de informação geográfica (SIG)**. Escala 1:750.000. Belém: CPRM, 2012.

LANA, C. E. Análise Morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Tanque, Minas Gerais, Brasil. **Revista Escola de Minas**, vol.54 n.02 Ouro Preto, 2001.

LE ROUX, J. P.; ROJAS, E. M. (2007). Sediment transport patterns determined from grain size parameters: overview and state of the art. **Sedimentary Geology**, 202: 473-488.

LIMA, C. C. U. O. Neotectonismo na Costa Sudeste e do Nordeste Brasileiro. **Revista de Ciência e Tecnologia**. 15: 91-102, 2000.

LISBOA, M. **The Permian geology of northern Brazil**. Am. J. Sci., 37:425-443, 1914.

LOPES, I., LEAL, B. G., RAMOS, C. M. C. Morphometric characterization of the basin in the semi-arid region of Pernambuco using SRTM data in free software. **Journal of Hyperspectral Remote Sensing** 8, 1, 31-40. 2018.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; CLAUDINO SALES, V. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia**. Recife, UFPE, v. especial - VIII SINAGEO, n. 1, set. 2010.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: Uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.3, p.37-46, 2011.

MARENT, B. R.; **Geomorfogênese dos Degraus escalonados do Sudeste de Minas Gerais**. 2016. 190 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2016.

MARQUES NETO, R. **Estudo evolutivo do sistema morfoclimático e morfotectônico da bacia do Rio Verde (MG), sudeste do Brasil**. 2012, 429p. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2012.

MARTINS, S. E. M. **Caracterização sedimentológica de fundo da área de influência do porto de Vila do Conde - margem Leste do rio Pará, Barcarena/PA**. Monografia de conclusão de curso, Faculdade de Oceanografia, Instituto de Geociências. UFPA, 69 p. Belém. 2007.

MARTINS F. P. SALGADO A. A. R. Chapadas do Brasil: Abordagem Científica e Conceitual. **Rev. Bras. Geomorfologia** (Online), São Paulo, v.17, n.1, (Jan-Mar) p.163-175, 2016.

MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do Rio Pirapó: o perfil longitudinal**. 2005. 96f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Departamento de Geografia do Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.

MASULLO, Y. A. G.; SOARES, L. S.; CASTRO, C. E.; PINHEIRO, E. A. L. Dinâmica da paisagem da bacia hidrográfica do rio Itapecuru – MA. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.12, n.03, p. 1054-1073, 2019.

MAXIMIANO, L. A. Considerações sobre o conceito de paisagem. **Revista RA'E GA**, n. 8, Curitiba: 2004.

MCKEOWN, F. A. et al. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. U. S. **Geological Survey Bulletin**, n. 1807, p. 1-39, 1988.

MEDEIROS, I. DOS S.; FREIRES, J. DE L.; DANTAS, J. DE S.; ALMEIDA, N.V. Ecodinâmica e vulnerabilidade ambiental de uma sub-bacia inserida em uma Área de Proteção Ambiental. **Journal of Environmental Analysis and Progress** V. 03 N. 03 (2018) 296-309.

MELO, O. A. G., FUJITA, R. H., SANTOS, M. L, F. Análise do perfil longitudinal do Rio Baiano –Assis Chateaubriand -PR a partir da aplicação do índice de gradiente (RDE). In: **Simpósio Brasileiro De Geografia Física Aplicada**, 13, 2009. Viçosa (MG).

MISSURA, R. **Bacia do Riacho Pioré - PE, Análise Morfotectônica e Morfoestratigráfica**. 2013. 196 p. Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco. CFCH. Programa de Pós – Graduação em Geografia, Recife, 2013.

MONTEIRO C. A. **Geossistema: a história de uma procura**, São Paulo. Contexto, 2001.

MOURA, T. C.; MARQUES NETO, R.; OLIVEIRA, T. A.; REIS, A. V. P. Aplicação do índice “Relação Declividade x Extensão do curso” (RDE) na bacia hidrográfica do rio Lourenço Velho (MG) como subsídio à detecção de deformações neotectônicas. **Revista de Geografia UFJF**, Juiz de Fora, v. 3, n. 1, p. 1-8, 2013.

NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. Deformação rúptil em Depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. **Geologia USP-Série Científica**, 6: 51-59. 2006.

OLIVEIRA, S. N.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. de; SILVA, T. M.; GOMES, R. A. T.; MARTINS, E. S.; GUIMARÃES, R. F.; SILVA, N. C. Delimitação automática de bacias de drenagens e análise multivariada de atributos morfométricos usando modelo digital de elevação hidrologicamente corrigido. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Porto Alegre, v. 8, n. 1, 2007.

OLIVEIRA, D. D. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, 20 (2010) 37-50;

PAIVA, H. C. L. **Revisão de “Lepidotes” piauiensis Roxo e Lofgren. 1936 (Neipterygii, Semionontiformes) e considerações sobre as espécies brasileiras do gênero Lepidotes**. Programa de Pós-graduação em Ecologia e Evolução, Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 2017. 166 p.

PEDROSA, A. S. A geomorfologia perante a ciência geográfica: algumas reflexões. **Rev. Sociedade e natureza**, 26 (3), Uberlândia-MG, 2014.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. 2ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1978. 180p.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Dispositivos Morfo-Estruturais e Evolução Morfotectônica da Margem Passiva Transformante do Nordeste Brasileiro. **III Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Campinas, SP, 2000.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian: Constraints on models of morfotectonic evolution. **Geomorphology**. v. 3: 89-122, 2003.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V.; BEZERRA, F. H. R.; BETARD, F. Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil. **Geodinamica Acta**. v. 19: 51-71, 2006.

PETRA, R.; GALLO, V. **Tafonomia da Paleoiçtiofauna do Jurássico da Bacia do Parnaíba e comparação bioestratigráfica com as bacias da América do Sul e África**. P.151-173. In Gallo, V.; Silva, H. M. A.; Brito, P. M. & Figueiredo, F. J. ed. Interciência. Rio de Janeiro, 2012. 352 p.

PONÇANO, W. L. Sobre a interpretação ambiental de parâmetros estatísticos granulométricos: exemplos de sedimentos quaternários da costa brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 16, n. 2, p. 157- 170, julho de 1986.

POPPER, K. S. **A lógica da pesquisa científica**. 2. ed. São Paulo: Cultrix, Conhecimento objetivo: uma abordagem evolucionária. São Paulo: Itatiaia: EDUSP, 1975. Conjecturas e refutações. Brasília: Universidade de Brasília, s.d.

REZENDE, N. G. A. M. **A zona zeolítica da formação Corda, bacia do Parnaíba**. 142 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.

REZENDE, E. A. **Evolução do relevo no divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Grande e Paraíba do Sul: um estudo na Serra da Mantiqueira (MG/RJ)**. 2013. 189 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2013.

ROCHA, P. C.; SOUZA FILHO, E. E. **Morfogênese e hidrodinâmica nas planícies de inundação e seus sistemas fluviais**. Monografia, (Pós-Graduação em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais) – Centro de Ciências Biológicas, Universidade Estadual do Maringá, Novembro de 2001, 47 p.

RODRIGUEZ, J. M. M.; SILVA, E. V. da. A classificação das paisagens a partir de uma visão geossistêmica. Mercator. **Revista de Geografia da UFC**, Ano 1, n. 1, Fortaleza: 2002.

- ROUGERIE, G.; BEROUTCHACHVILI, N. **Geosystèmes et paysages: bilan e méthodes**. Paris: Armand Colin Éditeur, 1991.
- RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. São Paulo, 1989. 256 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- RISSO, L. C. Paisagens e cultura: uma reflexão teórica a partir do estudo de uma comunidade indígena amazônica. **Espaço e Cultura** (UERJ), v. 23, p. 67-76, 2008.
- RITTER, D. F. **The significance of stream capture in the evolution of a piedmont region, southern Montana**. BerlinStuttgart, Z. Geomorph. N. F. 16 (1), p. 83-92. 1972.
- ROSS, J. L. S. **Estudo e cartografia geomorfológica da Província Serrana, MT**. Tese de doutoramento. São Paulo: FFLCH/USP, 1987. _____
- ROSS, J. L. S. Relevo Brasileiro: Uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia (USP)** v.4, p. 25-39, 1990. ____
- ROSS, J. L. S. __. O Relevo Brasileiro, as Superfícies de aplainamento e os Níveis Morfológicos. **Revista do Departamento de Geografia (USP)** v.5, p. 7-24, 1991. _
- ____
- ROSS, J. L. S. __. O Contexto Geotectônico e a Morfogênese da Província Serrana de Mato Grosso. **Revista I.G** v.12, n.1/2, p. 21-37, 1991.
- ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo – escala 1:500.000**. São Paulo: FFLCH-USP-IPT-FAPESP, 1997, 64p.
- ROSS, J. L. S. O Relevo Brasileiro nas Macroestruturas Antigas. **Revista Continentes** v.1, n.2, p. 8-27, 2013.
- ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro no contexto da América do Sul. **R. Bras. Geogr.**, Rio de Janeiro, v. 61, n. 1, p. 21-58, jan./jun. 2016.
- ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo – escala 1:500.000**. São Paulo: FFLCH-USP-IPT-FAPESP, 1997, 64p.
- ROSSETTI, D D F., TRUCKENBRODI, W. Revisão estratigráfica para os depósitos do albio-terciário inferior na bacia de São Luís, Maranhão. Bol. Mus. Para. Emílio Oeldi, sér. **Ciências da Terra** 9, 1997.
- ROSSETTI, R. D. F., TRUCKEBRODT, W. A. M. (Ed.). **O cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Goeldi. 2001. 246p. (Coleção Friedrich Katzer).
- SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese**. 1991. 286 p. Tese (Professor Titular) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares Geonomos. **Revista de Geociências** da UFMG, Belo Horizonte, 1993. v. 1, n. 1: 1-15.

SAADI, A. Modelos morfogênicos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **GEONOMOS**; n. 6, UFMG, Belo Horizonte. 55-63, 1998.

SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís**. Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil – DGM/DIPALE. 2009. 215 p.

SAMPAIO, J. A., FRANÇA, S. C. A., E BRAGA, P. F. A. **Tratamento de Minérios: Práticas Laboratoriais**. Centro de Tecnologia Mineral (CETEM). Ministério das Ciências e Tecnologia (MCT); Rio de Janeiro, 2007.

SAMPAIO, T. V. M. **Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem – uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente – ES**. Tese de Doutorado. IGC/UFMG. Belo Horizonte, 2008. 147 p.

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Índice de concentração da rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, nº 1 (2014).

SANTOS, A. G. B., BEZERRA, A. C., NASCIMENTO, A. H. C. D., SOUZA, L. S. B. D., SILVA, J. L. B., MOURA, G. B. A. Caracterização Morfométrica e Uso e Ocupação do Solo em Bacia Hidrográfica do Semiárido Pernambucano. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v14, n2, 1036-1043, 2021.

SILVA, L. G. E.; DANTAS, M. E. COELHO NETTO, A. L. Condicionantes Litoestruturais na formação de níveis de base locais ("knickpoints") e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul -RJ/SP. In: **III SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE**, Rio de Janeiro, 1991, Anais. p. 96-100.

SILVA, I. C. da. **Geomorfologia, hidrografia e tectônica da folha Araçaji 1:25.000, Estado da Paraíba. 2014**. 139f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2014.

SILVA, C. V. T., RIBEIRO FILHO, J. C., SILVA, P. C. M., LEMOS FILHO, L. C. A, BRASIL, J. B. Caracterização Morfométrica, Uso e Ocupação de uma Bacia Hidrográfica. **Revista Engenharia na Agricultura**, 25, 5, 436-444. 2017.

SILVA, T. M.; PAES. T. V. Parâmetros morfométricos aplicados a análise tectono-erosiva em bacias de drenagem. **Geo UERJ**, Rio de Janeiro, n. 33, e, 37684. 2018.

SILVA, I. C. da. **Geomorfologia, Morfoestrutura e Morfotectônica do Nordeste do Estado da Paraíba**. Tese (Doutorado em Geografia) Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2020. 232 p.

SILVEIRA, C. T.; OKA-FIORI, C; FIORI, A. P.; ZAI, C. Mapeamento de declividade de vertentes: aplicação na APA de Guaratuba / Paraná. In: **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/ Regional Conference on Geomorphology**. Anais. 2006, Goiânia.

SIQUEIRA, H. E., TIBERY, L. R., GUIDOLINI, J. F., VALLE JUNIOR, R. F. D., RODRIGUES, V. A. Análise morfométrica e definição do potencial de uso do solo da microbacia do Rio Veríssimo, Veríssimo – MG. **ENCICLOPÉDIA BIOSFERA**, Centro Científico Conhecer, Goiânia, v.8, n.15; p. 2012

SCHUMM, S. A. **The fluvial system** New York: Wiley - Interscience, 1977. 388p.

SCHUM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge University. 290p, 2000.

SMALL, R.J. **The study of landforms**. University Press, Cambridge, 486p. 1977.

SOUZA, M. J. N. D. Geomorfologia e Planejamento Ambiental. **Revista de Geografia** (Recife) V. 35, No. 4 (especial XII SINAGEO), 2018.

SUGITA R.; MARUMO Y. Screening of soil evidence by a combination of simple techniques: validity of particle size distribution. **Forensic Sci. Int.**, 122:155-158. 2001.

SUGUIO, K. Determinação das propriedades das rochas sedimentares em laboratório. (Cáp. 3). In: **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Ed. Edgard Blücher, 1973.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**: (passado + presente = futuro?). São Paulo. Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. 1999.

SUMÁRIO EXECUTIVO DO ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO DO MARANHÃO (ZEE-MA): meio físico-biótico – etapa Bioma Cerrado e Sistema Costeiro. 2. ed. v.1 / Luiz Jorge Bezerra da Silva Dias... [et al.] (Orgs). São Luís: IMESC, 2021

SUMMERFIELD, M. A. **River capture. Global geomorphology. An introduction to the study of landforms**. New York, p. 410-411. 1991.

STRAHLER, A. N. Hipsometric (area-altitude) analysis and erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v.63, p. 1117-1142, 1952.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions - American Geophysical Union**, New Haven, v. 38, p. 913 - 920, 1957.

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

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo, SP: Ed. Edgard Blücher – EDUSP, 1973.

TORRISI, D; KLEINA, M; TAVEIRA, B. D. A; OLIVEIRA, F. A; CARVALHO, J. L; SILVA, J. M. F; BUENO, K. M. Identificação da variação de energia no fluxo de escoamento através da análise granulométrica de perfis de margens fluviais na bacia hidrográfica do rio Pirabeiraba – SC. **Caderno de Geografia**, v.26, n.45, 2016. ISSN 2318-2962.

TRENTIN, R.; ROBAINA, L. E. de S. Metodologia para mapeamento geoambiental no Oeste do Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 11., 2005, São Paulo. Anais... São Paulo: Ed. da USP, 2005. p. 3606-3615.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. IBGE, Diretoria Técnica, SUPREN, Rio de Janeiro. 1977.

TRICART, J. **Paisagem e Ecologia**: Igeo/USP. São Paulo. 1981.

TRICART, J. **Ecogeografia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1982.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in Tropics**: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes. New York: John Wiley & Sons, 443 p, 1994.

TROPPEMAIR, H. **Sistemas/ Geossistemas/ Geossistemas Paulistas/ Ecologia da Paisagem**. Edição do autor. Rio Claro, 2004. 130 p.

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO MARANHÃO - EUMA. Centro de Ciências Agrárias (CCA). Núcleo Geoambiental (NUGEO). **Atlas do Maranhão**. São Luís: GEPLAN. 2º edição, 2002.

VALERIANO, M. M. **TOPODATA: Guia para utilização de dados geomorfológicos locais**. INPE: São José dos Campos, 2008, 73p.

VALIRE, S. B.; WENNEN, J. E. Screening in Mineral Processing Operations. In: Mular, A.L., Bhappu, R.B. **Mineral Processing Plant Design**, 2nd Edition. Littleton, USA: SME, 1980, p.917-928.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A, M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, 2007.

VITTE, A. C. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos nas formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. **Terra Livre**, [S. l.], v. 1, n. 16, p. 11–24, 2015.

VITTE, A. C. **Por uma Geografia híbrida: ensaios sobre os mundos as naturezas e as culturas**. 1ª ed. Curitiba, PR: CRV, 2011.

VON BLANCKENBURG, F. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 242, n. 3-4, p. 224-239, 2006.

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

ZACHARIAS, A. A. **A representação gráfica das unidades de paisagem no zoneamento ambiental: um estudo de caso no município de Ourinhos – SP**. Tese de doutorado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual Paulista, UNESP. 2006. 209p.

ZUQUETTE, L. V.; GANDOLFI, N. **Cartografia Geotécnica**. São Paulo: Oficina de Texto, 2004. 190 p.