



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO TOCANTINS
CAMPUS DE PORTO NACIONAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**A REDE DE DRENAGEM E SEU SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO:
ANOMALIAS DE DRENAGENS E TECTÔNICA RECENTE NA BACIA DO RIO
FORMOSO, TOCANTINS**

DANIEL ARAUJO RAMOS DOS SANTOS

**PORTO NACIONAL – TO
2016**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

DANIEL ARAÚJO RAMOS DOS SANTOS

**A REDE DE DRENAGEM E SEU SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO:
ANOMALIAS DE DRENAGENS E TECTÔNICA RECENTE NA BACIA DO RIO
FORMOSO, TOCANTINS**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Geografia da Universidade Federal do Tocantins, como pré-requisito para obtenção do grau de Mestre em Geografia.

Orientador: Fernando de Moraes

Linha de pesquisa: Análise e Gestão Geo-Ambiental

PORTO NACIONAL – TO
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Biblioteca da Universidade Federal do Tocantins
Campus Universitário de Porto Nacional

S237 Santos, Daniel Araujo Ramos dos

A rede de drenagem e seu significado geomorfológico: anomalias de drenagens e tectônica recente na bacia do rio Formoso, Tocantins. / Daniel Araujo Ramos dos Santos . – Porto Nacional, TO: UFT, 2016.

157 p.; il.

Orientador: Prof^a. Dr^a. Fernando de Moraes

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Tocantins, Programa de Pós-Graduação em Geografia.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Rio Formoso. Tocantins. I.

Bibliotecária: Janira Iolanda Lopes da Rosa CRB-10/420

TODOS OS DIREITOS RESERVADOS – A reprodução total ou parcial, de qualquer forma ou por qualquer meio deste documento é autorizado desde que citada a fonte. A violação dos direitos do autor (Lei nº 9.610/98) é crime estabelecido pelo artigo 184 do Código Penal.

DANIEL ARAÚJO RAMOS DOS SANTOS

**A REDE DE DRENAGEM E SEU SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO:
ANOMALIAS DE DRENAGENS E TECTÔNICA RECENTE NA BACIA DO
RIO FORMOSO, TOCANTINS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Tocantins (UFT), Câmpus de Porto Nacional, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Aprovada em: 25 de abril de 2016.


BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Fernando de Moraes (Orientador)
Universidade Federal Tocantins - UFT



Prof. Dr. Sandro Sidnei Vargas de Cristo
Universidade Federal Tocantins – UFT



Prof. Dr. Luis Felipe Soares Cherem
Universidade Federal de Goiás – UFG

*Dedico este trabalho aos meus pais,
Raimundo Nonato Ramos dos Santos e
Ivanilde Ribeiro Araujo, pelo apoio
incondicional durante toda esta jornada.*

AGRADECIMENTOS

Este é um momento muito especial, onde posso olhar o caminho percorrido e ter a imensa alegria de demonstrar ternas afeições a todos os que contribuíram para a construção deste trabalho. Espero não cometer nenhuma injustiça, assim, registro aqui meus votos de agradecimentos:

A **Deus** pela graça alcançada, pelos caminhos trilhados, os desafios colocados a mim, as dificuldades e as alegrias vividas.

A minha família, meus pais **Raimundo Nonato Ramos** e **Ivanilde Ribeiro**, e meus irmãos: **Ana Aline**, **Vanieldes** e **Fernando Araújo**, obrigado a todos pela paciência e apoio nos momentos difíceis.

Ao professor Dr. **Fernando de Moraes**, primeiramente por ter aceitado a orientação desta pesquisa e pela execução deste difícil papel com competência e maestria. Também pelos ricos momentos de discussão da ciência e das “coisas” da vida comum no Laboratório de Análises Geoambientais (LGA). Sou grato pelos conselhos e pela nossa amizade.

Agradeço aos **professores e técnicos** do programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal do Tocantins (PPGG-UFT), pela dedicação e esmero no desempenho de suas funções, nas disciplinas e nas questões administrativas do curso. Destaco a contribuições dos professores Dr. **Lucas Barbosa e Souza** e Dr. **Atamis Antônio Foschiera**, pelas assistências em diversos momentos e aspectos no decorrer do curso.

Ao colega e amigo **Gilney Cardoso** pelo auxílio nos trabalhos de campo desta pesquisa.

Agradeço aos **membros da banca** por aceitarem participar deste processo de avaliação.

Agradeço a **Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior** (Capes) pelo fomento financeiro da pesquisa em forma de bolsa. O presente estudo também foi desenvolvido com auxílio da **Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Tocantins**, através do Programa de Pesquisa em Recursos Hídricos, processo nº 2014.20300.000009.

Por fim, **a todos** que porventura possa ter esquecido de citar o nome, não reduzindo a sua importância.

*Porto Nacional, março de 2016,
Daniel A. Ramos dos Santos*

*“E nossa história
Não estará
Pelo avesso assim
Sem final feliz
Teremos coisas bonitas pra contar
E até lá
Vamos viver
Temos muito ainda por fazer
Não olhe pra trás
Apenas começamos
O mundo começa agora, ahh!
Apenas começamos.”*

(Metal contra as nuvens – Legião Urbana)

RESUMO

O presente trabalho buscou identificar as anomalias de drenagem na bacia hidrográfica do rio Formoso como evidências geomorfológicas de ação tectônica no médio Araguaia. A área de estudo localiza-se na porção sudoeste do estado do Tocantins, estabelecida sobre complexos granulíticos, faixas móveis, e coberturas sedimentares. Para a realização do estudo, fez-se o uso do Geoprocessamento, no armazenamento, tratamento, classificações e análises comparativas e correlativas. A partir da interpretação de imagens de satélite, foi feita a vetorização da rede de drenagem e divisores de águas das bacias e sub-bacias, e a compartimentação regional do relevo via Processamento Digital de Imagens (PDI) com dados do TOPODATA, e a mensuração dos componentes hidrográficos e geomorfológicos. A área de estudo foi segmentada em 36 sub-bacias hidrográficas, com sistemas superiores à 5ª ordem. Os dados levantados indicam que este sistema é de 8ª ordem e que possui uma área de 21.593 km² e uma rede de drenagem com 20.628 km de canais. A classificação do relevo apontou quatro morfoesculturas e onze unidades morfológicas. Foram aplicados os índices morfométricos de Densidade de drenagem (Dd), Densidade hidrográfica (Dh) e Sinuosidade (Is), e os índices geomórficos Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD) e o Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT). A correlação de Da e Dh indicou uma forte correlação linear entre os índices, onde a densidade de drenagem de toda a bacia é predominante mediana (0,5-1,5 km/km²), com densidade hidrográfica de 0,5 canais/km², que foi considerada muito baixa, o que indica dificuldade de renovação da rede fluvial. Os índices geomórficos apontaram que a bacia hidrográfica do rio Formoso possui 76% de sua área à direita do canal principal (Leste), área que apresenta relevos suavemente ondulados e fortemente ondulados. A aplicação dos índices por sub-bacias revelou forte grau de assimetria dos ribeirões de 5ª ordem Grota da Mata e Água Verde, localizados no baixo curso. Os dados estruturais apontam que a maior parte das falhas estão associadas ao Lineamento Transbrasiliano com eixo SW-NE, e no Lineamento Tocantins no eixo SE-NW. Foram identificados sistemas de falhas transcorrentes com maior destaque no alto curso, falhas extensionais no médio e baixo curso em coberturas cenozóicas, e falhas compressionais imbricadas junto ao contato litológico de rochas neoproterozóicas na Depressão do Médio Araguaia. Foi possível identificar a (re)acomodação dos canais fluviais sobre estes conjuntos estruturais, que condicionam feições de anomalias de drenagem, como o segmentos e trechos retilíneos, capturas fluviais, segmentos com cotovelos de ângulos retos e inflexões abruptas dos canais. Observou-se ainda, extensos trechos sem uma indicação topográfica clara do divisor de águas dos rios Formoso e Javaés sobre as coberturas quaternárias. Destaca-se os condutos anômalos como o Esgoto Caracol entre os Rios Javaés e Formoso, e outro entre o rio Formoso e seu tributário rio Dueré, o que indicou a instauração de capturas fluviais em estágios de evolução distintos.

Palavras chaves: Bacia hidrográfica, Neotectônica, Morfotectônica, Geoprocessamento e Análise morfométrica.

ABSTRACT

This study has sought to identify the drainage anomalies in the basin of Formoso river as geomorphological evidence of tectonic action in the middle Araguaia. The study area is located in the southwestern portion of the state of Tocantins, established on granulitic Complete mobile tracks, and sedimentary covers. For the study, we made the use of GIS, storage, processing, classification and comparative and correlative analysis. From the interpretation of satellite images, it was made vectorization of the drainage system and basin watersheds and sub-basins, and regional subdivision of the relief via Digital Image Processing (DIP) with TOPODATA data, and measurement the hydrographical and geomorphological components. The study area was divided into 36 sub-basins, with higher than 5th order systems. The data collected indicate that this system is 8th order and has an area of 21,593 km² and a drainage network with 20,628 km of channels. The relief classification morfoesculturais scored four and eleven morphological units. morphometric indices drainage density (Dd), area density (Dh) and Sinuosity (Is), and geomorphic indices Asymmetry Factor Drainage Basin (FABD) and Factor Symmetry Cross Topographic (FSTT) were applied. The correlation Da and Dh indicated a strong linear correlation between the indexes, where the whole basin drainage density is prevalent median (0.5-1.5 km / km²), with river density of 0.5 channels / km², which was considered very low, indicating difficulty in renewing the river network. The geomorphic indexes pointed out that the catchment area of the river Formoso has 76% of its area to the right of the main channel (East) area that features gently undulating and heavily undulating reliefs. The application of the parameters for sub-basins showed a strong degree of asymmetry of the streams of 5th order Grota da Mata and Green Water, located in the lower course. The structural data suggest that most of the failures are associated with lineament Transbrasilian SW-NE axis, and lineament Tocantins in SE-NW axis. fault systems were identified transcurrent most notably in the high course, extensional faults in medium and low current Cenozoic covers, and compressional faults imbricated with the lithological contact Neoproterozoic rocks in the Middle Depression Araguaia. It was possible to notice the (re) accommodation of fluvial channels on these structural assemblies that determine features of drainage anomalies, such as segments and straight stretches, river catches, segments with elbows right angles and abrupt inflections of channels. It was also noted, long stretches without a clear indication of the topographic watershed of rivers Formoso and Javaés on Quaternary coverage. Noteworthy is anomalous as conduits Sewage Snail among Javaés Rivers and Formoso, and another between the river and its tributary Formoso river Dueré, which indicated the establishment of river catches at different stages.

Key words: Watershed, Neotectonics, Morphotectonic, GIS and Morphometric Analysis.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Formoso, Tocantins.	17
Figura 2 – Principais modelos de evolução do relevo que fundamentam as abordagens geomorfológicas.	20
Figura 3 – Perspectivas de investigação da Neotectônica.	24
Figura 4 – Indicadores de Neotectônica relacionada à rede de drenagem.	26
Figura 5 – Padrões básicos da rede de drenagem.	28
Figura 6 – Exemplos de padrões de drenagem modificados.	29
Figura 7 – Exemplos de padrões de drenagem combinados.	29
Figura 8 – Trechos do rio Guaporé (RO), indicando alternância entre tipos de canais.	31
Figura 9 – Canal meandrante pelítico, Juruá (AM).	32
Figura 10 – Segmento do rio Ponte Alta (TO) onde se observa um exemplo de padrão psamítico.	33
Figura 11 – Anomalias de drenagem apresentadas por Howard (1967).	34
Figura 12 – Principais deformações em sistemas fluviais por ação tectônica.	35
Figura 13 - Organograma metodológico da pesquisa.	37
Figura 14 – Exemplo das informações de altimetria utilizadas na análise geomorfológica da bacia.	38
Figura 15 – Comparativo entre os vetores da rede de drenagem disponibilizada pela SEPLAN-TO e a carta topográfica digitalizada.	40
Figura 16 – Composições de imagens orbitais utilizadas na interpretação da drenagem.	42
Figura 17 – Área de trabalho do <i>Global Mapper</i> e os procedimentos de vetorização da rede de drenagem.	43
Figura 18 – Recortes de dados <i>raster</i> e produtos vetoriais interpretados na escala de 1:100.000.	44
Figura 19 – Comparativo de dados utilizados para obtenção da rede de drenagem.	45
Figura 20 – Descrição dos procedimentos para extração de unidade morfoesculturais.	47
Figura 21 – Combinações de bandas dos produtos derivados da altimetria.	48
Figura 22 – Exemplo de aplicação do índice FSTT.	50
Figura 23 – Procedimentos para extração da linha média de meandros no programa <i>Global Mapper</i>	51
Figura 24 – Área de trabalho do programa <i>Global Mapper</i> e procedimentos para extração do FSTT.	52
Figura 25 – Aplicações e possíveis interpretações do índice FABD.	52
Figura 26 – Mapa das unidades litoestratigráficas da área de estudo.	58
Figura 27 – Aforamento de gnaisse alterado no alto curso do rio Formoso, às margens da TO – 372.	60
Figura 28 – Afloramentos de Calcário dolomítico da Formação Couto Magalhães no médio (A) e baixo curso (B).	60
Figura 29 – Fotografias de cortes na formação Agua Branca na TO – 372.	62
Figura 30 – Modelo de origem do Graben de Água Bonita.	63
Figura 31 – Contato litológico com discordância quaternária e neoproterozóica.	64
Figura 32- Contato litológico entre coberturas quaternárias (primeiro plano) e afloramentos de calcários (Segundo plano).	65
Figura 33 – Aspectos de deposição e imposição de leito no alto curso do rio Formoso.	66
Figura 34 – Aspectos granulométricos de depósitos de leito de rios do baixo curso da bacia.	67
Figura 35 – Trecho do Dueré com aspectos de deposição do rio em época de estiagem.	68
Figura 36 – Trecho do baixo curso do rio Formoso.	69
Figura 37 – Perfil esquemático com os compartimentos regionais recorrentes na bacia.	70
Figura 38 – Unidades e compartimentos do relevo na área estudada.	71
Figura 39 – Modelados de planícies identificados na área de estudo.	73
Figura 40 – Dolina de colapso situada na planície Formoso-Javaés próximo a Lagoa da Confusão – TO.	74
Figura 41 – Lagoa Azul nas proximidades de Formoso do Araguaia.	75
Figura 42 – Perfil topográfico e compartimentos regionais do alto curso.	76
Figura 43 - Mapa de hierarquia fluvial da bacia hidrográfica do rio Formoso.	78
Figura 44 – Perfil longitudinal do rio Formoso.	79
Figura 45 – Perfis longitudinais dos principais eixos de escoamento do alto curso do rio Formoso.	79
Figura 46 – Perfis longitudinais das principais sub-bacias do alto curso (5ª ordem).	81
Figura 47 – Perfis longitudinais dos principais sistemas fluviais do baixo curso da área de estudo.	82
Figura 48 – Correlação entre os dados de densidade de drenagem e densidade hidrográfica das sub-bacias do rio Formoso.	83
Figura 49 – Dados selecionados de densidade de drenagem e densidade hidrográfica das sub-bacias do baixo curso do rio Formoso.	86

Figura 50 – Índices de densidade de drenagem e densidade hidrográfica do baixo curso do rio Formoso.	87
Figura 51 – Litotipos e rede de drenagem de uma porção do baixo curso do rio Formoso.	88
Figura 52 – Correlação entre densidade de drenagem e densidade hidrográfica das bacias do médio curso do rio Formoso.	89
Figura 53 – Índices de Densidade de Drenagem e Densidade Hidrográfica do médio curso do rio Formoso.	90
Figura 54 – Correlação das densidades de drenagem e hidrográfica das bacias do alto curso do rio Formoso.	91
Figura 55 – Distribuição da densidade de drenagem e densidade hidrográfica do alto curso do rio Formoso.	92
Figura 56 – Bacia Sedimentar do Bananal e lineamentos estruturais.	94
Figura 57 – Diagrama de rosetas de falhas e fraturas na bacia do rio Formoso.	96
Figura 58 – Mapa de falhas e fraturas na bacia hidrográfica do rio Formoso.	97
Figura 59 – Falhas transcorrentes na bacia hidrográfica do rio Formoso.	98
Figura 60 – Efeitos de falhas transcorrentes na rede de drenagem da área de estudo.	99
Figura 61 – Controle estrutural no rio Urubu com escalonamento de falhas transcorrentes.	100
Figura 62 – Diagramas de roseta de regimes distensivo e compressivo na área de estudo.	101
Figura 63 – Diagrama de roseta dos canais de primeira e 2ª ordem.	102
Figura 64 – Diagramas de roseta dos canais de 3ª e 4ª ordem.	102
Figura 65 – Diagrama de roseta dos canais de 5ª, 6ª, 7ª e 8ª ordem.	103
Figura 66 – Correlação das variáveis utilizadas no cálculo do índice de sinuosidade das sub-bacias.	103
Figura 67 – Segmento retilíneo, com alternância de curvas meandranes no baixo curso do rio Formoso.	104
Figura 68 – Índice de sinuosidade calculado por sub-bacias.	106
Figura 69 – Distribuição do índice de FABD por sub-bacias na área de estudo.	109
Figura 70 – Mapa com os valores médios do índice FSTT aplicado no rio Formoso.	113
Figura 71 – Mapa com os valores reais do índice FSTT interpolados a partir de método IDW, no rio Formoso.	114
Figura 72 – Mapa de zonas de concentração dos fatores e índices geomórficos analisados na área de estudo. ...	117
Figura 73 – Mapa de direção azimutal do vetor.	119
Figura 74 – Paleodrenagens do rio Formoso na planície Formoso-Javaés.	120
Figura 75 – Paleodrenagens no médio curso da Bacia. Nota-se a forte migração do canal principal para o lado direito.	122
Figura 76 – Trechos retilíneos nos principais rios do alto curso do rio Formoso.	123
Figura 77 – Trecho retilíneos no médio e baixo curso da área de estudo.	125
Figura 78 – Relações entre horizontes lateríticos e os rios no médio e baixo curso da área de estudo.	126
Figura 79 – Desvio abrupto identificado no córrego Seco, afluente do rio Dueré.	128
Figura 80 – Recorte de imagem <i>Geocover</i> (2000) de uma área do alto curso do rio Formoso, destacando algumas anomalias de drenagem.	129
Figura 81 – Trecho do rio Pau Seco com curvas anômalas avaliadas em campo.	130
Figura 82 – Curva anômala no rio Dueré.	131
Figura 83 – Curvas anômalas intercaladas por trechos retilíneos em rios do baixo curso da área de estudo.	132
Figura 84 – Ribeirões Grota da Mata e Três Lagoas, afluentes do rio Dueré.	133
Figura 85 – Perfil topográfico C-C', representado na figura 84.	135
Figura 86 – Perfil topográfico E-E' do alto curso do ribeirão Grota da Mata.	136
Figura 87 – Trecho de 4ª ordem do ribeirão Grota da Mata.	137
Figura 88 – Vista oblíqua do vale do ribeirão Grota da Mata.	137
Figura 89 – Perfil topográfico F-F' do médio curso do ribeirão Grota da Mata e foto do vale.	138
Figura 90 – Mapa e fotografias relacionadas ao Esgoto Caracol, no médio curso da área de estudo.	139
Figura 91 – Feições de destaque no baixo curso do rio Formoso.	142
Figura 92 – Aspectos da conexão fluvial entre os sistemas Formoso e Dueré.	143
Figura 93 – Panorama da lagoa dos Pássaros no rio Dueré.	143

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Síntese geológica da bacia do rio Formoso.....	56
Tabela 2 – Dados morfométricos gerais da bacia do rio Formoso.	77
Tabela 3 – Relação entre a quantidade canais e o comprimento por ordem fluvial.....	77
Tabela 4 – Síntese de dados relacionados a Densidade de drenagem (Dd) e Densidade hidrográfica (Dh) do rio Formoso.....	84
Tabela 5 – Valores relacionados ao cálculo do FABD dos setores da bacia hidrográfica do rio Formoso.	107
Tabela 6 – Valores relacionados ao cálculo do FABD por sub-bacias hidrográfica da área de estudo.	108
Tabela 7 – Valores médios para o índice FSTT por sub-bacias na área de estudo.	112
Tabela 8 – Quantitativo de anomalias geomorfológicas mapeadas na área de estudo.....	116
Tabela 9 – Dados morfométricos das vertentes no ribeirão Grota da Mata.....	134

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – <i>Softwares</i> utilizados para a organização, tratamento e processamento dos dados.	39
Quadro 2 – Conjunto taxonômico do relevo da bacia hidrográfica do rio Formoso.....	69

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	5
RESUMO.....	7
ABSTRACT.....	8
LISTA DE FIGURAS.....	9
LISTA DE QUADROS.....	11
SUMÁRIO.....	12
CAPÍTULO I: APRESENTAÇÃO DA PESQUISA.....	14
1.1. Introdução.....	14
1.2. Localização da área de estudo.....	16
1.3. Objetivos.....	18
<i>Geral</i>	18
<i>Específicos</i>	18
CAPÍTULO II: REFERENCIAL TEÓRICO.....	19
2.1. Modelos cíclicos e acíclicos globais de evolução do relevo na Geomorfologia brasileira....	19
2.2. O paradigma da Neotectônica.....	22
2.3. Geomorfologia Tectônica e Morfotectônica.....	24
2.4. Anomalias geomorfológicas: Evidências relacionadas à rede de drenagem.....	25
2.4.1 <i>Padrões de drenagem</i>	27
2.4.2 <i>Tipos de canais fluviais</i>	29
2.4.3 <i>Anomalias de drenagem</i>	33
2.4.4 <i>Efeitos tectônicos em sistemas fluviais</i>	34
CAPÍTULO III: ASPECTOS METODOLÓGICOS.....	37
3.1. Levantamento de materiais (teóricos e instrumentais).....	37
3.2. Processamento e interpretação.....	38
3.2.1. <i>Extração da rede de drenagem</i>	39
3.2.2. <i>Caracterização e mapeamento do relevo</i>	46
3.2.3. <i>Indicadores regionais de anomalias</i>	49
3.2.4. <i>Síntese geomorfológica dos dados</i>	54
3.3. Campanha de campo.....	55
3.4. Reinterpretação e validação da análise.....	55
CAPÍTULO IV: ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E MORFOMÉTRICOS DA ÁREA.....	56
4.1. Geologia: aspectos regionais e locais.....	56
4.1.1. <i>Arco Magmático de Goiás</i>	57
4.1.2. <i>Cinturão Móvel Paleoproterozóico: Faixa Araguaia</i>	59
4.1.3. <i>A Bacia Sedimentar Água Branca</i>	61
4.1.4. <i>Bacia Sedimentar do Bananal</i>	63

4.2. Geomorfologia Regional	69
4.2.1. Domínios morfoestruturais	69
4.2.2. Domínios morfoesculturais	70
4.2.3. Unidades morfológicas	72
4.3. Análise morfométrica da bacia.....	76
4.3.1. Perfis longitudinais, ajustes verticais e respostas fluviais.....	79
4.3.2. Densidades hidrográfica e de drenagem.....	83
CAPÍTULO V: AVALIAÇÃO REGIONAL: MORFOTECTÔNICA DO RIO FORMOSO	94
5.1. Indicadores estruturais: quadro tectônico da área de estudo	94
5.1.1. Lineamentos estruturais: regime tectônico e eixos de direção	95
5.1.2. Orientações das Drenagens	101
5.2. Tipos de canais: Índice de Sinuosidade.....	103
5.3. Resultados do Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD)	107
5.4. Resultado do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)	111
CAPÍTULO VI: ANOMALIAS DE DRENAGEM.....	116
6.1. Anomalias de drenagens: principais feições relacionadas a tectônica.	116
6.1.1. Migração de canais: Paleodrenagens.....	118
6.1.2. Trechos retilíneos.....	123
6.1.3. Desvios abruptos.....	127
6.1.4. Curvas anômalas.....	129
6.2. Assimetria do ribeirão Grota da Mata.	132
6.3. Canais e condutos fluviais anômalos na planície Formoso-Javaés	138
CONSIDERAÇÕES FINAIS	145
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	148

CAPÍTULO I APRESENTAÇÃO DA PESQUISA

1.1. Introdução

A relação antagônica entre agentes endogenéticos e exogenéticos dão origem ao modelado terrestre (CASSETI, 1991). Nesta implacável relação entre forças naturais, destaca-se o papel geomorfológico dos rios por sua imponência natural na modelagem dos continentes, concebendo diversas formas e feições do relevo.

Mesmo antes da sistematização das ciências naturais, o renascentista Leonardo Da Vinci (Século XVI), já buscava entender o ajuste geométrico dos rios e sua relação com a morfologia do relevo em um olhar empírico sobre a paisagem, ao afirmar que: “cada vale foi escavado pelo seu rio e a relação entre os vales é a mesma que entre os rios” (CHRISTOFOLETTI, 1969). James Hutton, fluvialista do século XVIII, propôs o esclarecimento das causas que definem a modelagem terrestre, concebendo a transformação dos ambientes da natureza como uma atuação de forças físicas no tempo e no espaço, afirmando que “Os picos de nossas terras são [...] nivelados com as praias: nossas planícies férteis são formadas das ruínas de montanhas” (PRESS *et al.*, 2006).

Alguns autores têm apontado a existência de duas vertentes geomorfológicas no contexto brasileiro. Destaca-se um grupo na Geografia, focado nos estudos morfoclimáticos, e outra vertente com *status* de disciplina na ciência Geológica, focado na abordagem Morfoestrutural (SUGUIO, 2000, 2010; ALVES; CASTRO, 2003; PENHA, 2007; VITTE, 2011). Nas últimas décadas, essas duas tendências geomorfológicas têm se aproximado através do uso comum de técnicas e enfoques teóricos, em favor da otimização e acurácia das análises do relevo. Destaca-se o uso de datações, análises geoquímicas e palinológicas, além da grande difusão do Sensoriamento Remoto associado à avaliação morfométrica e ao estudo da Neotectônica a partir de evidências geomorfológicas. De tal forma, a moderna Geomorfologia, assim chamada por Vitte (2010), tem possibilitado a reinterpretação da compartimentação do relevo, dos processos morfogênicos e da fisiologia da paisagem brasileira na perspectiva proposta por Ab' Saber (1969).

A análise morfotectônica tem se destacado junto aos estudos dos sistemas fluviais por meio de métodos sistêmicos e racionais (empirismo lógico), com a aplicação de parâmetros quantitativos correlacionados às questões qualitativas do relevo (MISSURA, 2013). Este ramo da Geomorfologia apresenta um conjunto de abordagens significativas para o estudo da morfogênese, permitindo um nível de aprofundamento na compreensão de eventos

quaternários, sendo de grande importância para se entender os fatos pretéritos que definiram o cenário atual, e também a suscetibilidade desses ambientes às mudanças abruptas (HIRUMA, 1999). Vale reforçar que nesta conjuntura, a Morfotectônica se sobressai como um competente instrumento de identificação de movimentos decisivos que moldam a arquitetura das formas do relevo, contribuindo para o esclarecimento de várias questões morfogenéticas relacionada à ação da tectônica (PANIZZA et al., 1987; SUGUIO, 2010).

Ao se fazer uma busca por trabalhos que abordam a investigação geomorfológica no Estado do Tocantins, notou-se que não há estudos sobre as anomalias de drenagem e assimetria de bacias hidrográficas na perspectiva da Geomorfologia geográfica, salvo o trabalho de Moraes e Santos (2013). Os poucos trabalhos que se aproximam desta temática se atentaram às abordagens estruturais da paisagem no amplo contexto da Amazônia Legal e da Bacia Sedimentar do Bananal. Destacam-se as contribuições sobre “tectônica ressurgente” ou Neotectônica realizadas por Costa *et al.* (1996) e Silva *et al.* (2003), e em aspecto de hipótese, as afirmações de Hasui (1990) e Saadi (1993), que apontam que a região da Ilha do Bananal está em processo de subsidência desde o Mioceno. Também as contribuições de Valente (2007) e Valente e Latrubesse (2012), sobre a paleohidrologia, paleogeomorfologia e controles físicos na evolução das unidades geoambientais do alto e médio curso do rio Araguaia.

Esta pesquisa é parte de um projeto intitulado “Estudo da origem e evolução geomorfológica da Lagoa da Confusão, TO”, iniciativa do Laboratório de Análises Geoambientais (LGA) e fomentado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). Nesta conjuntura, o presente trabalho buscou contribuir para o entendimento da geomorfologia fluvial da bacia hidrográfica do rio Formoso e sua relação com tectônica recente da Bacia Sedimentar do Bananal, mais especificamente, a investigação de anomalias de drenagem, a fim de esclarecer a gênese destas feições geomorfológicas e implicações na arquitetura da paisagem.

As ponderações da presente pesquisa foram organizadas em forma de capítulos que buscam contemplar os objetivos propostos. Para tal, as seções seguem os seguintes conteúdos e ordens: Os aspectos introdutórios no capítulo I; o estudo bibliográfico sobre o tema (revisão bibliográfica) no capítulo II; os procedimentos metodológicos no capítulo III; a caracterização dos aspectos geológicos regionais, descrição e cartografia dos domínios morfoestruturais e morfoesculturais e das unidades morfológicas do relevo, a análise de atributos topográficos e morfométricos da rede de drenagem compõem o capítulo IV; a apresentação dos resultados dos índices geomórficos com uma avaliação regional sobre a morfogênese da bacia hidrográfica

constitui o Capítulo V; a análise das áreas de maior destaque morfotectônico e das feições identificadas na rede de drenagem do rio Formoso é abordada no capítulo VI. Por fim, as considerações finais do trabalho.

A realização da presente pesquisa se justifica pela explícita necessidade de estudos geomorfológicos em faixas de ecótonos Cerrado-Amazônia, com uma abordagem geográfica sobre a funcionalidade da paisagem, com estudos que contemplem com maior grau de detalhamento o efeito endógeno nos rios que drenam os compartimentos de relevo da Bacia Sedimentar do Bananal e suas adjacências. Estas áreas possuem poucos trabalhos em geomorfologia, destacando os mapeamentos disponíveis em macro escala, da Amazônia Legal, tendo como referência o projeto RADAMBRASIL.

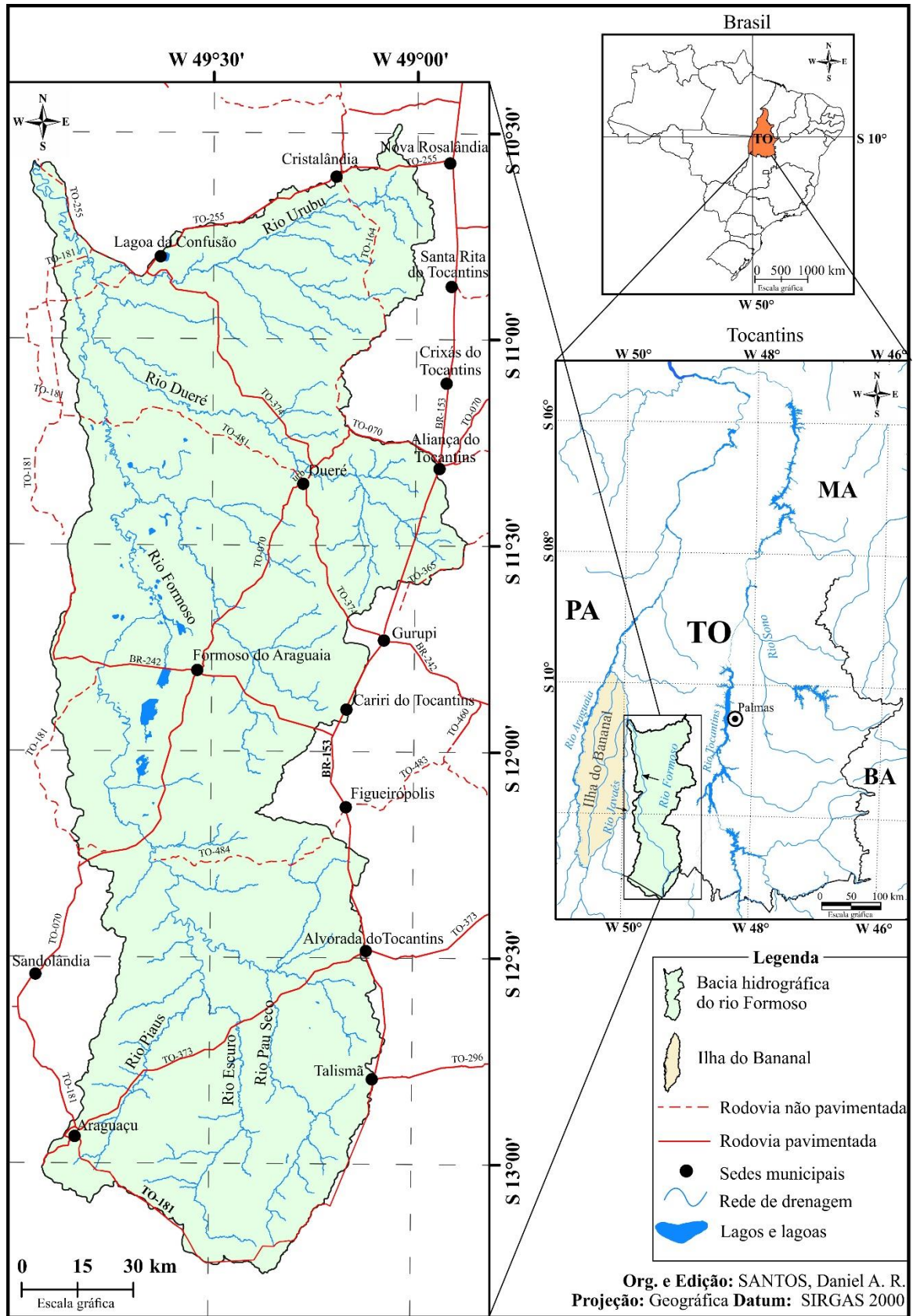
1.2. Localização da área de estudo

A bacia hidrográfica do rio Formoso está localizada entre os paralelos S 13° 08' 00" e S 10°27'43" e os meridianos W 50°21'49" e W 48°52'56" (Figura 1).

Este sistema fluvial situa-se na maior bacia sedimentar intracratônica do Quaternário na América do Sul (Bacia Sedimentar do Bananal); um baixo estrutural ainda pouco estudado que está em processo de subsidência (VALENTE, 2007; VALENTE; LATRUBESSE, 2012). A nascente do canal principal se situa no município de Novo Planalto, norte do estado de Goiás. Além deste, a rede de drenagem se desenvolve nos municípios tocantinenses de Araguaçu, Sandolândia, Talismã, Alvorada, Aliança do Tocantins, Gurupi, Figueirópolis, Cariri do Tocantins, Formoso do Araguaia, Dueré, Crixás do Tocantins, Santa Rita do Tocantins até o município de Lagoa da Confusão, onde ocorre a confluência com o rio Javaés.

A bacia hidrográfica do rio Formoso possui ambientes de destaque em biodiversidade faunística e florística de área de ecótono (transição Cerrado-Amazônia) ainda pouco conhecida no meio acadêmico. Este sistema é o principal afluente do rio Javaés, responsável pela drenagem de uma porção significativa do médio curso do rio Araguaia. No quadro econômico, destaca-se por comportar grandes projetos de irrigação por inundação e sub-irrigação, em solos de várzeas, financiados pelo PRODECER (Programa de Desenvolvimento do Cerrado) desde 1980. Destaca-se também ações exploração mineral de jazidas de Ferro, Calcário e Cristal de Quartzo na área de estudo (SEPLAN, 2012).

Figura 1 – Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Formoso, Tocantins.



Fonte: elaborado pelo autor.

1.3. Objetivos

Geral

Entender a gênese das anomalias de drenagem na bacia do rio Formoso e suas relações com atividades neotectônicas, discorrendo sobre os processos de evolução da paisagem no médio Araguaia.

Específicos

- Realizar a compartimentação geomorfológica da bacia estudada (cartografia geomorfológica).
- Aplicar índices geomórficos e parâmetros morfométricos para caracterização física da bacia.
- Correlacionar os resultados dos índices com a configuração geológica da área.
- Identificar e mapear áreas com maior concentração de anomalias de drenagem.

CAPÍTULO II REFERENCIAL TEÓRICO

2.1. Modelos cíclicos e acíclicos globais de evolução do relevo na Geomorfologia brasileira

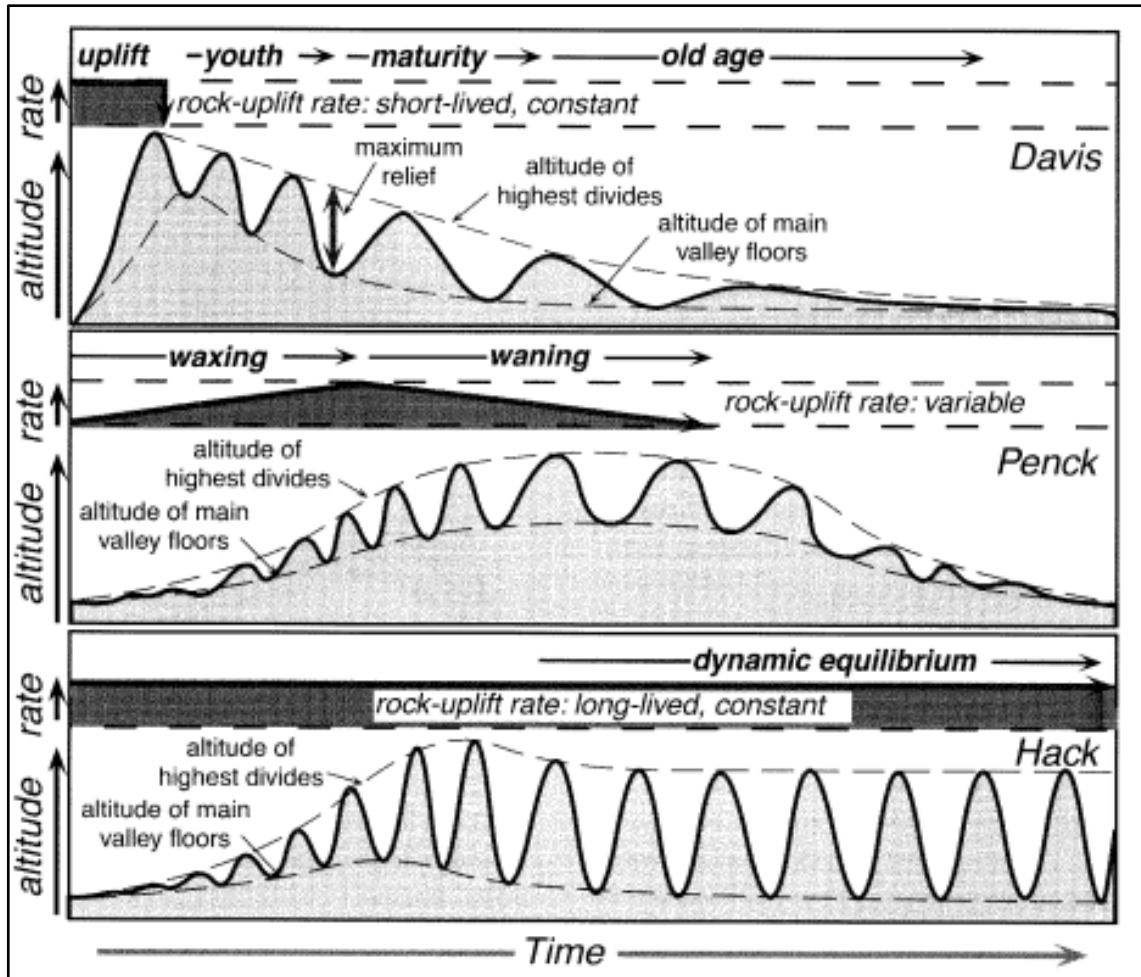
A Geomorfologia geográfica tem buscado entender o papel das forças endógenas na gênese e na compartimentação do relevo brasileiro, se aproximando de abordagens desempenhadas anteriormente, via de regra, por geólogos (VITTE, 2008, 2011). Para Salamuni (1998), foi somente a partir da metade do século XX que surgiram com mais nitidez no cenário brasileiro, trabalhos que apontam a gênese de modelados do relevo relacionada a processos endógenos. Um clássico exemplo é o trabalho geomorfológico de Sternberg (1950), que faz uma sugestão interrogativa: “*Vales tectônicos na planície amazônica?*”, apresentando o pressuposto de que o paralelismo dos rios e as morfologias dos lagos na bacia do rio Amazonas, poderiam ser consequências de um controle estrutural. Destaca-se também a contribuição de Freitas (1951), que admitiu a atuação de uma “tectônica moderna” conduziu processos de arqueamentos e subsidências na compartimentação topográfica do relevo brasileiro.

O primeiro conjunto de geógrafos empenhados em estudar o relevo brasileiro de forma sistematizada (1930 a 1950), embasava-se no paradigma evolutivo “*The geographical cycle*” fundamentado pelo geólogo americano William Morris Davis, considerado o precursor da Geomorfologia estrutural (Figura 2) (CASSETI, 2005; VITTE, 2011). Davis entendia o relevo como produto de ciclos rápidos de soerguimentos constituindo superfícies sublevadas, e sustentadas por períodos de quiescência tectônica (juventude), condicionando a esculturação (grifo meu) pelos rios (maturidade), até o estabelecimento de uma nova etapa de suavização, chegando a um aplainamento total (senilidade). De tal forma, observa-se que Davis cogitou a tectônica em seu modelo apenas como mecanismo de restituição (gatilho) do ciclo geográfico (rejuvenescimento) (BURBANK; ANDERSON, 2001; CASSETI, 2005).

Como ressaltam Abreu (1983), Vitte (2009) e Marques (2007), a partir de 1940 são publicados diversos trabalhos sobre a evolução do relevo apontando dificuldades com as ideias de Davis para explicar a tectônica e sua influência no relevo. Destacam-se as contribuições De Martone (1943, 1944), que com forte influência davisiana, considerou os movimentos epirogênicos na constituição da serra do Mar e da Mantiqueira, além de Ruellan (1945) que, influenciado pela matriz alemã, critica a posição cíclica, e aponta a ação conjunta de elementos estruturais e esculturais na elaboração do relevo. Pautado na Teoria Geral dos Sistemas, Hack (1960) analisa a grande importância da peneplanação na sistematização da ciência

geomorfológica. No entanto, o autor entende que o paradigma davisiano deixou uma série de lacunas e cenários difíceis de se testificar em situações reais.

Figura 2 – Principais modelos de evolução do relevo que fundamentam as abordagens geomorfológicas.



Fonte: Burbank e Anderson (2001).

Segundo Vitte (2009, 2011), a partir de 1950 ocorre uma ruptura paradigmática da Geomorfologia brasileira com a corrente americana. Como destaca Suguio (2000) e Vitte (2010), a Geomorfologia geográfica influenciada por franceses passa a ponderar os fatores exógenos como determinantes na modelagem crustal, quando grande parte dos geocientistas voltaram suas atenções para o estudo da esculturação das paisagens sob ótica de Walther Penck, considerado por muitos como o maior expoente da corrente geomorfológica Alemã (FLORENZANO, 2008, SALGADO, 2007).

Sob a influência da Geologia e Geografia alemã, Penck (1924) contrapôs o pensamento anglo-americano desenvolvendo uma concepção do conceito de paisagem embasada nas obras de Humboldt (MOREIRA, 1985), entendendo que as formas do relevo são produtos de uma relação antagonica entre forças que governam o planeta (IBGE, 2009). Contrariando a ideia de

juventude defendida por Davis (*uplift*), Penck apresenta o papel endógeno correlato em um modelo de onda (Figura 2), entendendo que ocorre um aumento gradativo da topografia por pulsos endogenético (*primärrumpf*) até um clímax (nível máximo do relevo) (Figura 2). Neste modelo cíclico as superfícies são retrabalhadas e rebaixadas pelos fatores exógenos com retração lateral do relevo consolidando um embate entre forças, e gerando como resposta, o modelado terrestre em patamares escalares (BURBANK; ANDERSON, 2001; SALGADO, 2007).

Lester King, ao estudar os relevos do continente africano (KING, 1953) e do Brasil oriental (KING, 1956), reconhece os períodos de quiescência tectônica e as oscilações climáticas na constituição do relevo (BRAUN, 1971). Este autor fundamenta a teoria da pedimentação, considerando ciclos de evolução do relevo de maneira que a alternância entre climas áridos e úmidos tende a ocorrer em um tempo menor que as respostas tectônicas, significativas para mudanças no balanço isostático. O modelo admite o ciclo erosivo de Davis (1899) e a ideia de Penck (1924) sobre superfícies de aplainamento escalonadas, tendo a topografia como um indicador de idade do relevo (CHRISTOFOLETTI, 1980). De acordo com Maia *et al.* (2009), um dos grandes problemas desse modelo de interpretação do relevo brasileiro é a fraca admissão da tectônica como participante ativa na elaboração das superfícies de aplainamento e níveis de base locais e regionais, via mudanças abruptas ou soerguimentos gradativos.

Novamente, as tendências geomorfológicas da escola anglo-americana são observadas no contexto brasileiro entre as décadas de 1960 e 1970, seguindo as abordagens de Horton (1945) e Strahler (1952) de análise quantitativa dos sistemas naturais, tendo como forte expoente Antônio Christofolletti (CAMARGO; REIS JUNIOR, 2004). Esta moderna Geomorfologia, fundamentada no empirismo lógico, é defendida por vários autores como a superação de concepções subjetivas sobre o relevo, passando a examinar os fenômenos e processos pela modelagem quantitativa dos sistemas naturais (PENTEADO, 1980; ABREU, 1983). Nesta conjuntura, as contribuições teóricas do americano John T. Hack se destacam na ciência geomorfológica, fundamentado na Geologia e em conceitos da Física, estabelecendo uma base crítica dos modelos cíclicos de Davis (ciclo ideal) e de Penck (em onda) (KLEIN, 2012).

Hack (1960) defende um conceito acíclico para explicar a gênese e dinâmica do relevo, estabelecendo seu modelo de evolução a partir da análise morfométrica de bacias hidrográficas, tomando como exemplo a região dos Apalaches (EUA). Assim, este autor retrabalhou as ideias

de Gilbert (1877) sobre processos, fundamentando a teoria do equilíbrio dinâmico, ao considerar o relevo como um sistema aberto, tendo suas variáveis intimamente relacionadas com o balanço de massa e energia do sistema (HACK, 1960; BURBANK; ANDERSON, 2001). O mesmo Hack (1960), contrapõe o paradigma de Penck, ao entender o relevo não como uma resposta, mas como um produto da resistência litológica às forças modeladoras, considerando a existência de um encadeamento lógico dos fatos geomorfológicos (Figura 2). Observa-se, que para este autor, o sistema geomorfológico é condicionado por forças tectodinâmicas contrabalanceadas por mecanismos morfoclimáticos, regidos pelo balanço isostático, que busca o equilíbrio do sistema relevo (CHRISTOFOLETTI, 1980; CASSETI, 2005).

2.2. O paradigma da Neotectônica

Vitte (2010, 2011) avalia que a partir de 1980, ocorre uma revitalização do estudo do relevo na perspectiva estrutural pelos geólogos, onde se reconheceu as influências neotectônicas na Geomorfologia como uma ação ativa (no contexto da interplaca) em uma mesma escala temporal que os processos morfoclimáticos, progresso que se deu em grande parte pelos avanços de técnicas e produtos que aperfeiçoaram a investigação, como o Sensoriamento Remoto, a Análise Estatística, Geocronologia e a Morfoestratigrafia (BRASIL, 1981a; OWEN, 2013).

Summerfield (1986, 1987) destaca a primeira metade da década de 1980 como um período de grande importância devido a quantidade de publicações, anteriormente inexpressivas, além de diversos eventos destinados a discutir a ação neotectônica em diversas partes do globo terrestre (HANCOCK; WILLIAMS, 1986; OWEN, 2013). Summerfield (1987) ainda aponta dificuldades de avanços neste campo de estudo, em virtude das inconsistências conceituais ou “anarquias terminológicas”, como Neotectônica e Morfotectônica, muitas vezes empregados em textos geomorfológicos erroneamente como sinônimos. Para o autor, a situação é fruto da falta de diálogo entre os vários pesquisadores envolvidos com a temática. Observa a necessidade de uma metodologia que possibilite o mapeamento e análise de controles estruturais e suas influências nas feições do relevo em diversas escalas espaciais.

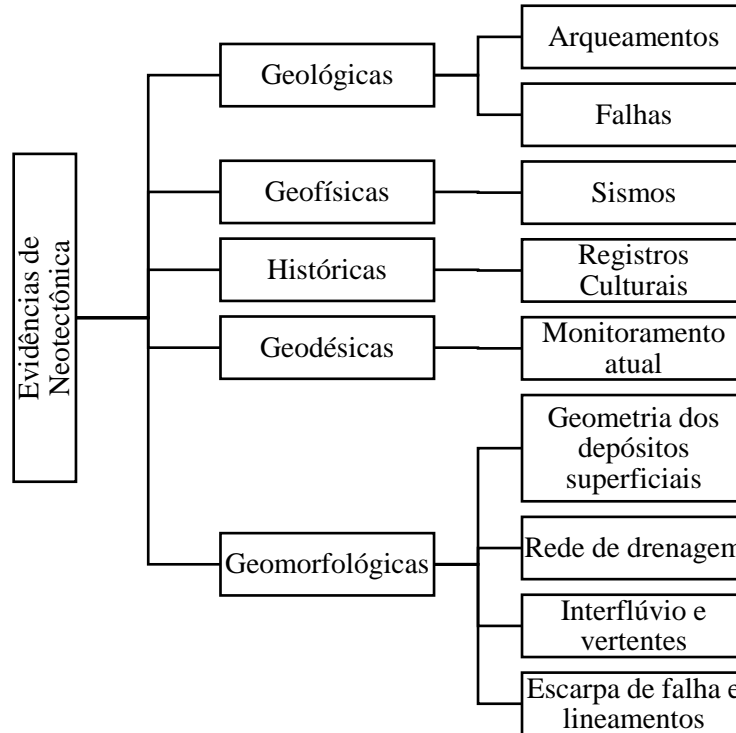
Fairbridge (1981) discorre sobre o conceito de Neotectônica e as controvérsias sobre o intervalo utilizado para definir um movimento tectônico recente, afirmando que o termo “Neotectônica” foi introduzido nas geociências pelo russo Vladimir Obruchev em 1948, onde considerou que toda movimentação ocorrida nos últimos 35 milhões de anos (do Mioceno ao Holoceno) está relacionada à “tectônica viva” (SUMMERFIELD 1986, 1987; LIMA, 2002; MORAIS, SANTOS, 2013). Hancock e Williams (1986), Saadi (1993) e Luckman (2004)

discorrem que a definição temporal do intervalo neotectônico pode se tornar complexa e relativa quando se considera a paisagem global, onde as mais variadas porções do planeta apresentam respostas heterogêneas aos movimentos isostáticos. Segundo estes autores, o marco temporal se define pela identificação (datação) do início da tensão e a compreensão dos grandes eventos tectônicos no contexto regional da área que se estuda (orogênese e epirogênese).

Para os estudos da tectônica ressurgente no Brasil, Hasui (1990) define o evento da deriva continental no Terciário superior como limite, ao observar o regime transcorrente da placa sul-americana e o estabelecimento da deposição da Formação Barreiras. Valente e Latrubesse (2012), por meio da datação de sedimentos e contribuições da paleohidrologia, apontam que o marco da ação neotectônica no interior da placa continental seja estimado em 23 milhões de anos com início da deposição da Formação Araguaia (LACERDA FILHO *et al.*, 2004). Estes autores retratam os efeitos da reativação dos cinturões orogênicos, processos que condicionaram áreas na América do Sul a situações de baixos estruturais (bacias intracratônicas), que gradativamente foram preenchidos por ciclos de deposição sedimentar pelos grandes rios, como a região da Ilha do Bananal, o Chaco boliviano e o Pantanal matogrossense.

Para Saadi (1993), as investigações de processos neotectônicos têm reforçado os princípios do atualismo pela vantagem da observação e mensuração direta ou indireta da ação endogenética, dando maior destaque aos estudos geológicos. Em um trabalho publicado anteriormente, Fairbridge (1981) defende que a compreensão da Neotectônica não deve se restringir apenas ao clássico pensamento de James Hutton e às questões estruturais, devendo buscar a interação com as demais áreas do conhecimento acerca do relevo, possibilitando o pesquisador refletir sobre a gênese e a dinâmica geomorfológica. Hiruma (1999) e Suguio (2010) buscam reforçar este argumento, apontando que averiguação de processos endógenos subsidiada pelas Geociências, e até mesmo por registros históricos, permite diferentes níveis de análise espacial e temporal. Considerando as assertivas destes autores sobre o amplo campo de estudo da Neotectônica, elaborou-se a figura 3, na qual se apresentam as linhas de investigação e possíveis evidências neotectônicas, categorizadas em cinco áreas de conhecimento.

Figura 3 – Perspectivas de investigação da Neotectônica.



Fonte: elaborado a partir de Suguio (2010).

Destaca-se no estudo da Neotectônica (Figura 3): Na Geologia, a análise de falhas, arqueamentos e deformações regionais, com o objetivo de detectar e mapear os campos de esforços (COSTA *et al.*, 1996; SALAMUNI *et al.*, 2004); na Geofísica, o estudo sismológico (e paleosismos), para determinar o grau de movimentação e os eixos de esforços (ASSUMPÇÃO, 1992); na Geomorfologia, o mapeamento de anomalias geomorfológicas relacionadas às escarpas de falhas e lineamentos, depósitos superficiais deformados (geometria), interflúvios e vertentes, e também as geoformas pertinentes à rede de drenagem (HOWARD, 1967; SUGUIO, 2010); em Geodésia, a investigação de anomalias gravimétricas em áreas com processos de arqueamento ou subsidência (HASUI, 1990); na Arqueologia, a investigação de eventos tectônicos recentes (Terremotos) em relatos históricos e culturais (GUTIÉRREZ, 2008).

2.3. Geomorfologia Tectônica e Morfotectônica

Alguns autores têm entendido a Morfotectônica como sinônimo da Geomorfologia tectônica. Ambos os termos são conhecidos na ciência geológica estrangeira, mas não há uma definição conceitual elaborado na literatura brasileira (MIGON, 2004; GUERRA; GUERRA, 2008; SUGUIO, 2000, 2010).

Para Burbank e Anderson (2001), a Geomorfologia Tectônica não se restringe ao estudo *stricto sensu* da geodinâmica interna, mas pode discorrer sobre questões mais abrangentes na discussão da epirogênese (construção) e denudação (destruição) das superfícies. Neste mesmo pensamento, Owen (2013) entende que o campo de investigação da Geomorfologia Tectônica é o "estudo de formas de relevo produzidos ou afetados por processos tectônicos" (tradução não oficial), tendo como plano de fundo a teoria da deriva continental. Para Gutiérrez (2008), a finalidade desta especialidade científica é compreender os "processos criadores do relevo que interferem nos processos superficiais" (tradução não oficial), considerando que se trata de uma proposta disciplinar, que incorpora dois grandes campos do conhecimento: a Geomorfologia e a Tectônica. Diante destas observações, pode-se inferir que este segmento de estudo do relevo se configura como sendo a Geomorfologia Estrutural, com mesma consistência teórica e conceitual, ao se notar que as discussões da ação endogenética estão pautadas nas clássicas teorias de evolução do relevo e com abordagens já conhecidas (análise morfométrica e mapeamento geomorfológico).

Sobre a Morfotectônica, Panizza *et al.* (1987) a caracteriza como um ramo da Geomorfologia Estrutural (Geomorfologia Tectônica), que busca estudar as formas do relevo relacionadas aos movimentos tectônicos, a conceituando como um braço da ciência que se desdobra em dois níveis, a Morfoneotectônica e a Morfopaleotectônica. Suguio (2000) discorre etimologicamente sobre o termo "Morfotectônica", como palavra advinda do grego "*Morphétektonikos*", sendo a junção dos vocábulos "*Morphé*" (Forma) + "*Tektonikos*" (Tectônica). Assim, o autor apresenta tal conceito como um conjunto de ferramentas úteis para a identificação do efeito dos movimentos crustais no relevo, descritos como anomalias geomorfológicas. Na mesma perspectiva, MIGON (2004) busca esclarecer a Morfotectônica como um instrumento prático para Geomorfologia no diagnóstico de influências tectônicas na paisagem, afirmando que sua análise "utiliza as formas de relevo, ou quaisquer outras características de superfície (por exemplo, padrões de drenagem), como uma chave para inferir a existência de efeitos tectônicas" (tradução não oficial). Este autor destaca ainda o importante papel deste conjunto metodológico no estudo de geofomas como indicador de processos endógenos em áreas relativamente estáveis (como planícies fluviais) com baixas taxas de sismos, subsidências ou soerguimentos.

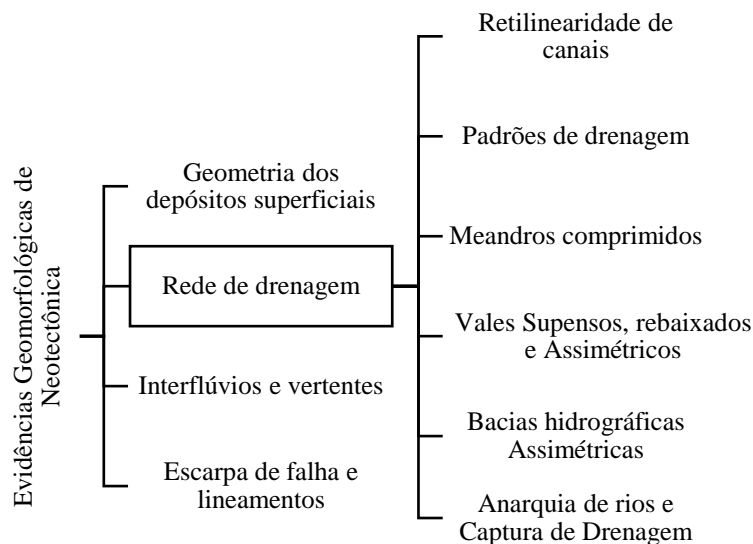
2.4. Anomalias geomorfológicas: Evidências relacionadas à rede de drenagem.

No contexto geral das Geociências, tem sido crescente os trabalhos pautados na análise dos componentes hidrográficos através de parâmetros diretos e indiretos tendo os sistemas

hidrográficos como recortes espaciais. A análise morfométrica de bacias hidrográficas pode ser definida como um conjunto de procedimentos metodológicos que tem como orientação, a investigação dos componentes naturais de uma bacia hidrográfica considerando suas grandezas (SANTOS, 2013). Os estudos relacionados aos cursos fluviais por meio de métodos sistêmicos e racionais, como parâmetros quantitativos, podem levar ao esclarecimento de várias questões acerca da morfogênese e morfodinâmica da paisagem, haja vista que a rede de drenagem é proeminente na compartimentação do relevo em zonas tropicais (LATRUBESSE *et al.*, 2005; IBGE, 2009).

Destacam-se os trabalhos de Cox (1994), Salamuni (1998), Etchebehere *et al.* (2005) e Revilla (2012), por focar a análise morfométrica e geomórfica de bacias hidrográficas. Estes e outros estudos, coligados com implicações lito-estruturais, têm se destacado por sua utilidade na otimização da compreensão do nível de atividade tectônica de uma área e ainda inferir sobre as causas dos ajustes longitudinais e laterais em sistemas fluviais (HOLBROOK; SCHUMM, 1999; IBGE, 2009; FORNACIARI, 2009;). Neste sentido, Suguio (2010) expõe várias possibilidades de investigação por meio da interpretação geomorfológica (Figura 4), dando destaque ao estudo instrumentalizado (pela morfometria) da rede de drenagem e geofomas correlatas.

Figura 4 – Indicadores de Neotectônica relacionada à rede de drenagem.



Fonte: elaborado a partir de Suguio (2010).

Como uma opção metodológica, o estudo do relevo a partir da morfotectônica de bacias hidrográficas pode ocorrer de maneira escalar, tendo em vista que os sistemas fluviais respondem às perturbações endógenas com efeitos na arquitetura do relevo em diferentes níveis

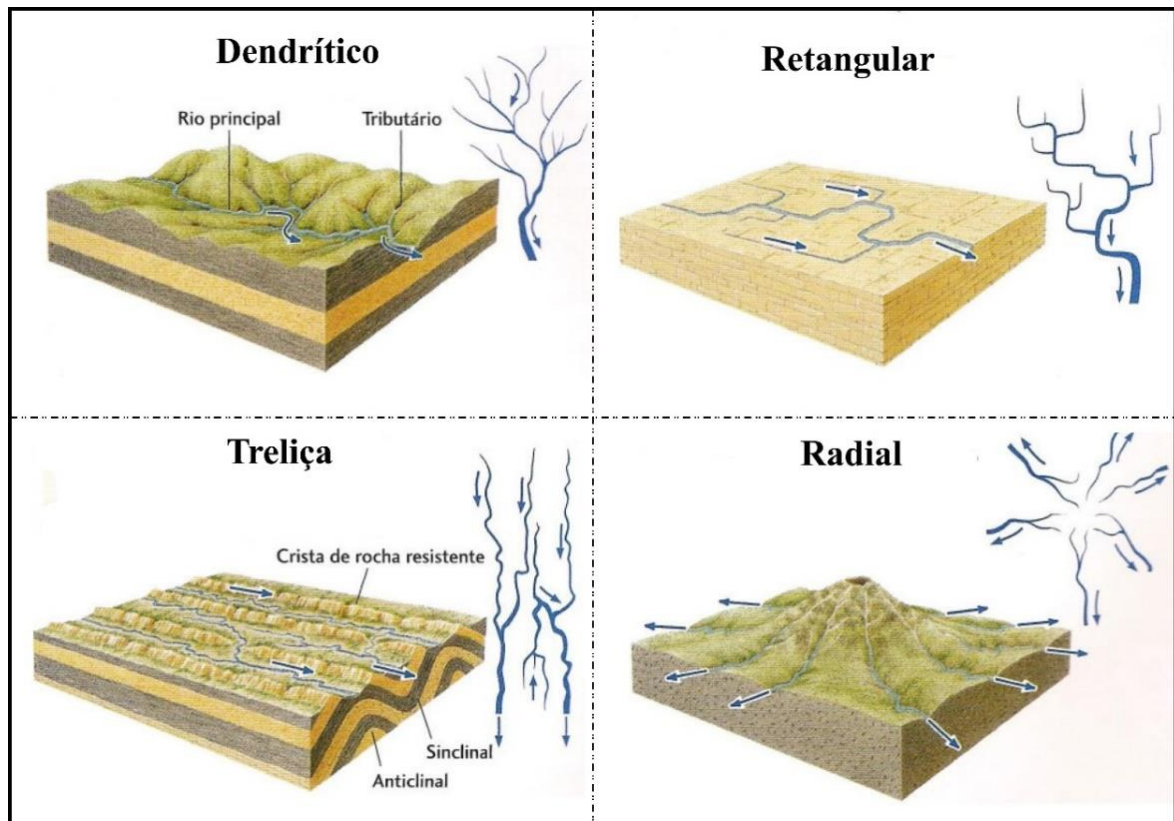
taxonômicos. Assim, a ocorrência de processos regionais como soerguimentos, subsidências ou basculamentos de blocos pode condicionar mudanças no nível de base, além de assimetria de bacias hidrográficas e o estabelecimento de domínios mofoestruturais (SALAMUNI, 1998; IBANEZ, 2012). O rearranjo tectônico dos fatores lito-estruturais pode modificar e controlar a morfologia dos padrões de drenagem e a frequência de canais, sendo determinante em processos erosivos e nas configurações dos compartimentos e modelados geomorfológicos (HIRUMA, 1999; IBGE, 2009). Falhas, fraturas, dobras e outras feições estruturais podem definir as tipologias dos segmentos fluviais, modificando o padrão esperado, ou ainda interferir em variáveis como a perfil de equilíbrio, gradiente de canais, velocidade de fluxo, processos erosivos e deposição da carga sedimentar (GUEDES *et al.*, 2006, TWIDALE, 2004); movimentos isostáticos verticais e horizontais recentes podem acarretar formas pontuais e lineares (HOLBROOK; SCHUMM, 1999).

2.4.1 Padrões de drenagem

Os padrões de drenagem são importantes arranjos de canais fluviais, amplamente utilizados na interpretação da conjuntura endógena regional (GUERRA; GUERRA, 2008; LIMA, 2002; ARCANJO, 2011). Zernitz (1932) é o primeiro autor, com o enfoque específico, a discutir modelos de morfologia dos fluxos superficiais, apresentando uma caracterização descritiva dos padrões básicos de drenagem, seguido por Howard (1967) que, a partir da fotointerpretação, salienta os aspectos geológicos no condicionamento da disposição (geométrica) espacial da rede de drenagem. Utilizando como base estes dois trabalhos, Deffontaines e Chorowicz (1991) propõem uma classificação genética da rede ao apontar que a organização fluvial está condicionada pela atuação de fatores internos (litologia e estrutura), externos ou exógenos (clima, vegetação e ação antrópica).

A figura 5 apresenta os principais padrões de rede recorrentes na literatura, a saber: Dendrítico, Retangular, Treliça e Radial (SUMMERFIELD, 1999; HUGGETT, 2007; PRESS *et al.*, 2006; CHARLTON, 2007).

Figura 5 – Padrões básicos da rede de drenagem.



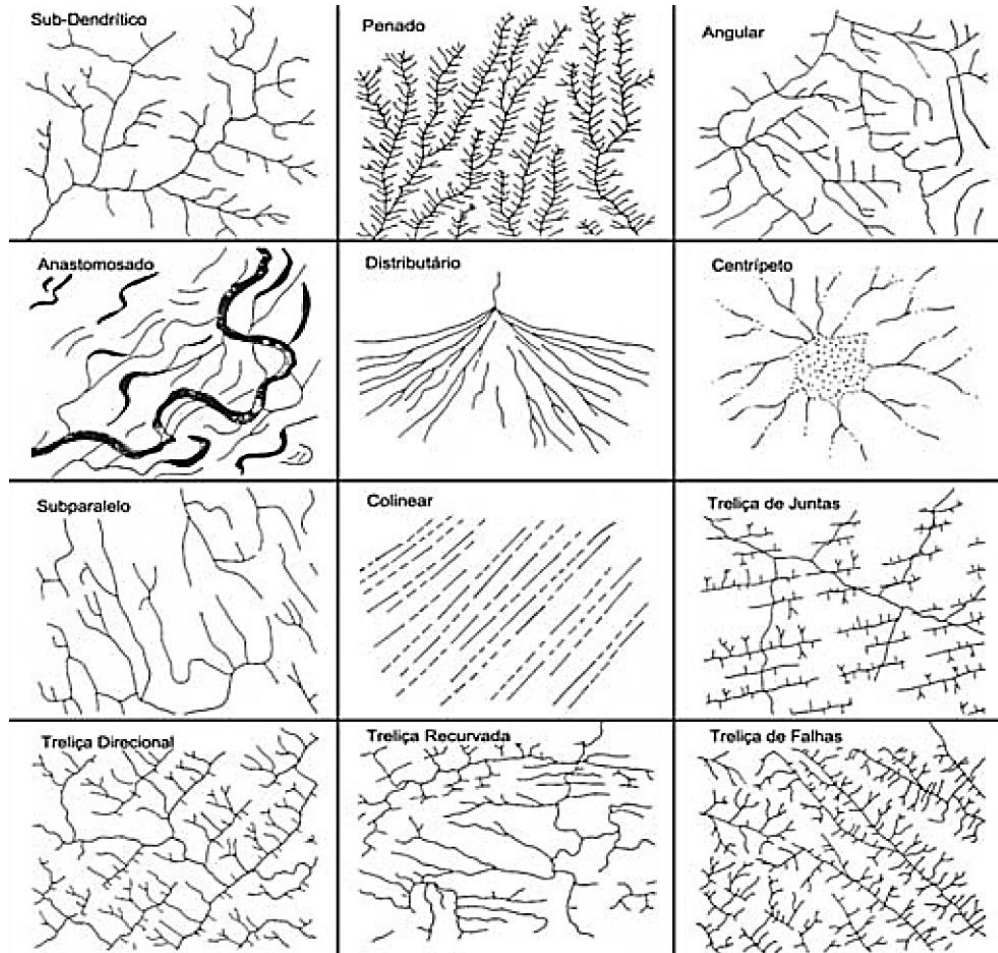
Fonte: adaptado de Press *et al.* (2006).

Como observa Zhang e Guilbert (2013), um padrão de drenagem é o reflexo de características geográficas de uma área, portanto, mudanças no balanço das conjunturas lito-estruturais, climáticas e antrópicas podem modificar o arranjo espacial da rede de drenagem. Em situações normais o padrão dendrítico se estabelece em áreas de litologia homogênea com acamamento horizontal. No entanto, variações pontuais e zonais, mitigadas por ações endógenas e exógenas, tendem a gerar padrões modificados. Sendo assim, a variação subdentrítica deste padrão pode ser reflexo das imposições estruturais que induzem a erosão diferencial com o caimento do terreno e assimetria de bacias (LIMA, 2002). O padrão Pinado geralmente apresenta alta densidade de drenagem, e ocorre em terrenos de fácil erodibilidade, onde os canais possuem confluências agudas, condicionando entalhes profundos em eixos principais (IBGE, 2009); a variação distributiva está associada a leques aluviais, sendo recorrentes em terrenos planos, geralmente próximos a escarpas erosivas formando planícies por cones de dejeção (Figura 6) (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Howard (1967) reconhece ainda padrões combinados, como o Dendrítico-radial (Figura 7A), estabelecido em *inselbergs* (morros testemunhos), feições residuais de antigas paleosuperfícies elaboradas por intensos processos erosivos. O autor ainda considera outros padrões mais raros de se encontrar na natureza, sendo o Dendrítico-Treliza (Figura 7B) e

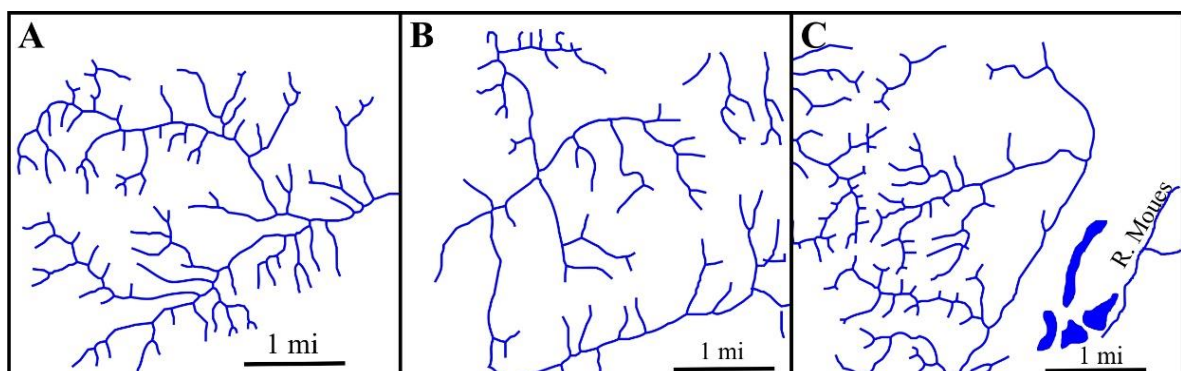
Dendrítico-retilíneo (Figura 7C), todos estes conjuntos são reflexos da forte adequação da rede de drenagem às feições estruturais do terreno (ARCANJO, 2011).

Figura 6 – Exemplos de padrões de drenagem modificados.



Fonte: Arcanjo (2011).

Figura 7 – Exemplos de padrões de drenagem combinados.



Fonte: adaptado de Howard (1967).

2.4.2 Tipos de canais fluviais

Como tipos de canais fluviais, pode-se considerar os modelos de traçado do canal fluvial, que correspondem à tipologia de segmentos definidos pela hierarquia fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1980; GUERRA; GUERRA, 2008). Os autores que discutem esta

temática apontam que os canais são classificados principalmente em função de sua geometria, descarga fluvial, gradiente do terreno e tipos de carga sedimentar (granulometria). É avaliado também que os segmentos fluviais podem ter sua morfologia condicionada por perturbações esporádicas ou gradativas dos fatores climáticos, litológicos, estruturais e antrópicos (CHRISTOFOLETTI, 1981; SCHUMM, 1963; 1988; SUMMERFIELD, 1991; DAY, 2004).

Davis (1899) é apontado por alguns autores como o percussor da classificação dos canais fluviais. Considerando os estágios de evolução do relevo, este autor define que os rios consequentes são aqueles determinados pela concordância do fluxo com a declividade do terreno; os subsequentes seriam aqueles controlados pelas estruturas rochosas; os obsequentes correm em sentido contrário ao mergulho das rochas; ressequentes são rios que fluem na mesma direção que os rios consequentes em função da inclinação das camadas, porém nascem em nível topográfico mais baixo; os insequentes são os que não apresentam controle estrutural, podendo ocorrer em áreas planas (CHRISTOFOLETTI, 1980; BIGARELLA *et al.* 2007).

Rosgen (1994) e Alabyan e Chalov (1997) destacam a proposta sistemática de classificação dos rios de Leopold e Wolman (1957), que distinguiram três tipologias de canais, sendo meadrantes, entrelaçados e retilíneos, considerano, principalmente, o sistema de deposição e a relação geométrica dos componentes fluviais. Schumm (1963) também é destacado por diversos autores pela proposta de classificação dos rios com base na investigação dos processos morfodinâmicos (erosão, transporte e deposição) e a carga sedimentar, como condicionantes a rios retos, transicionais e meandrantes (CHRISTOFOLETTI, 1980; BIGARELLA *et al.*, 2007). Fazendo um resgate de diversas tentativas de classificação de rios, Rosgen (*op. cit.*) apresenta várias propostas que sugeriram a partir destes modelos clássicos, e que incluíram aspectos quantitativos, como valores de descarga e declividade do canal, além de aspectos ecológicos relacionados aos ambientes geomorfológicos do sistema fluvial.

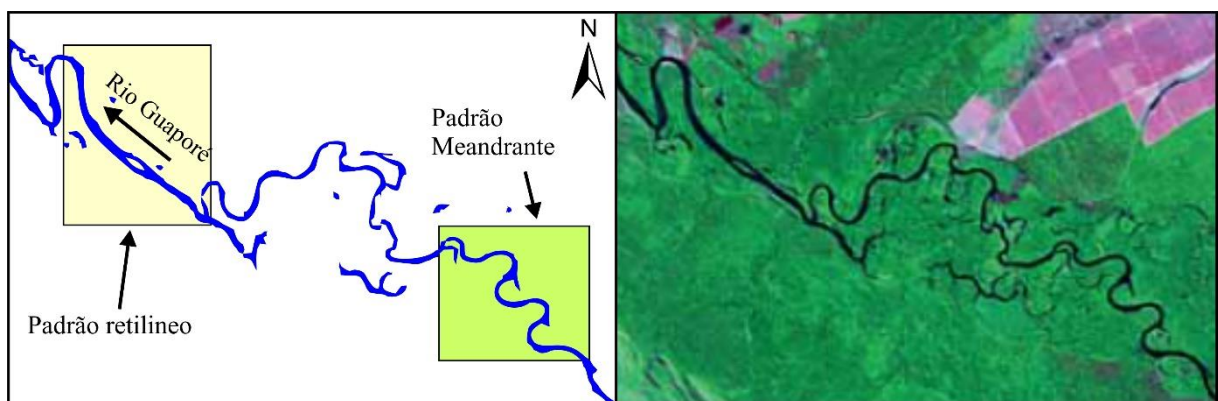
Latrubesse *et al.* (2005) pontua sobre a dificuldade de se aplicar os tradicionais modelos de classificação de rios em zona tropical, e considera a diversidade dos fatores físicos e antrópicos, além da dinâmica diferenciada, como os maiores entraves para a utilização de propostas elaboradas para outras regiões do globo.

No contexto dos estudos fluviais no Brasil, Christofolletti (1981) discorre sobre as tipologias de canais fluviais e propõe uma sistematização baseada principalmente nos modelos de Leopold e Wolman (1957) e Schumm (1963), definido três grupos: Canais únicos, transicionais e multicanais. Os canais únicos têm como marca a direção, linhas de fluxos e talvegues bem definidos; os composto por tipos retilíneos e as variações meandrantes de

sinuoso (1,3), meandrante (1,5), tortuoso (2,0) e irregular (2,5); os multicanais são comuns nas zonas temperadas e polares, mas podem ser recorrentes em zonas tropicais úmidas com alta carga sedimentar (IBGE, 2009), sendo os *anabranching* (ramificado), reticulado, anastomosado, deltaico e canais labirínticos em trechos rochosos; os transicionais são aqueles em que sua morfologia é mudada de maneira temporal por eventos gradativos ou de impactos, podendo ter canais únicos ou multicanais, sazonalmente.

Os canais retilíneos (*Straight rivers*), de maneira geral, se destacam por apresentar uma configuração geométrica onde o comprimento do segmento e a distância vetorial do mesmo possui igual dimensão, e sua extensão chega a, no máximo, 10 vezes o valor de sua largura (CHRISTOFOLETTI, 1981). As principais bases referenciais têm pontuado que este tipo de canal é raro, sendo necessário situações específicas para sua existência, como a drenagem está localizada em linhas de falhas e flui sobre rochas de igual resistência (LEOPOLD; WOLMAN 1957; CHRISTOFOLETTI, 1980; DAY, 2004; GUERRA, GUERRA, 2008). Observa-se na figura 8, uma porção do rio Guaporé (RO) com trecho retilíneo a jusante com orientação bem definida do canal fluvial, possivelmente uma situação condicionada por falhas. Este recorte pode ainda apontar as influências do arcabouço estrutural em que o rio está estabelecido, notando-se a alternância de padrões, com ocorrência de transição entre domínios meandrantes, mais deposicionais, e retilíneos, com características mais erosivas (LIMA, 2002; IBGE, 2009).

Figura 8 – Trechos do rio Guaporé (RO), indicando alternância entre tipos de canais.

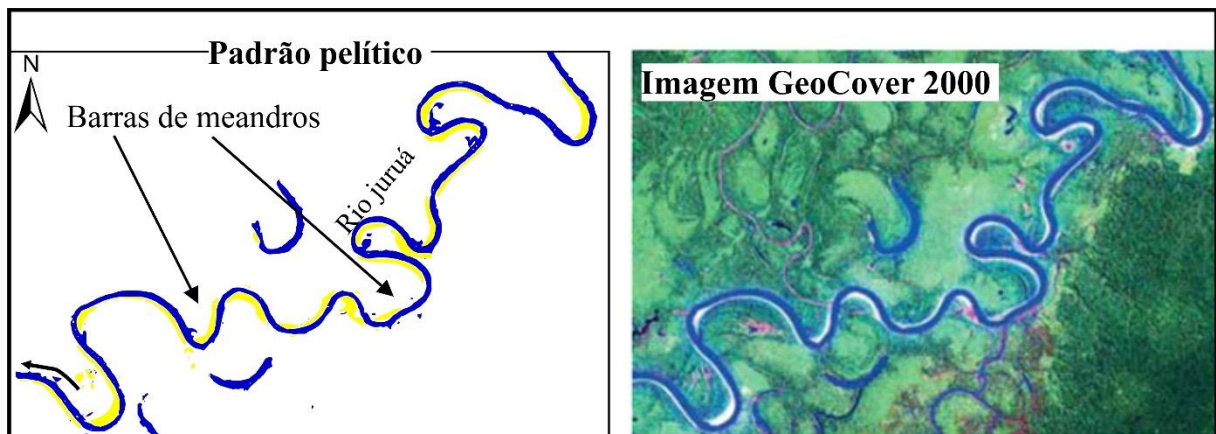


Fonte: adaptado de IBGE (2009).

Os sistemas meandrantes possuem características intrínsecas como a morfologia sinuosa e o fluxo helicoidal, desenvolvendo processos de erosão de margens côncavas, com deposição nas porções convexas do trecho (BIGARELLA *et al.*, 2007). CHRISTOFOLETTI (1980, 1981) define duas variações básicas, considerando as influências internas e externas, denominados meandros de planícies e meandros encaixados, sistemas fluviais com geometria e morfologias semelhantes, mas que diferem pela morfogênese.

Bigarella *et al.* (2007) discorrem sobre os dois modelos de meandros considerando os termos pelítico (de planícies) e psamítico (encaixado). O padrão de meandro do tipo pelítico pode ser observado na Figura 9 em um trecho do Rio Juruá (AM). São rios bastantes sinuosos, geralmente localizados em áreas de topografia suave e de litologias homogêneas, apresentando baixa declividade e alta carga de lama a areia, consolidando fácies de diques marginais (ombreiras), deposição de barras em pontal, além de depósitos de canais abandonados e planícies tangenciais ao longo de seu trecho (planície de inundação).

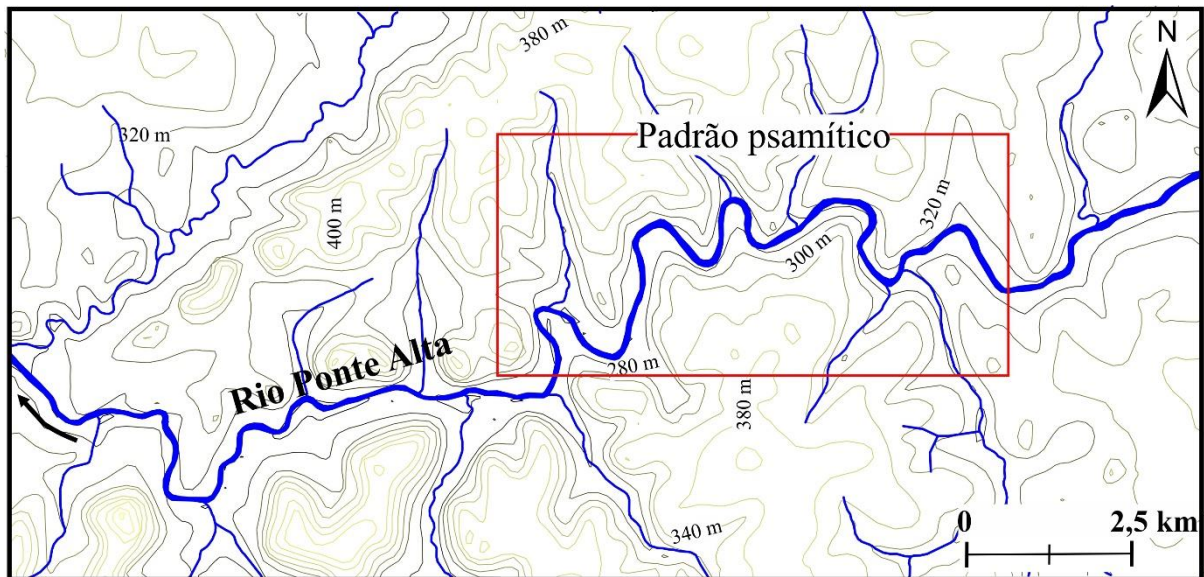
Figura 9 – Canal meandrante pelítico, Juruá (AM).



Fonte: adaptado de IBGE (2009).

Na figura 10 é exemplificado um trecho do rio Ponte Alta (TO) com padrão psamítico, localizado na porção do médio rio Tocantins. Esta tipologia é recorrente em gradientes mais elevados (cabeceiras de drenagem) ou em regiões de forte estruturação, apresentando corredeiras e quebras de relevo, ou ainda em outros casos, pela presença de diques, dobramentos e estruturas dômicas. Apresentam sinuosidade baixa do leito, com vales estreitos e encaixados. Geralmente apresentam maior carga de fundo, com o surgimento de barras de meandros, com padrão de sinuosidade mais simétrico do que é observado em rios de planícies (BIGARELLA *et al.*, 2007).

Figura 10 – Segmento do rio Ponte Alta (TO) onde se observa um exemplo de padrão psamítico.



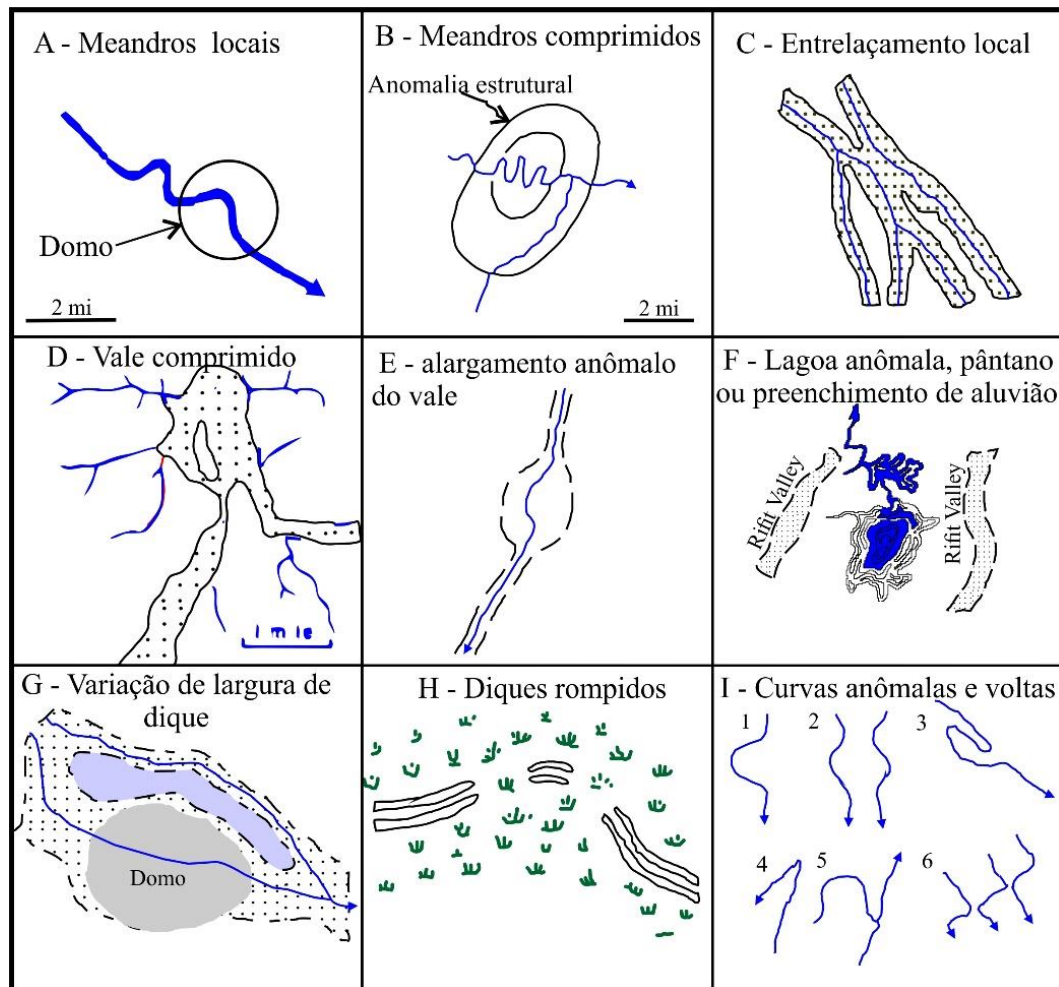
Fonte: elaborado pelo autor.

2.4.3 Anomalias de drenagem

Considerando os fatores litológicos e estruturais, Howard (1967) desenvolve a discussão de Zernitz (1932) sobre padrões de drenagem ao apresentar dez situações lineares e pontuais do relevo fluvial, denominadas anomalias geomorfológicas. Segundo Schumm (1986), um rio e sua rede de drenagem possuem um padrão comum que é reflexo da conjuntura regional dos aspectos físicos em que está inserido, ainda que possa apresentar irregularidades inesperadas (LANA, 2012). De acordo com Howard (*op. cit.*) a arquitetura e a geometria inesperada dos componentes hidrográficos são entendidas como desvios locais (anomalias de drenagem), por serem desarmônicos ao conjunto (de fatores da paisagem) esperado para uma área (Figura 11).

Diversos autores têm ampliado esta abordagem ao reconhecer que inesperadas feições, como aparecimento abrupto e localizado de meandros, retilinearidade de canais, meandros comprimidos, ausência do divisor de águas em bacias hidrográficas, processos de avulsão (migração lateral) em vales encaixados, vales assimétricos, bacias hidrográficas assimétricas e capturas de drenagem orientadas, têm estrita ligação com uma tectônica ativa (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; COX, 1994; BISHOP, 1995; KELLER; PINTER, 1996; HOLBROOK; SCHUMM, 1999; IBGE 2009). Twidale (2004) vai mais adiante nesta discussão, observando que o controle estrutural não se restringe somente a influenciar a morfologia dos cursos fluviais, mas também pode condicionar o estágio de equilíbrio de um rio, com consequências na dinâmica de descarga, velocidade (força de fluxos) e no gradiente de canais.

Figura 11 – Anomalias de drenagem apresentadas por Howard (1967).



Fonte: adaptado de Howard (1967).

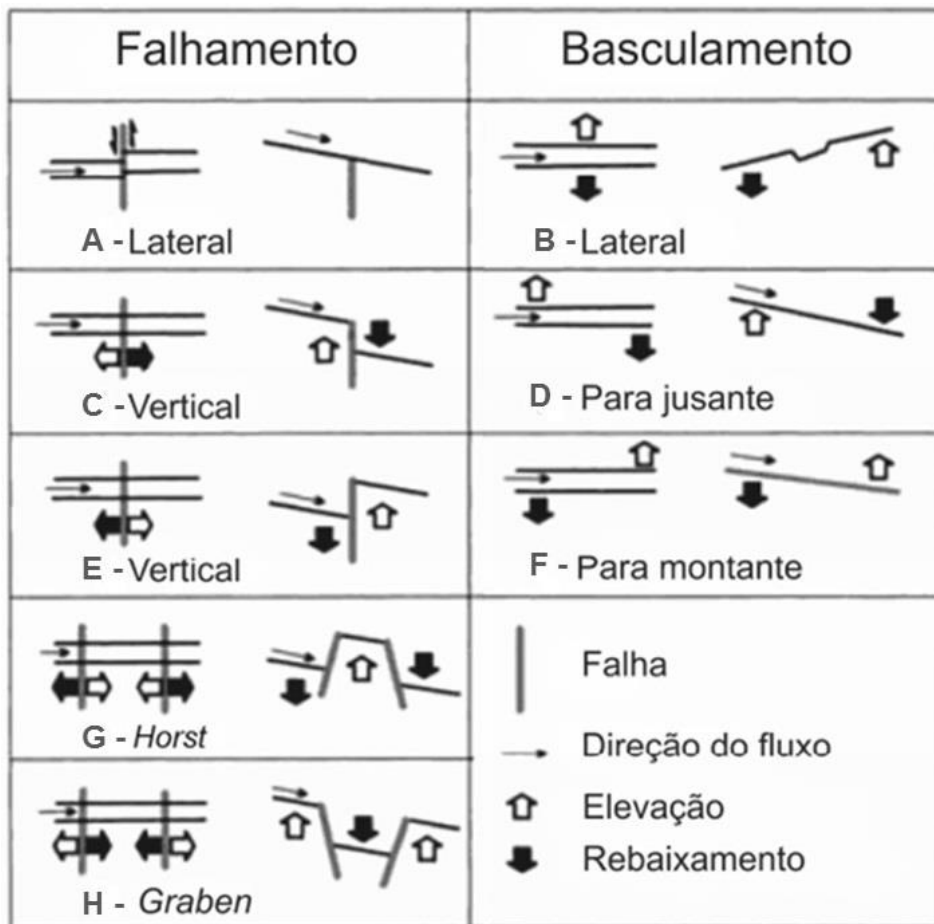
De acordo com Lima (2002) e Schumm (2005), as forças endógenas tendem a influenciar o comportamento da rede de drenagem nos aspectos de controle litológico e estrutural. O aspecto litológico se resume ao arcabouço geológico, tipos de rochas (sedimentar, ígnea e metamórfica) e seus atributos físicos e químicos, que influenciam no escoamento superficial e a formação de canais (Densidade hidrográfica; Densidade de drenagem). A estrutura é o reflexo da ação e movimentação da crosta terrestre pelas forças internas que deformam rochas, concebendo feições rúpteis, dúcteis, domos estruturais e soleiras. Bigarella *et al.* (2007) pontuam que descontinuidades de caráter rúptil, como juntas e falhas, são mais recorrentes em áreas de tectônica cenozóica em diversas escalas, diferente de dobramentos, arqueamentos e basculamentos, que se apresentam em menor frequência na paisagem.

2.4.4 Efeitos tectônicos em sistemas fluviais

Como observam Holbrook e Schumm (1999), os rios podem responder de forma rápida às movimentações crustais, buscando uma acomodação fluvial ao arcabouço lito-estrutural

(Figura 12). Lana e Castro (2012) destacam a interferência das falhas na dinâmica fluvial como sendo de fácil observação, tendo em vista que os perfis longitudinal e lateral dos cursos fluviais podem apresentar geometrias que denotam tais adequações. Falhamentos podem induzir o deslocamento lateral do fluxo, refletindo em curvas anômalas ou inflexões abruptas como cotovelos, muitas vezes recorrentes em zonas de cisalhamento. Estes autores ainda observam que falhas normais e de empurrão, quando recorrentes perpendicularmente a rios, estabelecem mudanças horizontais como deslocamentos abruptos dos fluxos, ou ainda o ajuste longitudinal da relação de relevo (altitude-declividade), favorecendo a instauração de *Knickpoints* (corredeiras e cachoeiras).

Figura 12 – Principais deformações em sistemas fluviais por ação tectônica.



Fonte: Lana (2010).

No modelo davisiano, a mudança (vertical) no gradiente hidrográfico está relacionada ao rejuvenescimento do relevo pela tectônica. Entretanto, Bigarella *et al.* (2007) apontam que outros fatores, como a diferença de resistência dos estratos litológicos, assim como suas posições angulares, podem dá condição à erosão remontante em rios, gerando quebras de declive.

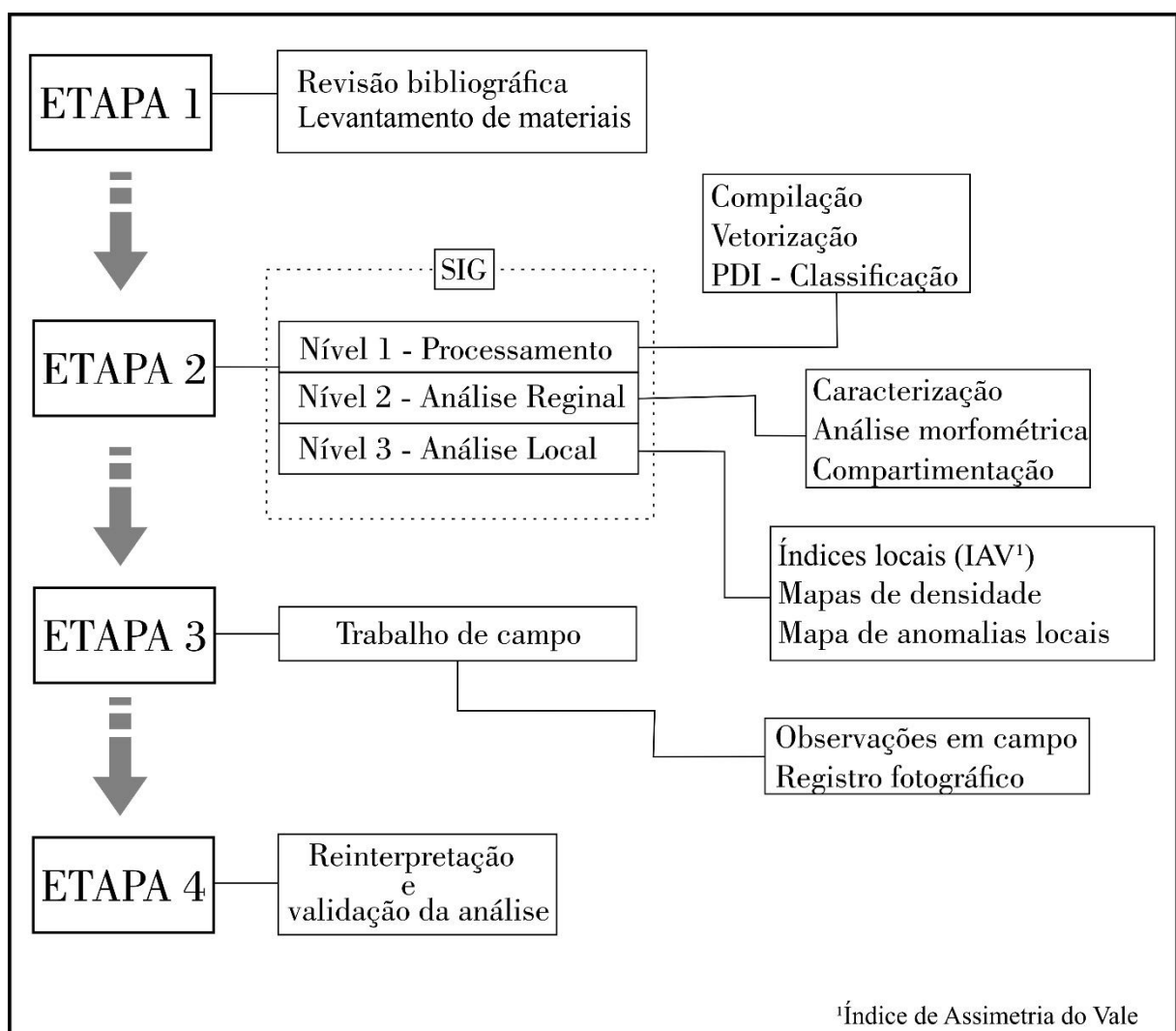
Press *et al.* (2006) observam que a instauração de quebras de relevo, ou ainda basculamentos de blocos, deixam marcas não só no canal fluvial, mas em toda a bacia hidrográfica enquanto sistema, onde modificações no gradiente hidráulico influenciam a morfodinâmica à montante e à jusante. No tempo geológico recente, mudanças climáticas globais, como a transgressão e regressão marinha, ciclos de glaciações, ou ainda tectônica cenozóica, condicionaram o surgimento de fácies de terraços fluviais, um importante indicador de ajuste dos rios a mudanças de nível de base (BURBANK e ANDERSON, 2001).

Schumm (1986) tece uma crítica aos trabalhos sobre a ação tectônica com ênfase apenas nas estruturas em repouso, ao invés de uma admissão do efeito ativo e constante de controles endógenos em ambientes fluviais. Apesar das diversas abordagens consagradas do estudo morfotectônico, ponta-se que ocorrem grandes dificuldades de se estudar fenômenos neotectônicos de igual modo pela replicação de técnicas, quando são avaliadas as peculiaridades de diferentes ambientes como, por exemplo, as planícies interioranas com baixa relevância topográfica, além dos movimentos sutis de conjuntura geológica regional, que são muitas vezes mascarados pela cobertura sedimentar recente, com dinâmica deposicional acelerada (HOLBROOK; SCHUMM, 1999; MISSURA, 2013).

CAPÍTULO III ASPECTOS METODOLÓGICOS

O presente capítulo tem como objetivo a apresentação das etapas e os processos de instrumentalização da pesquisa para a execução dos objetivos propostos. Para a realização do trabalho, optou-se em parte, pelo método geomorfológico de averiguação, proposto por Abreu (1976), que considera uma correlação entre os dados quantitativos e qualitativos, e a proposta do IBGE (2009) de interpretação geomorfológica, que considera a abordagem taxonômica. A pesquisa foi instrumentada em 4 etapas (Figura 13).

Figura 13 - Organograma metodológico da pesquisa.



Fonte: elaborado pelo autor.

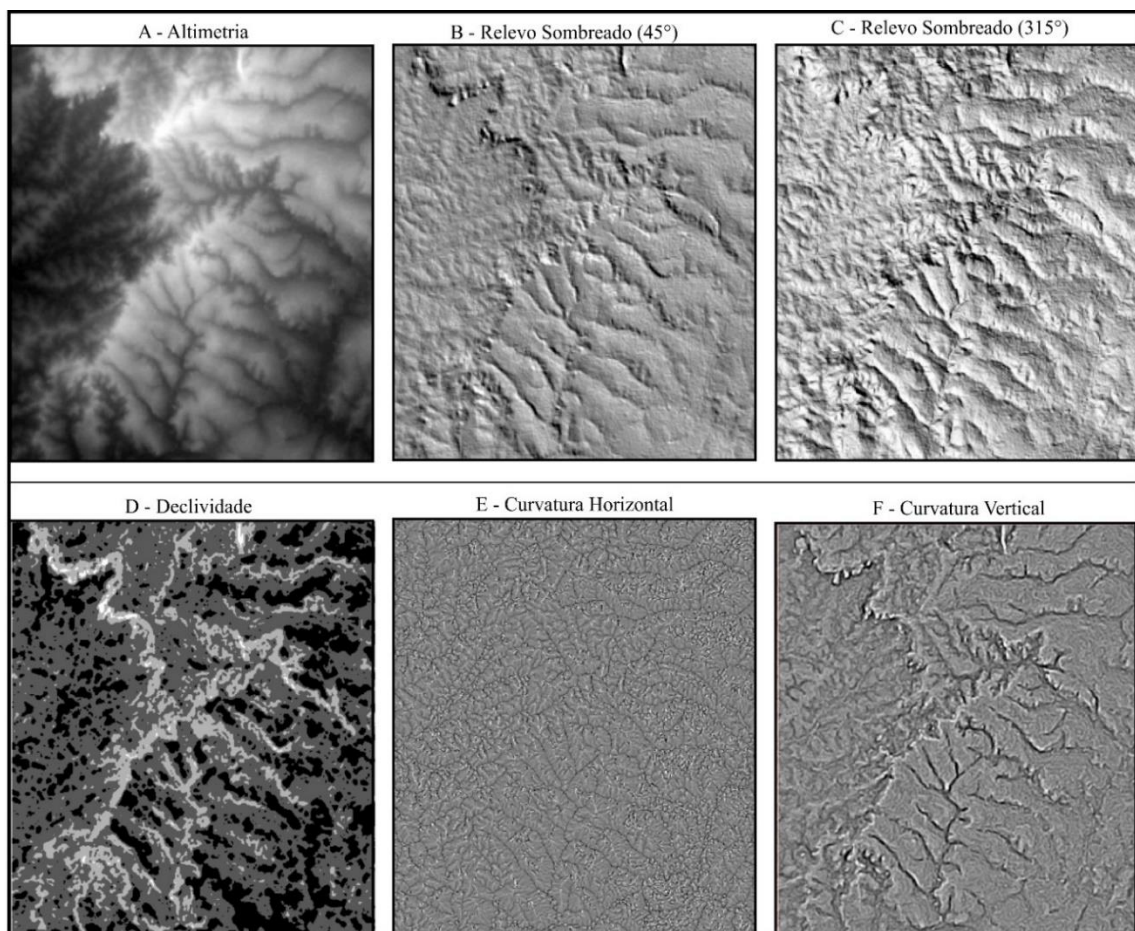
3.1. Levantamento de materiais (teóricos e instrumentais)

Esta etapa teve como foco a revisão bibliográfica (que se estendeu por todas etapas subsequentes) e o levantamento de dados cartográficos (vetoriais e matriciais). Para a investigação geológica, foram utilizados os dados vetoriais das folhas SC 22 e SD 22, na escala

de 1: 1.000.000 (FARACO *et al.*, 2004 e LACERDA FILHO *et al.*, 2004), além de dados do mapeamento sistemático do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), na escala de 1:250.000, para a Amazônia Legal. Também foram consultados os dados de eventos sísmicos, disponibilizados pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (OBSIS-UNB).

Para assessorar a cartografia e avaliação do relevo, foram utilizados os mosaicos de imagens do satélite *ALOS*, sensor *AVNIR-2*, com resolução espacial de 10 m, disponibilizados pelo IBGE, além de imagens do mosaico *Geocover 2000*, adquiridas gratuitamente no site *Earth Explorer* do Serviço Geológico Americano (*United States Geological Survey - USGS*). Para a avaliação geomorfométrica do relevo da bacia, utilizou-se os dados do Projeto TOPODATA, refinados em 1 arco-segundo, sendo a altimetria, declividade, curvaturas vertical e horizontal e imagens derivadas de relevo sombreado (Figura 14) (VALERIANO, 2008).

Figura 14 – Exemplo das informações de altimetria utilizadas na análise geomorfológica da bacia.



Fonte: elaborado pelo autor.

3.2. Processamento e interpretação

Esta etapa foi subdividida em três níveis de abordagem (Figura 13): No primeiro foi feito o processamento e interpretação das informações compiladas e geradas; no segundo nível, a contextualização geomorfológica por meio da compartimentação do relevo e aplicação de

índices em escala regional; o terceiro nível contemplou a seleção e a análise mais detalhada das áreas apontadas com maior influência morfotectônica.

O quadro 1 apresenta os programas que foram utilizados no processamento, análise e representação dos dados, e ainda os procedimentos realizados e os tipos de licenças.

Quadro 1 – *Softwares* utilizados para a organização, tratamento e processamento dos dados.

Programas	Procedimentos realizados	Tipo de Licença
SPRING 5.3	PDI de imagens e armazenamento dos dados	Livre/Gratuita
<i>GLOBAL MAPPER 12.1</i>	Vetorização, MDEs, Execução de perfis topográficos	Licenciado pelo LGA*
<i>OPEN STERO</i>	Histogramas, diagrama de rosetas	Livre
<i>Google Earth Pro</i>	Imagens de alta resolução	Gratuita
<i>QUANTUM GIS</i>	Interpolação dos dados	Livre
<i>COREL DRAW 15</i>	Diagramação dos resultados	Licenciado pelo LGA*

* Laboratório de Análises Geo-Ambientais

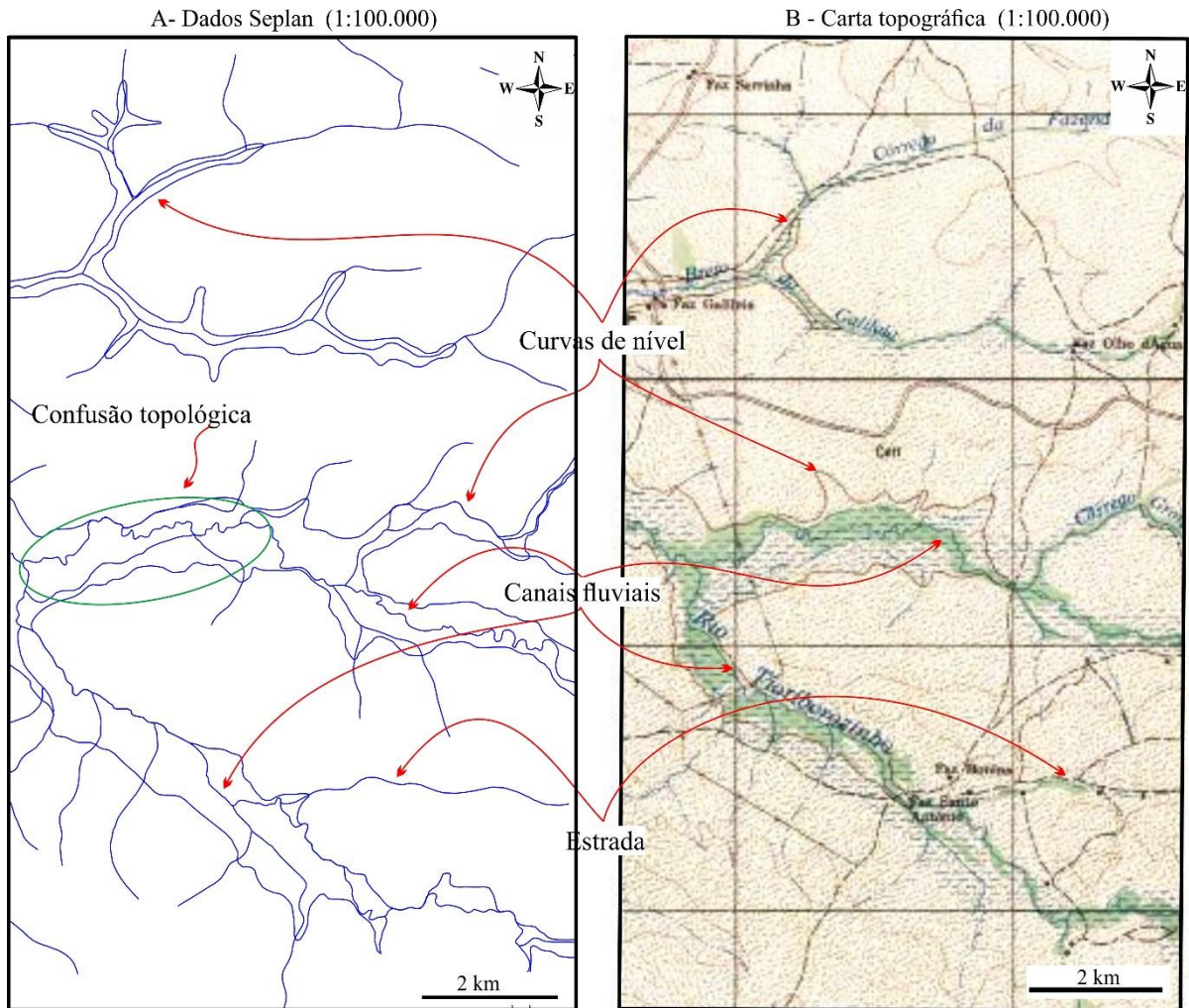
Fonte: elaborado pelo autor.

As imagens de satélite e os produtos do TOPODATA utilizados já são calibrados radiométrica e geometricamente pelos órgãos distribuidores, situação que agilizou a operacionalização da análise, por dispensar o georreferenciamento e ortorretificação dos dados. A partir da grade regular do TOPODATA, foram gerados, no *Global Mapper*, diversas composições de relevo sombreado e Modelos Digitais de Elevação (MDEs). No *software* SPRING, foi construído um banco de dados geográficos, sendo feita a combinação multiespectral de bandas, contrastes, reamostragens e classificações das imagens.

3.2.1. Extração da rede de drenagem

Inicialmente, buscou-se utilizar a base cartográfica da rede de drenagem cedida pela SEPLAN, dados do zoneamento estadual nas escalas de 1:100.000, 1:250.000 e 1:1.000.000. Estes conjuntos vetoriais foram elaborados a partir do processamento automático de vetorização das cartas topográficas da Diretoria de Serviço Geográfico (DSG) do Exército e do IBGE. No *Global Mapper*, foram realizados testes comparativos para avaliar a qualidade destas bases de dados, considerando a escala apresentada e os objetivos propostos neste trabalho (Figura 15).

Figura 15 – Comparativo entre os vetores da rede de drenagem disponibilizada pela SEPLAN-TO e a carta topográfica digitalizada.



Fonte: elaborado pelo autor.

A figura 15 apresenta recortes de área amostral na carta “Cristalândia”. Acredita-se que no procedimento automático, o limiar utilizado para vetorização dos rios associou curvas de nível e estradas vicinais como canais fluviais, e o processo de validação atrelou estes vetores como topologias da rede hidrográfica. Tal situação obriga o pesquisador a fazer uma limpeza manual destes erros (supervisão vetor por vetor), condição que deve ser avaliada criteriosamente, considerando o tamanho da área de estudo e o tempo hábil da pesquisa para classificar e hierarquizar a rede de drenagem.

Verificou-se também que estes dados vetoriais possuem sérios erros topológicos de deslocamento dos canais fluviais em relação às imagens de satélites em grande parte da área, principalmente nas extensões mais planas do relevo, como vales fluviais (Figura 15).

A partir das fragilidades apontadas, descartou-se a ideia de uso e ajuste deste material pré-existente (Figura 15), considerando que a rede de drenagem é o principal produto para

realização da avaliação morfotectônica nesta pesquisa. Tendo em vista o tempo e o resultado, optou-se pela vetorização e reinterpretação da rede de drenagem em escala compatível, além da sua hierarquização fluvial de modo manual, utilizando-se o *Global Mapper*. No ato de vetorização, equalizou-se o *software* para se registrar atributos morfométricos e qualitativos, como a direção azimutal entre nascente e foz, para avaliar o eixo preferencial dos canais, o comprimento de toda a rede, por segmento, e a ordem dos canais.

Antes da vetorização das drenagens, foi realizada uma avaliação de desempenho das imagens de satélites selecionadas para o estudo, considerando as resoluções espectrais, radiométricas, temporais e espaciais (LIU, 2015). Florenzano (2002, 2008) descreve “resolução” como sendo a capacidade que cada sensor possui para distinguir os alvos da superfície mapeada, seja pela leitura espectral por bandas, pela intensidade radiométrica (em bits), a faixa de intervalo temporal de leitura de uma superfície e capacidade de mensurar as dimensões espaciais dos fenômenos e objetos.

Boggione *et al.* (2009) pontuam que todo objeto espacial tem a tendência de apresentar características que possibilitam sua identificação, sendo definidas pela resolução espacial. Os autores apontam que: “quanto melhor a resolução espacial, maior é o nível de detalhamento desta imagem”. Ainda sobre a resolução espacial, Florenzano (2002) exemplifica que um sensor com resolução espacial de 10 metros tem a capacidade de registrar morfologias a partir desta medida, considerando, portanto, que o detalhamento dos alvos (escala cartográfica) está relacionado diretamente à resolução espacial.

É oportuno ponderar que as condições espectrais, radiométricas e climatológicas podem influenciar na qualidade das imagens e, conseqüentemente, no processo de interpretação, situações observadas no procedimento de seleção de produtos orbitais para esta análise. Meneses (2012) permeia por esse raciocínio ao considerar que a resolução espacial não deve ser tomada como o único indicador que determina o nível de abordagem cartográfica que um produto orbital pode oferecer. Este autor entende que as bandas são leituras de ondas eletromagnéticas fatiadas, e que estas possuem uma carga radiométrica onde se identificam assinaturas espectrais de fenômenos e tipos de superfícies. Ainda pontua que simples procedimentos, como cruzamento de bandas e a aplicação de contrastes com diferentes filtros, provêm ao analista melhores condições de interpretação espacial, a ponto de conseguir detalhamentos na análise, sem necessariamente obter uma imagem de custo mais elevado.

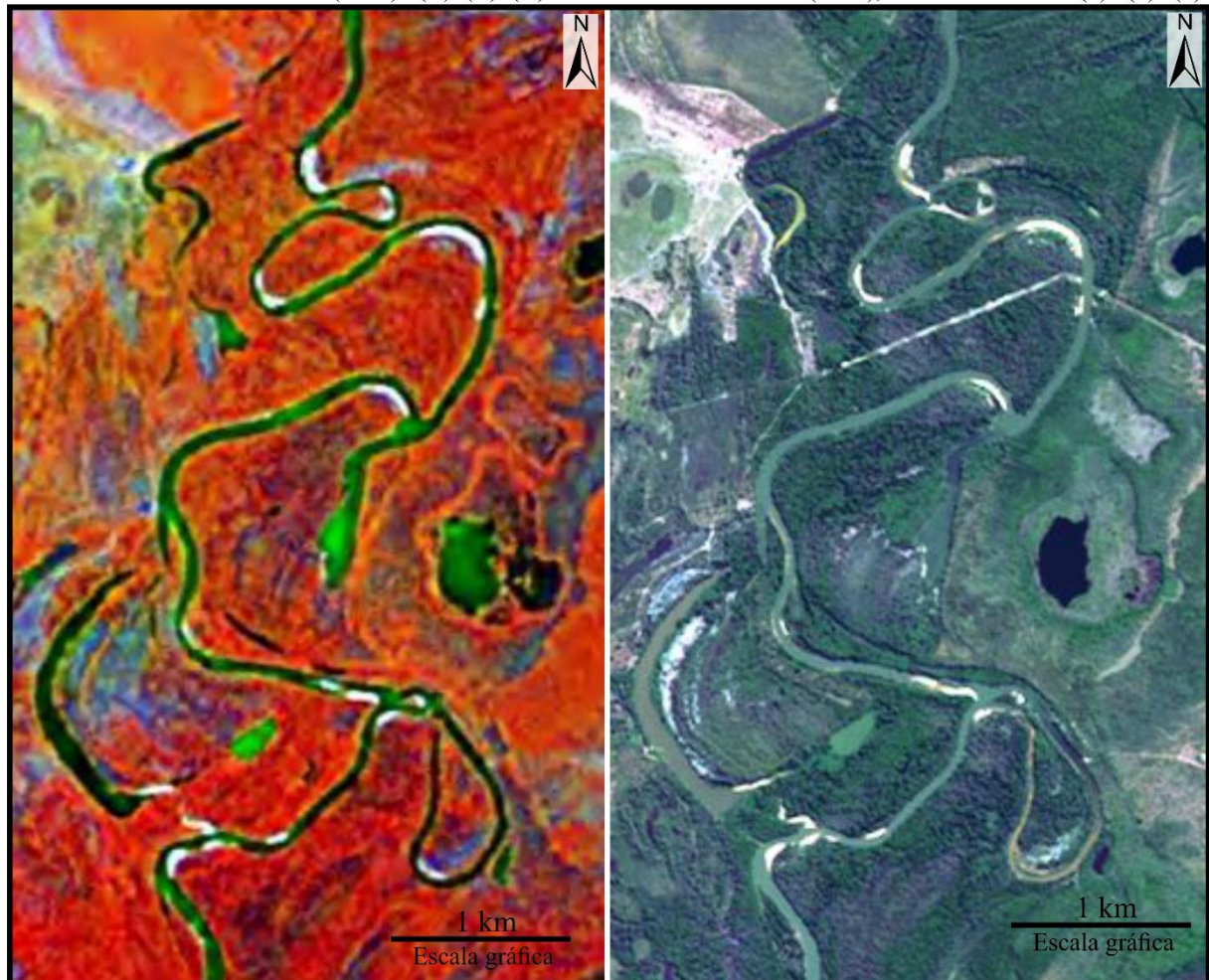
A figura 16 apresenta as imagens utilizadas para interpretação da rede de drenagem. A imagem ALOS (A) é o resultado da composição natural da faixa do visível, sendo de média

resolução. Esta possui três bandas espectrais de 8 bits, e vem sendo utilizada na identificação de feições geomorfológicas (IBGE, 2009). A imagem *Geocover* (Figura 16B) é composta por bandas do satélite LANDSAT 7 (MOREIRA, 2011). Florenzano (1998, 2008) destaca o uso das imagens deste satélite na identificação de planícies de inundação, e sua grande importância para estudos de compartimentação do relevo. De acordo com a autora, a banda 5 apresenta uma melhor interpretação das formas do relevo, e a banda 7 é indicada para áreas de pouca cobertura vegetal. A imagem aqui apresentada é constituída por uma banda da faixa do visível (3), uma do infravermelho (4) fundida com a banda pancromática (8), e a banda 7 do infravermelho distante.

Figura 16 – Composições de imagens orbitais utilizadas na interpretação da drenagem.

A - Mosaico Geocover (2000) 4(R)3(B)7(G)

B - Satélite Alos (2010), sensor AVNIR2- R(3)G(2)B(1)

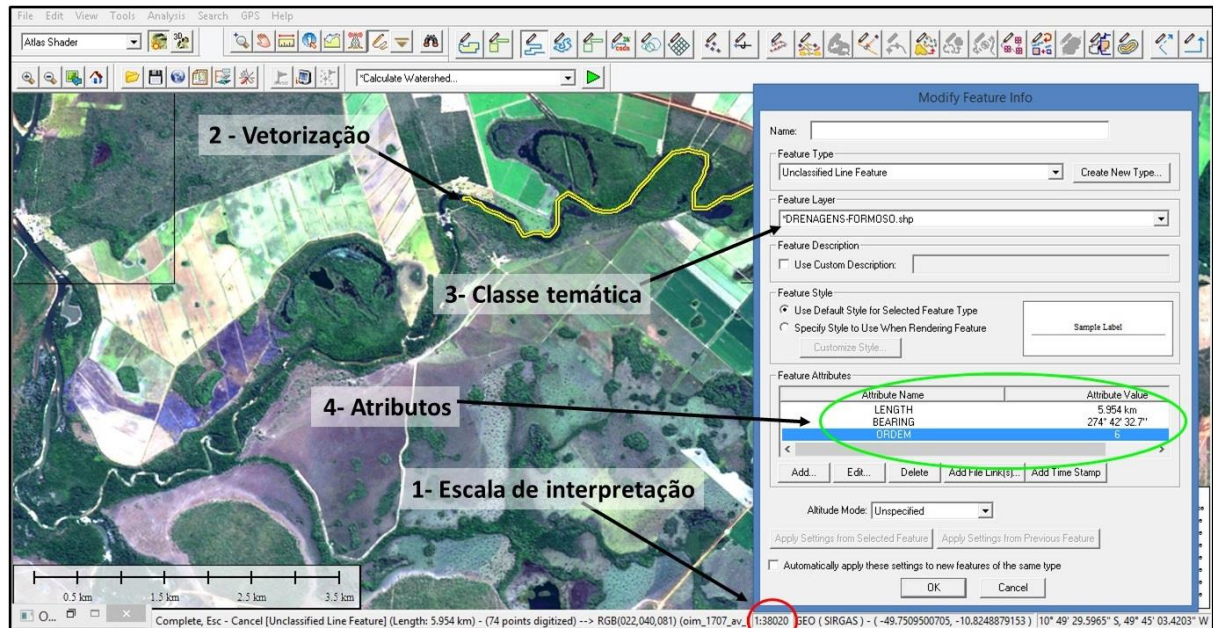


Fonte: elaborado pelo autor.

No procedimento da vetorização, determinou-se a escala de 1:40.000 para a identificação dos alvos mapeados (rede de drenagem) compatível com as imagens ALOS (Figura 16B). A *Geocover* foi utilizada para comparações, e para suprir áreas com densa cobertura de nuvens na imagem em destaque. Este valor de referência da escala parte das indicações de Boggione *et al.* (2009) e Meneses (2012), que sugerem escalas correspondentes

às resoluções e propriedades radiométricas de sensores com características semelhantes ao AVNIR-2. O *Global Mapper* possui a ferramenta “*Zoom to full detail for layer (1:1 Pixel mapping)*”, que indica a escala máxima de observação das imagens Geocover e ALOS, sendo respectivamente as escalas cartográficas de 1:50.000 e 1:40.000. A figura 17 representa o processo de obtenção vetorial da rede de drenagem.

Figura 17 – Área de trabalho do *Global Mapper* e os procedimentos de vetorização da rede de drenagem.

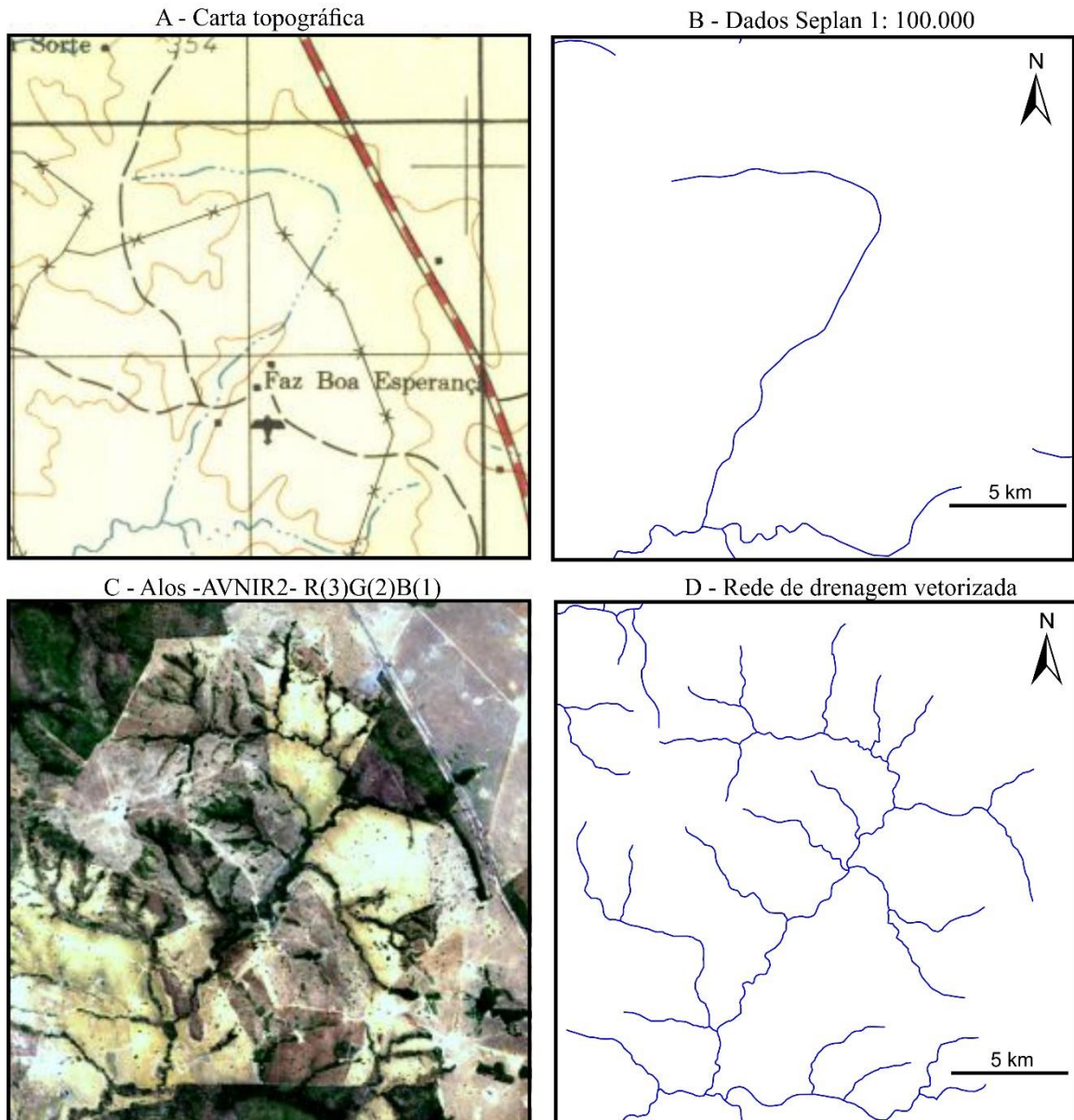


Fonte: elaborado pelo autor.

Para se chegar no modelo final (Figura 18D e 19D), os vetores foram corrigidos, observando-se os aspectos topográficos como a altimetria (Figura 19A), a direção sombreada do relevo (Figura 19B), e a Curvatura Horizontal (C).

Na figura 18 observa-se o comparativo de mesma área amostral entre os vetores da SEPLAN (Figura 18B) e os dados produzidos pelos processos de vetorização (Figura 18D). A principais diferenças que se pode notar são a quantidade de variações e a morfologia dos vetores, sendo este último o principal indicador na classificação de padrão de drenagem e tipologias de canais.

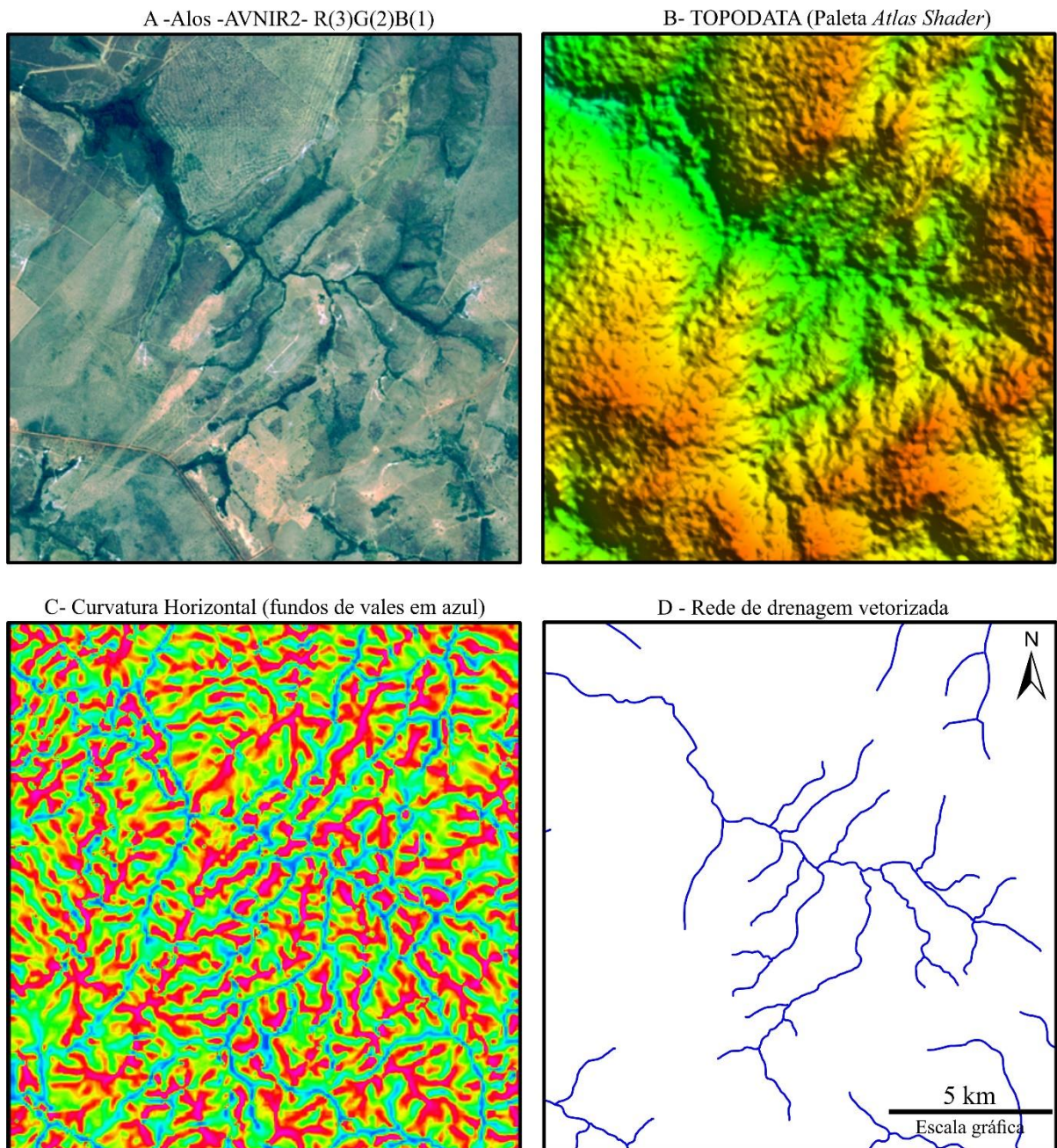
Figura 18 – Recortes de dados *raster* e produtos vetoriais interpretados na escala de 1:100.000.



Fonte: elaborado pelo autor.

Vale pontuar, que foi identificado na imagem de altimetria o efeito de “dossel arbóreo” em áreas setorizadas da bacia (Planície do Bananal), fenômeno caracterizado na literatura como sendo o acréscimo de altitude na grade de MNT, provocado pelas alta densidade das formações florestais, que se destacam em áreas planas (VALERIANO, 2008; CURTARELLI *et al.*, 2011).

Figura 19 – Comparativo de dados utilizados para obtenção da rede de drenagem.



Fonte: elaborado pelo autor.

Com a rede de drenagem pronta e hierarquizada, foi feita a segmentação da bacia hidrográfica do rio Formoso em sub-bacias, a fim de otimizar a organização e avaliação dos dados. Utilizou-se como primeira referência o mapa do plano de gestão da bacia hidrográfica do Rio Formoso, que foi construído a partir de vetores do sistema de classificação de Ottobacias da Agência Brasileira das Águas (TOCANTINS, 2007). Com os dados topográficos e de drenagem, buscou-se detalhar essa compartimentação, gerando perfis longitudinais, onde se

identificaram zonas de transições topográficas e litológicas. Nas bifurcações entre cursos fluviais de quinta ordem identificou-se níveis de base locais, estabelecendo esta ordem como limiar entre sistemas de produção e de transporte (6ª e 7ª ordem) e de deposição (8ª ordem), totalizando 36 sistemas hidrográficos.

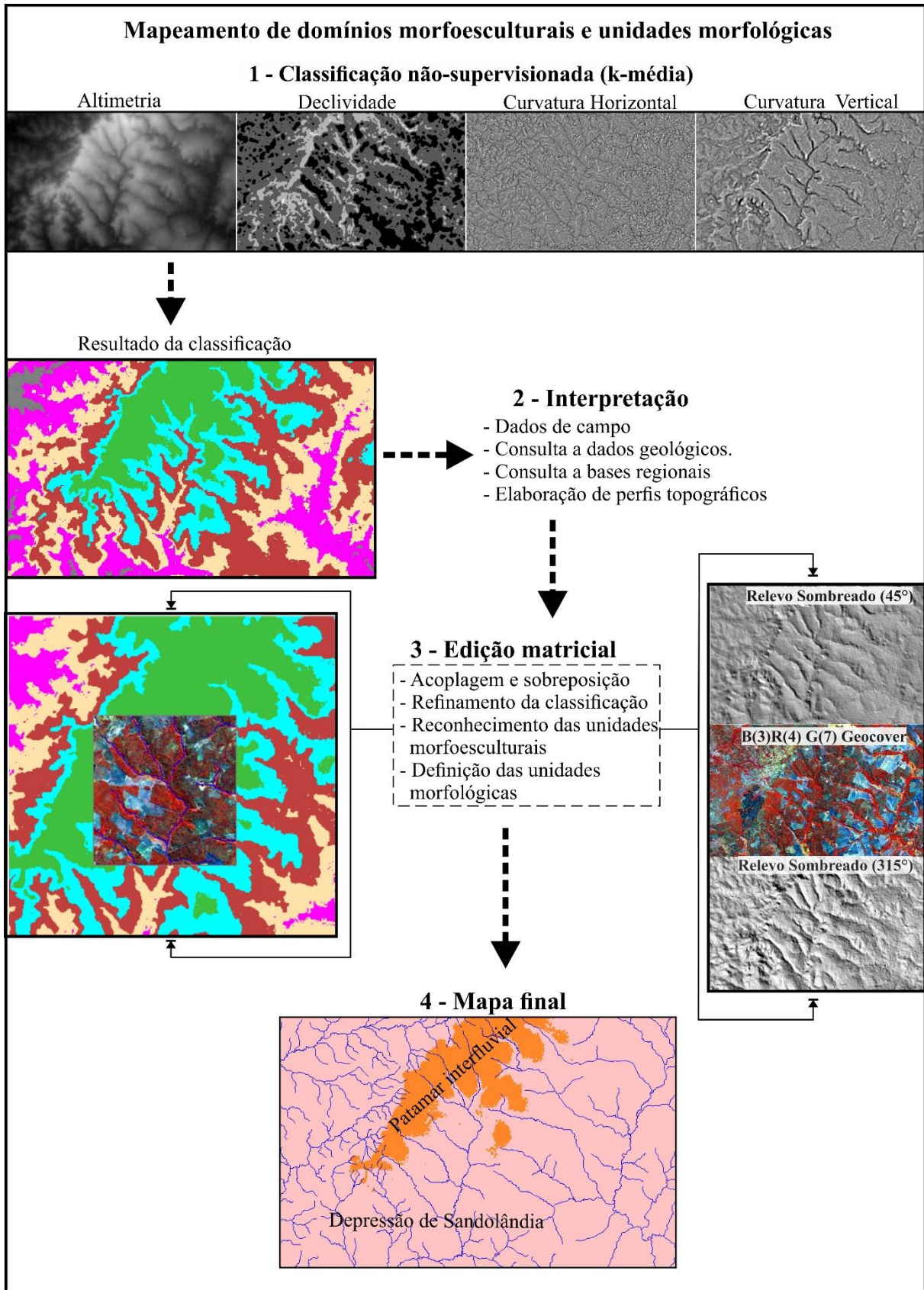
3.2.2. Caracterização e mapeamento do relevo

Para a avaliação do relevo da bacia, optou-se pela compartimentação geomorfológica com uma organização taxonômica na perspectiva metodológica do IBGE (2009), considerando-se os domínios morfoestruturais (1º táxon), regiões geomorfológicas (2º táxon), unidades do relevo ou unidades morfológicas (3º táxon). O primeiro táxon foi identificado a partir dos dados litológicos e do mapa geomorfológico de domínios e unidades do Estado do Tocantins (IBGE, 2007). Para a extração dos compartimentos, via SIG (*Global Mapper*), foram utilizados os procedimentos descritos por Silva e Rodrigues (2009), considerando os dados da tabela de atributos da base litológica (FARACO *et al.*, 2004; LACERDA FILHO *et al.*, 2004).

Com base no conjunto de dados apresentados na figura 14, foi feito o reconhecimento das morfoesculturas e o mapeamento das unidades morfológicas, tendo como base os procedimentos metodológicos adotados por Santos (2013), a saber: Classificação, interpretação, edição matricial e o mapa final (Figura 20). Inicialmente, as imagens foram classificadas no SPRING pelo classificador não-supervisionado K-médias (ou *K-means*). De forma automática, este algoritmo iterativo fez a aglomeração dos objetos (pixels) que apresentaram semelhança e proximidade por técnica de distância mínima, gerando uma imagem sintética com 25 classes.

Com os dados do levantamento de campo (anotações e pontos de GPS), as informações da geologia regional, mapas geomorfológicos do estado e trabalhos realizados na área, buscou-se interpretar os resultados, modificando a classificação no módulo de edição matricial do SPRING, nesta etapa foram utilizados outros produtos como perfis topográficos, perfis longitudinais dos rios e imagens de satélite. Com a altimetria do TOPODATA, gerou-se o Modelo Numérico do Terreno (MNT) de declividade em porcentagem. Também a geração de imagens de relevo sombreado, a partir da combinação de parâmetros de direção azimutal, exagero vertical calibrado em 10 vezes e altitude em 45° (CREPANI; MEDEIROS, 2004). Os vários testes realizados apontaram as orientações de 45° e 315° como as mais significativas para interpretações geomorfológicas da região, sendo observado com mais nitidez as quebras positivas e negativas, textura de drenagem e a rugosidade do relevo.

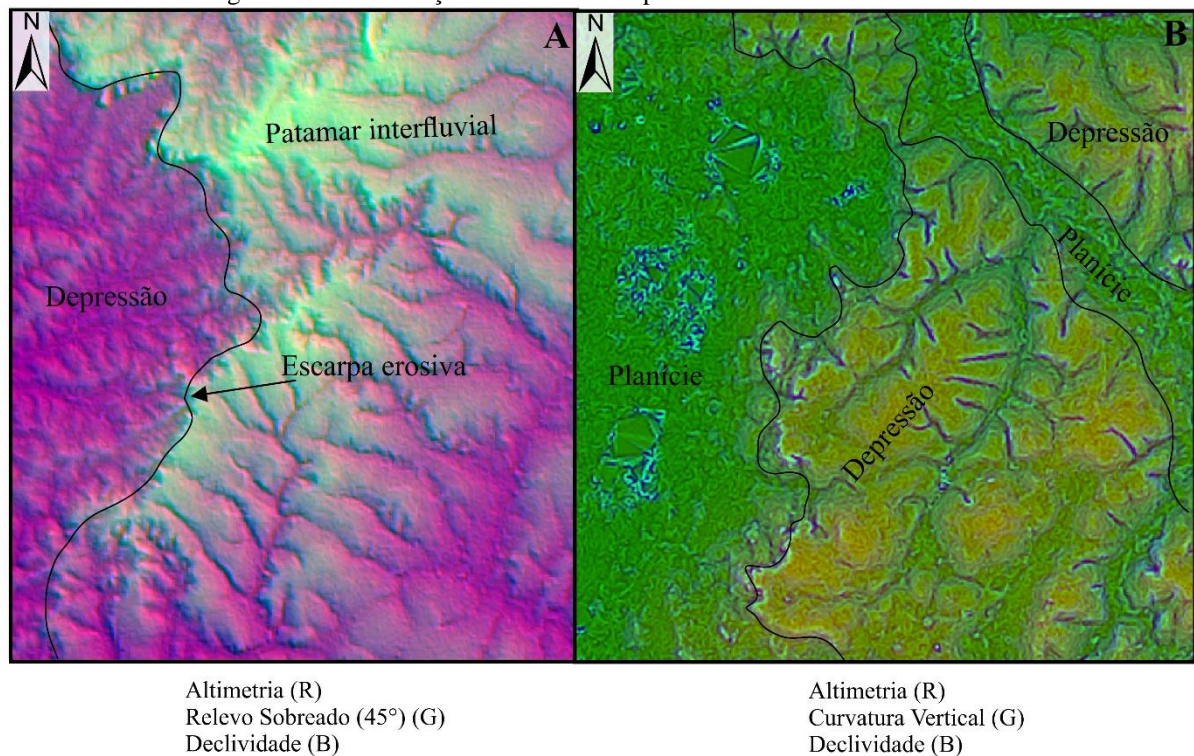
Figura 20 – Descrição dos procedimentos para extração de unidade morfoesculturais.



Fonte: elaborado pelo autor.

Na figura 21 são apresentadas as combinações de bandas radiométricas (32 bits) balanceadas por contraste linear, sendo possível a definição de uma chave de interpretação das unidades e morfologias, como proposto por Valeriano (2007). A figura 21A, no médio curso, é composta por imagens de altimetria, relevo sombreado (45°) e declividade, que possibilitaram a visualização dos domínios de depressão apresentada pela cor violeta, e os patamares interfluviais, em tons mais claros, denotando maiores elevações no terreno. Nota-se aqui uma diferenciação na textura topográfica, tendo uma delimitação por escarpas erosivas com maior densidade da drenagem. A figura 21B (também do médio curso) apresenta contatos geomorfológicos entre o domínio de planícies em tons verdes, enquanto que as áreas em amarelo apontam áreas dissecadas pela rede de drenagem. A acoplagem de imagens Alos sobre a composição da figura 21B possibilitou a interpretar os tons em azul localizados na planície como lagoas naturais.

Figura 21 – Combinações de bandas dos produtos derivados da altimetria.



Fonte: elaborado pelo autor.

Na sequência da metodologia, os dados modificados na edição matricial foram convertidos de matriz para vetor para se fazer a qualificação, adicionando atributos qualitativos como o nome das unidades morfoesculturais e morfológicas. Com o ajuste, chegou-se ao modelo final da classificação, sendo identificados 4 domínios morfoesculturais, a saber: Planície, depressão, patamar interfluvial e áreas com características de planaltos, além de 11 unidades

morfológicas que foram denominadas por suas características topográficas, observando as toponímias de rios, serras e vales apresentadas nas cartas topográficas.

3.2.3. *Indicadores regionais de anomalias*

No segundo nível, foram aplicados índices com o objetivo de rastrear, mapear e classificar os conjuntos anômalos na área de estudo. Na análise morfométrica, utilizou-se parâmetros e índices areais, lineares e topográficos, a fim de identificar perturbações regionais (CHRISTOFOLETTI, 1969, 1980, 1987; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991). Assim, a análise dos elementos da paisagem pelo uso de métodos indiretos (parâmetros morfométricos) como rastreadores de processos pretéritos e atuais foi de grande valia quando aliados a dados geológicos e técnicas e produtos de Sensoriamento Remoto (LIMA, 2002; IBANEZ *et al.*, 2014).

As sub-bacias hidrográficas foram utilizadas como unidades para a análise morfotectônica, sendo feito um comparativo entre os sistemas, conforme Salamuni (1998), Ibanez (2009), Couto (2011) e Revilla (2012). Foram aplicados os parâmetros morfométricos de Densidade de drenagem, Densidade hidrográfica e Índice de sinuosidade, orientados respectivamente por Beltrame (1994), Alves e Castro (2003) e Fonseca (2010), além dos índices geomórficos FABD (Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem) (KELLER; PINTER, 1996; SALAMUNI, 2004) e FSTT (Fator de Simetria Topográfica Transversal) (COX, 1994).

A **Densidade de drenagem (Dd)** é um índice que correlaciona o comprimento de todos os canais (C) pela área total do sistema avaliado (A) (CHRISTOFOLETTI, 1980). Os valores de densidade encontrados são interpretados considerando os limiares: menor que 0,50 = baixa; entre 0,50 e 2,00 = mediana; entre 2,00 e 3,50 = alta, e maior que 3,50 = muito alta. Esse parâmetro permitiu fazer-se inferências sobre os possíveis controles lito-estruturais no arranjo da rede de drenagem, aspectos da infiltração e escoamento superficial, além de considerações acerca do grau de dissecação do relevo.

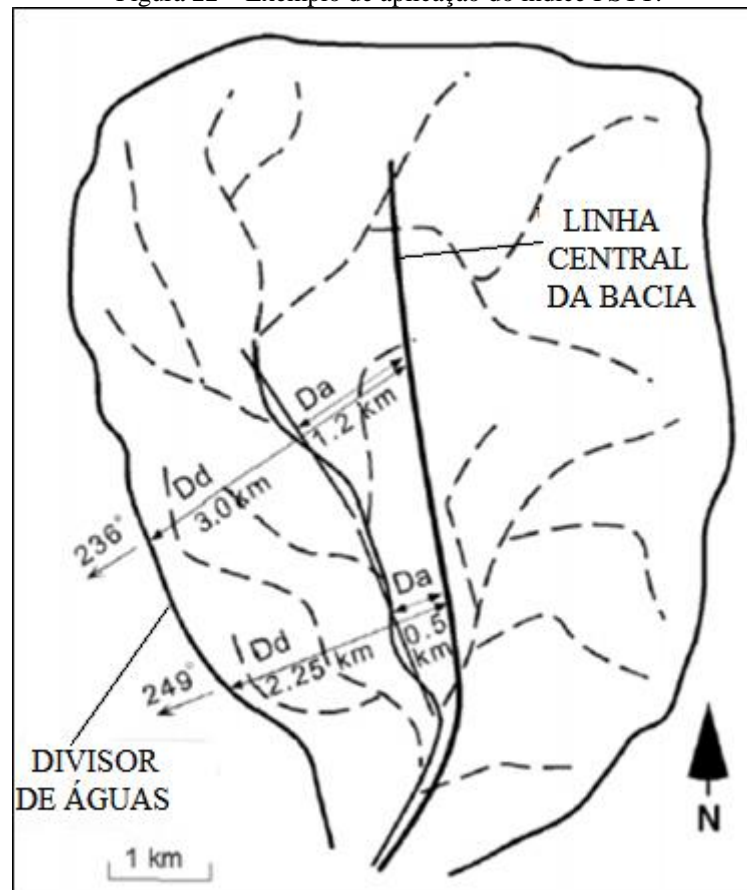
A **densidade hidrográfica (Dh)** correlaciona a área da bacia com o número total de canais fluviais, perenes, efêmeros e intermitentes mapeados. O parâmetro considera a média da quantidade de canais por quilômetro quadrado de uma bacia, demonstrando sua capacidade hídrica e competência na formação de novos canais fluviais e de drenagem do terreno (ALVES; CASTRO, 2003).

O **Índice de sinuosidade (Is)** é a razão encontrada entre o comprimento linear do canal principal (L), calculado pela medida longitudinal que vai do exutório a nascente em linha reta

(distância vetorial) (ALVES; CASTRO, 2003). Os valores foram interpretados por Christofolletti (1980) como sendo: 1,0 = retilíneo; superiores a 1,5 = meandrante; e entre 1,5 e 3,0 = alta sinuosidade. Juntamente com outras variáveis, esta simples equação pode permitir a classificação de tipos de canais de uma bacia hidrográfica e inferências sobre a morfogênese do/no sistema.

O **Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)** foi proposto por Cox (1994). Esta ferramenta é indicada para compreensão do comportamento dos canais fluviais em relação ao arcabouço geológico e as implicações estruturais que podem influenciar na forma do vale fluvial ou da bacia, de maneira geral, podendo ser simétrico ou assimétrico. Sua determinação se dá a partir da razão entre a distância da linha média de meandro ativo para a linha média da bacia (D_a) e a distância desta mesma linha para o divisor topográfico (D_d), a saber: $FSTT = D_a/D_d$ (Figura 22).

Figura 22 – Exemplo de aplicação do índice FSTT.

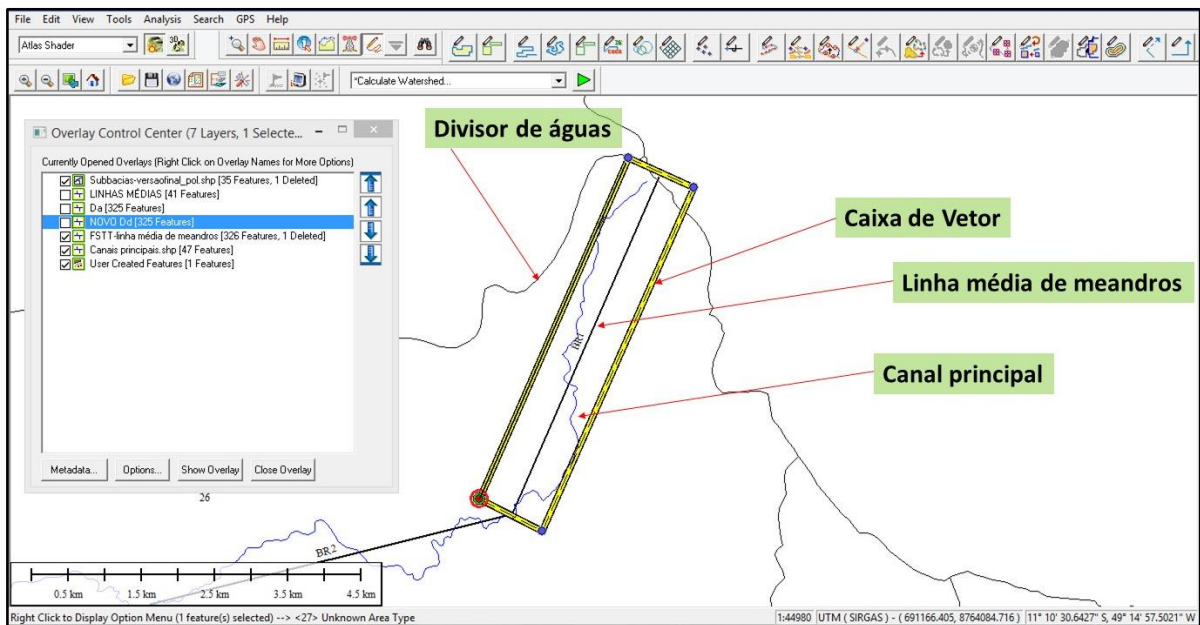


Fonte: Adaptado de Revilla *et al.* (2006).

Inicialmente, foi definida a linha média de meandros, sendo feita uma caixa poligonal que envolveu o trecho selecionado de 5 km de comprimento do canal principal, abarcando toda a dimensão horizontal da drenagem (Figura 23), sendo a medida levantada correspondente ao

vetor médio do polígono (REVILLA *et al.*, 2006; REVILLA, 2012). Para determinar a linha média da bacia, utilizou-se os divisores de água e a linha do eixo vetorial. Este último parâmetro foi adquirido com base em Christofolletti (1980), onde no *software* foi traçado uma linha do exutório até a porção mais extrema da bacia. Em seguida, foram traçadas diversas linhas perpendiculares ao eixo vetorial, gerando-se os *midpoints* destes vetores, e secundariamente a transformação destes pontos médios em uma linha, que correspondeu a linha média da bacia (MORAIS; SANTOS, 2013).

Figura 23 – Procedimentos para extração da linha média de meandros no programa *Global Mapper*.

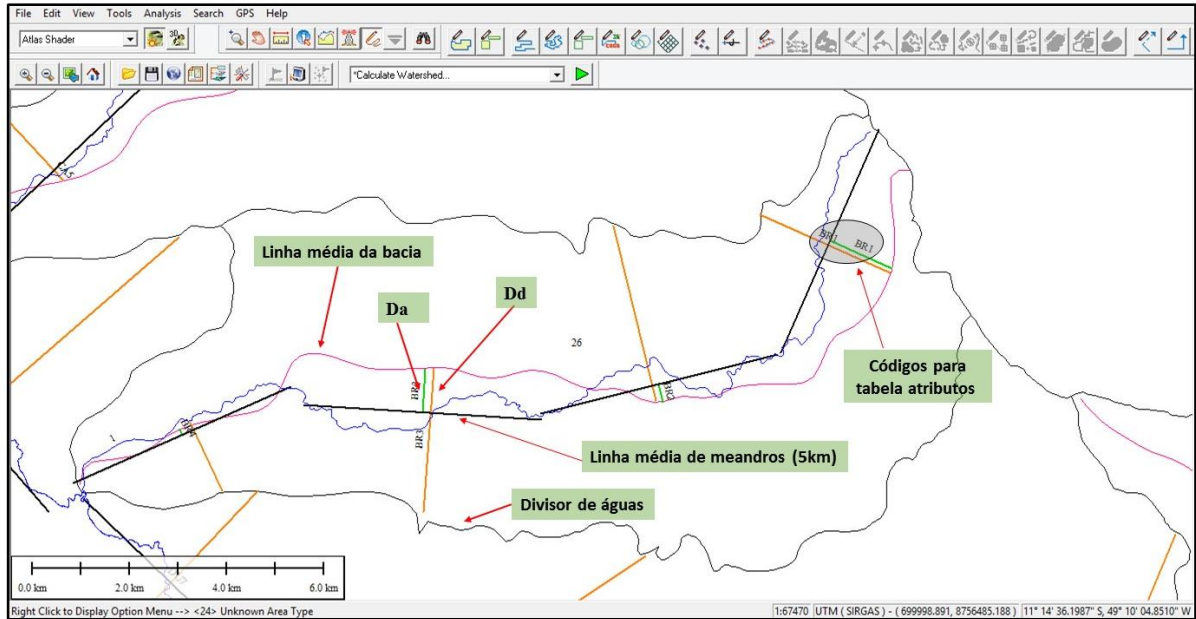


Fonte: elaborado pelo autor.

Utilizando estes parâmetros, foram obtidos os valores de D_a e D_d , organizados em uma planilha geocodificada por sub-bacias. O último passo foi utilizar esta planilha aplicando a equação anteriormente descrita na calculadora de campo do *software* *QUANTUM GIS (QGIS)*, obtendo, portanto, valores de média por sub-bacias, e também valores por segmento medido, totalizando 325 segmentos na bacia do rio Formoso.

Segundo Cox (1994) os valores de FSTT próximos a 1 (onde o canal estaria sobre o limite da bacia) tendem a revelar vales fluviais assimétricos, enquanto que valores próximos a 0 representam vales fluviais simétricos, com pouco ou nenhum controle tectônico. Revilla (2012) aponta que a aplicação do FSTT pode revelar o valor médio do basculamento de uma bacia, e também a direção (azimutal) do vetor de assimetria (Figura 22).

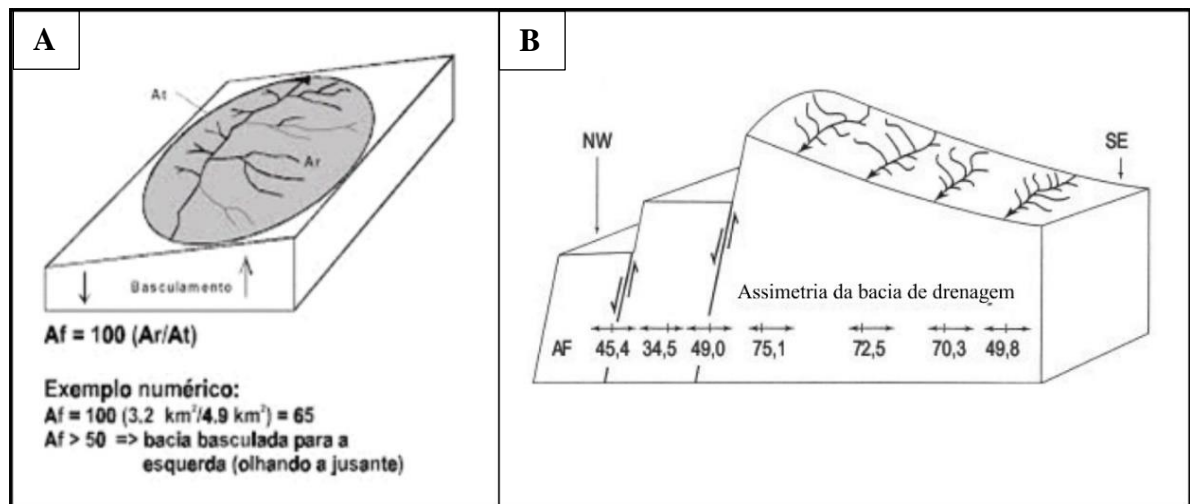
Figura 24 – Área de trabalho do programa *Global Mapper* e procedimentos para extração do FSTT.



Fonte: elaborado pelo autor.

Outro índice utilizado para o rastreamento de efeitos neotectônicos, foi o **Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD)** (SALAMUNI, 1998, 2004) ou **Fator de Assimetria (AF)** proposto por Keller e Pinter (1996) para detectar basculamentos tectônicos da bacia em sua totalidade (Figura 25) (PHARTIYAL; KOTHYARI, 2012, HAYAKAWA; ROSSETTI, 2013).

Figura 25 – Aplicações e possíveis interpretações do índice FABD.



Fonte: A - Salamuni *et al.* (2004). B – Adaptado de Keller e Pinter (1996).

A determinação deste índice se dá da seguinte maneira: multiplica-se por 100 a razão entre a área à direita do canal principal (A_r) e a área total da bacia (A_t), a saber: $FABD = 100(A_r/A_t)$. Para se obter o valor de A_r , o polígono de cada sub-bacia é dividido em duas partes, considerando a posição e sentido do canal principal (Figura 25A). Os valores encontrados muito

próximos ou iguais a 50 indicam pouca ou nenhuma atividade tectônica, enquanto aqueles bem menores ou bem maiores que 50 indicam basculamentos das margens direita e esquerda, respectivamente (Figura 25B) (SALAMUNI *et al.*, 2004).

Também foi calculado **Índice de Assimetria do Vale (IAV)** (CHRISTOFOLETTI, 1987), que revela o grau de assimetria de um vale com relação a declividade. Para se chegar ao cálculo, deve-se considerar as variáveis relativas às vertentes de um vale, sendo: altura da vertente mais alta (H_v), comprimento da vertente mais alta (L_v), altura da vertente mais baixa ($H'v'$) e o comprimento da vertente mais baixa ($L'v'$). Os parâmetros morfométricos das vertentes podem ser relacionados na seguinte fórmula:

$$IAV = \frac{100 (H_v/H_v)}{100 (H'v'/L'v')}$$

Christofoletti (1987) pontua que os valores encontrados próximos a 0 indicam assimetria do vale, e aqueles mais próximos a 1 correspondem a um vale com maior grau de relação simétrica entre a declividade e a altura.

Os dados da rede de drenagem e as variáveis do relevo permitiram ainda uma avaliação da topografia da bacia a partir de perfis longitudinais. São representações da correlação entre cotas altimétricas e distância da cabeceira do canal. A partir da relação entre estas variáveis dimensionais, pode-se calcular uma linha de tendência logarítmica (curva de melhor ajuste), que é um modelo hipotético de um perfil de equilíbrio, o que permite inferir que quanto mais equilibrado for o rio, melhor será o ajuste de correlação entre as variáveis (GUEDES *et al.*, 2006; SILVA *et al.*, 2012).

Com uso do programa *OpenStereo*, foram elaborados diagramas de rosetas do sentido azimutal da montante para jusante dos canais por ordem fluvial. Para tal, foram utilizados os atributos de direção, extraídos dos dados vetoriais, e inseridos em arquivos txt (arquivo de raiz). O *software* realiza o agrupamento da frequência de direções 0 a 360° por classes e graduações pré-definidas. Neste estudo, os dados foram fatiados em 36 classes, que permitiram a identificação das maiores concentrações da direção e rumo dos vetores analisados. Os diagramas de falhas também foram feitos neste *software*, no entanto, deve considerar a direção dos lineamentos de 0 a 180 graus, utilizando a opção de meia roseta, já que diferentemente dos rios, as falhas e fraturas se estabelecem em eixos de direção (S-N, SW-NW).

Novamente com *Global Mapper* foram gerados perfis longitudinais a partir de dados do projeto TOPODATA. O perfil longitudinal é uma importante ferramenta na análise dos canais

fluviais, pois permite uma avaliação sobre aspectos de declividade e amplitude altimetria em diferentes superfícies e tipos litológicos como variáveis que influenciam nos processos de erosão, transporte e sedimentação dos materiais (GUEDES, et al. 2006). Ao correlacionar informações topográficas com bases geológicas e imagens de satélites, é possível averiguar se há ocorrência de falhas geológicas, e se estas influenciam no canal, gerando feições de quebra de relevo, como cachoeiras ou basculamento de blocos, além auxiliar na identificação de níveis de base locais e regionais. Com o perfil longitudinal foi possível segmentar a bacia em três setores de acordo com a topografia: Alto curso ou zona de contribuição, médio ou zona de distribuição e o baixo curso, que é a zona de deposição, onde os processos aluviais tendem a ocorrer com intensidade e proporções diferenciadas (Figura 17 e 18).

Para se medir o grau de correlação entre as variáveis levantadas (parâmetros e índices morfométricos), calculou-se o coeficiente de correlação de Pearson (R), que indica a possível direção (tendência) e o grau de interdependência das variáveis FIGUEIREDO FILHO *et al.*, 2014). Os valores de -1 apontam uma correlação negativa perfeita, aqueles próximos ou igual a 0 indicam pouca ou nenhuma correlação, e valores de 1 sugerem correlação positiva perfeita.

A partir do coeficiente de correlação, calculou-se também o coeficiente de determinação (R^2), que se refere ao grau de ajustamento e qualidade do modelo de regressão para explicar variáveis avaliadas. Este coeficiente varia de 0 a 1, sendo que, quanto maior for o valor de R^2 , melhor será o ajustamento proposto no modelo de regressão.

3.2.4. Síntese geomorfológica dos dados

No terceiro nível da pesquisa, buscou-se uma avaliação mais aproximada, onde se detalhou as áreas com maior concentração de anomalias vistas na análise regional. Por meio de procedimentos geoestatísticos foram elaborados mapas de densidade de alguns dos índices aplicados, indicando zonas de concentração e espacialização dos índices, compondo um mapa de síntese da análise morfotectônica.

A partir das considerações de Souza e Filho (2015), confeccionou-se o mapa de densidade de drenagem da bacia, com interpolação da rede de drenagem. No *QGIS*, optou-se em utilizar o interpolador *Kernel*. O mapa possibilitou uma melhor interpretação e extração dos valores anômalos (muitos baixos e muitos altos), definindo zonas e correlacionando-as com demais fatores geológicos e geomorfológicos. O mesmo procedimento foi aplicado aos lineamentos estruturais, a fim de se identificar a concentração destas estruturas e suas relações com a incidência de anomalias de drenagem na área de estudo.

Ainda com o *QGIS*, foi feita a interpolação dos dados de FSTT através do método *Inverse Distance Weighting (IDW)* ou Inverso do Peso da Distância, que relaciona a média ponderada entre a distância dos pontos avaliados (CAMARGO *et al.*, 2004). Para Landim (2000), o *IDW* é um interpolador local e determinístico, que é indicado quando as amostras do perímetro avaliado apresentam boa distribuição, e quando se quer evitar a extrapolação dos valores mínimos e máximos conhecidos. O autor ainda observa que este modelo é mais utilizado entre as interpolações, por ser de fácil interpretação e apresentar razoável fidelidade aos dados originais, sendo recomendado para se identificar anomalias locais e suas distribuições espaciais.

Ao considerar a escala de visualização de 1:40.000, que é indicada para imagens Alos, e os apontamentos de Howard (1967) e IBGE (2009) para a interpretação e classificação das feições anômalas, elaborou-se um mapa de síntese da análise morfotectônica. Para visualizar em melhor detalhe as anomalias geomorfológicas e exemplificá-las neste trabalho, foram utilizadas imagens do *software Google Earth pro*.

3.3. Campanha de campo

Os trabalhos de campo na área de estudo tiveram papel de destaque no auxílio à construção e validação de informações produzidas e compiladas em laboratório. Foram realizados vários trabalhos no final da estação chuvosa (2014.), sendo feito o registro fotográfico e relatório de campo (caderneta). Coletou-se informações amostrais para as caracterizações geológicas e geomorfológicas e para a construção de chaves de interpretação, utilizadas no mapeamento da rede de drenagem e na definição das unidades do relevo. Outros trabalhos realizados no final da estiagem da região (setembro, outubro e novembro de 2015), possibilitaram a identificação e caracterização *in loco* das principais anomalias encontradas na área de estudo.

3.4. Reinterpretação e validação da análise

Nesta última etapa (Figura 13), o trabalho de gabinete concentrou-se primeiramente na reavaliação das análises determinadas na etapa 2, por meio das observações qualitativas levantadas no trabalho de campo (Etapa 3), buscando-se a validação das informações e também a produção de novas interpretações. Os dados revisados constituem os produtos finais do trabalho, como mapas de esboço litológico, domínio de falhas e fraturas, domínios morfoesculturais e unidades do relevo, hierarquia fluvial, mapa de densidade hidrográfica, espacialização do índice de sinuosidade, mapas dos índices geomórficos, perfis topográficos e diagramas de rosetas, além de mapas de anomalias geomorfológicas.

CAPÍTULO IV

ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E MORFOMÉTRICOS DA ÁREA

O presente capítulo trata dos aspectos fisiográficos da bacia hidrográfica do rio Formoso, contendo informações relativas à caracterização litológica, morfométrica e à compartimentação do relevo por unidades geomorfológicas. Busca-se correlacionar as informações descritas com as características morfométricas como densidade de drenagem, padrões de drenagem, padrões de canais, e os perfis de equilíbrio dos rios.

4.1. Geologia: aspectos regionais e locais

A bacia hidrográfica do rio Formoso está inserida na borda oeste da Província Tocantins, em uma porção definida por Hasui *et al.* (1984) como o setor setentrional, delimitado a sul pelas sequências de falhas do Lineamento Transbrasiliano, a sudoeste e noroeste pelo Cráton Amazônico, a sudeste pela Província São Francisco e a nordeste pela Província Parnaíba (FARACO *et al.*, 2004). Na Tabela 1 é apresentada uma síntese das unidades litoestratigráficas da área de estudo.

Tabela 1 – Síntese geológica da bacia do rio Formoso.

Unidades Geotectônicas	Era	Unidades litoestratigráficas	Área		
			km ²	%	
Bacia Sedimentar do Bananal	CENOZÓICO	Depósitos aluvionares	2.652	12,3	
		Depósitos detríticos indiferenciados	27	0,1	
		Fácies de depósitos aluvionares	2.973	13,8	
		Fácies de terraços aluvionares	166	0,8	
		Coberturas detrito-lateríticas ferrug.	216	1,0	
		Cobertura detrito-laterítica	6	0,03	
Bacia Sedimentar Água Branca	PALEOZÓICO	Formação Água Bonita	443	2,1	
Cinturão Paraguai-Araguaia	NEO-PROTEROZÓICO	Suíte Santa Tereza	11	0,005	
		Suíte Lajeado	435	2,0	
		Formação Couto Magalhães	3.911	18,1	
		Formação Pequizeiro	420	1,9	
		Formação Xambioá	2.620	12,1	
	MESO-PROTEROZÓICO	Formação Morro do Campo	1.194	5,5	
		Ortognaisse Oeste de Goiás	70	0,3	
		PALEO-PROTEROZÓICO	Grupo Serra da Mesa	33	0,2
			Suíte Serrote	22	0,1
			Complexo Rio dos Mangues	5.494	25,5
Suíte Gabro-Diorítica Posselândia	33		0,2		
	<i>Stocks</i> e Diques Máfico-Ultramáficos	94	0,4		
Arco Magmático de Goiás	MESO-ARQUEANO	Complexo Granulítico Porangatu	756	3,5	

Fonte: elaborado pelo autor a partir de Faraco *et al.* (2004) e Lacerda Filho *et al.* (2004).

Os dados utilizados apresentaram 20 unidades (Tabela 1), sendo possível a identificação de quatro conjuntos geotectônicos, como o Arco Magmático de Goiás, a faixa de dobramento

Araguaia, a Bacia Sedimentar Água Branca e as coberturas cenozóicas da Bacia Sedimentar do Bananal (FARACO *et al.*, 2004; LACERDA FILHO *et al.*, 2004; VALENTE, 2007).

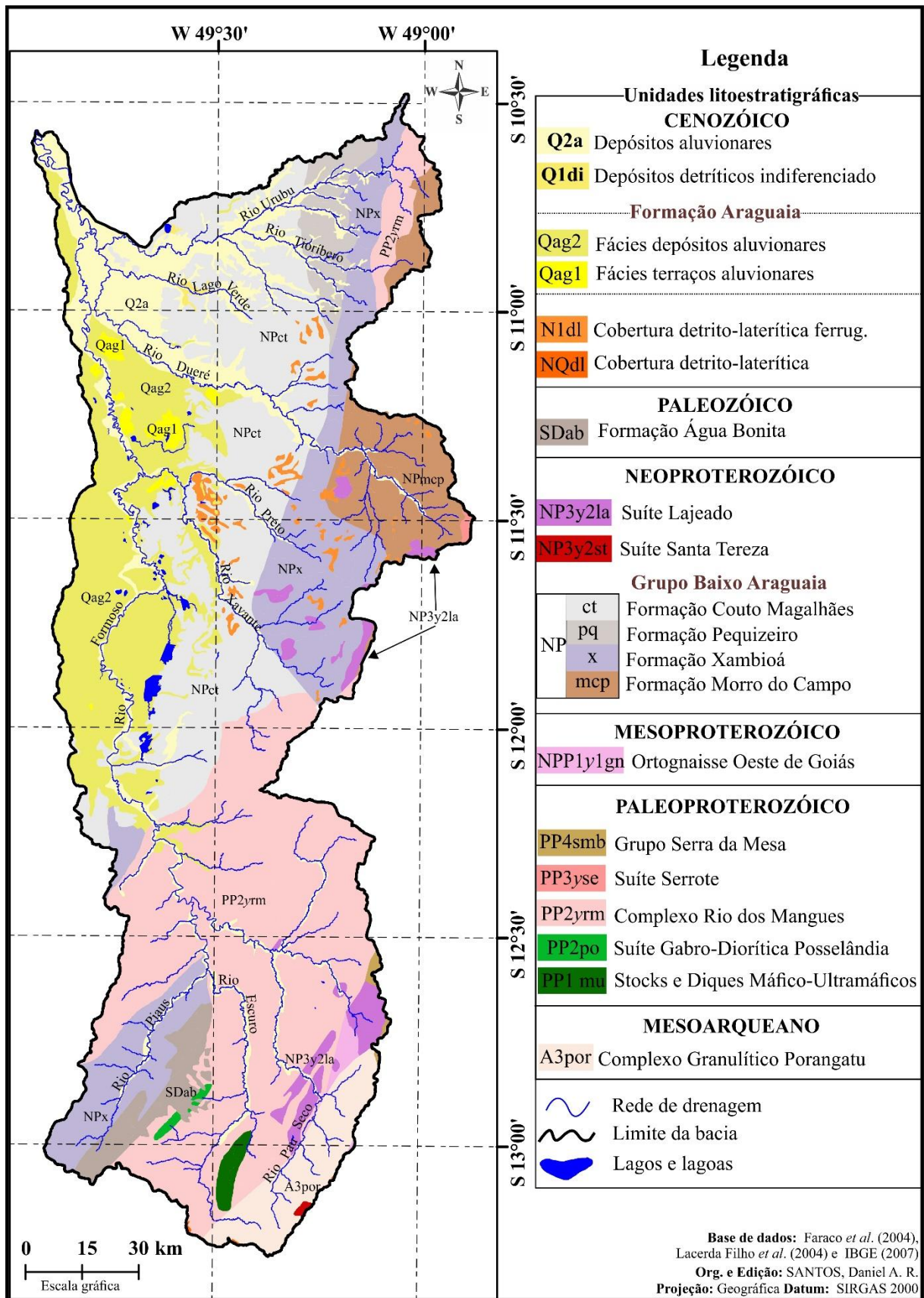
4.1.1. Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás é um conjunto de rochas ígneas e metamórficas de idade mais avançada na área da bacia, constituído pelo Complexo Granulítico Porangatu (LACERDA FILHO, 2004). Hasui *et al.* (1977) Hasui (2010) e Ventura *et al.* (2011) discorrem sobre a geotectônica de origem do arco. De acordo com estes autores, diversos pulsos termais instauraram uma deriva crustal do super-continente Rodínia no Mesoarqueano (primeira fase do ciclo de Wilson), com o rifteamento da crosta e estabelecimento de grandes superfícies cratônicas. Sequencialmente, a movimentação tectônica condicionou a abertura e estabelecimento do Oceano Goiás e a formação de arcos de ilhas vulcânicas por eventos termotectônicos na primeira fase do Ciclo Brasileiro no Paleoproterozóico (VALENTE, 2007).

Por meio da datação dos complexos granulíticos, Arcanjo *et al.* (2011) apontam a sequência geológica de cratonização e consolidação do arco magmático, ressaltando que os blocos continentais (antigos platôs) inverteram suas trajetórias de divergência para uma convergência entre os crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema. As pressões exercidas pelos crátons sobre o arcabouço oceânico e o arco magmático culminaram em aglutinações, metamorfismos regionais, amalgamações, cavalgamentos e imbricações das rochas, chegando a uma consolidação continental na fase pré-Pangea, descrito por Hasui (2010) como o ciclo Brasileiro II (Neoproterozóico) (LACERDA FILHO *et al.*, 2004). Na área de estudo, no eixo N-S, ocorrem geossuturas como reflexo da intensa movimentação proterozóica na região, onde se observam fortes contatos entre as formações geológicas do Grupo Baixo Araguaia e os complexos granulíticos e ortognaisses do oeste de Goiás.

As litologias da bacia hidrográfica estudada relacionadas ao arco magmático de Goiás compõem a Subunidade Mara Rosa (porção norte), correspondendo ao Complexo Granulítico Porangatu, com embasamento cristalino composto por rochas magmáticas ultramáficas e metamórficas como anfíbolitos, granitos, granulitos, gabros, gnaisses e noritos, ricos em minerais como biotita e granada. Esta unidade ocupa 3,5% de área da bacia hidrográfica, onde se situa a nascente do canal principal no compartimento regional “Serra Azul” (VALENTE, 2007, CARVALHO, 2011) (Figura 26).

Figura 26 – Mapa das unidades litoestratigráficas da área de estudo.



Fonte: elaborado pelo autor.

4.1.2. Cinturão Móvel Paleoproterozóico: Faixa Araguaia

De acordo com Gorayeb (2011), o Cinturão Araguaia é uma faixa orogênica que compõe a plataforma brasileira na sua porção central, com uma extensão de 1.200 km por 100 km de largura, estabelecido na direção S-N. Na área de estudo a unidade aflora nas médias vertentes das sub-bacias do rio Formoso, entre as cotas 220 e 300 m, tendo como exceção as cabeceiras de drenagem do rio Urubu na região de Cristalândia do Tocantins, e na porção sudoeste da bacia nas nascentes do rio Piau, ambas localidades estabelecidas em patamares superiores (acima de 350 m).

Para Hasui (2010, 2012) o início do desenvolvimento desta unidade geotectônica se dá posteriormente à convergência dos crátons com o fechamento do Oceano Goiás no Ciclo Brasileiro III. A sequência estratigráfica desta unidade foi apresentada por Hasui *et al.* (1977) e HERZ, *et al.* (1989), que detalham os episódios de convergência das massas continentais que culminaram em uma extensa cadeia de montanhas dobradas neoproterozóica (CORDANI *et al.*, 2013, ROSS, 2009).

As unidades paleoproterozóicas que compartimentam o rio Formoso correspondem a 5.676 km² (Tabela 1), associadas a suítes intrusivas graníticas e ao metamorfismo dos sedimentos marinhos (VALENTE, 2007). O embasamento desta sequência é constituído por conjuntos máficos e ultramáficos com baixo e médio grau de metamorfismo.

No trabalho de campo foram observados afloramentos de gnaiss associados ao Complexo Rio dos Mangues ao longo da rodovia TO 372 entre as cidades de Alvorada do Tocantins e Araguaçu. Na figura 27 é possível observar um corte de estrada, onde se observou um afloramento de gnaiss com horizonte bastante alterado, verticalizado e com foliação orientada para SW-NE, direção concomitante ao conjunto de estruturas regionais.

O Complexo Rio dos Mangues (PP2yrm) embasa grande parte do alto curso da bacia, abrangendo 25,5% de sua área. Esta unidade foi caracterizada pelo RADAMBRASIL como uma extensão do Complexo Goiano (BRASIL, 1981a, BRASIL, 1981b). No entanto, Hasui (1977) já havia o definido como uma unidade do Grupo Tocantins. As demais unidades paleoproterozóicas correspondem a 0,8% da área, sendo representadas pelo Grupo Serra da Mesa (PP4smb), as suítes Serrote (PP3yse) e Gabro-Diorítica Posselândia (PP2po), além de *Stocks* e Diques Máficos-Ultramáficos (PP1um) (Figura 26).

Figura 27 – Aforamento de gnaiss alterado no alto curso do rio Formoso, às margens da TO – 372.

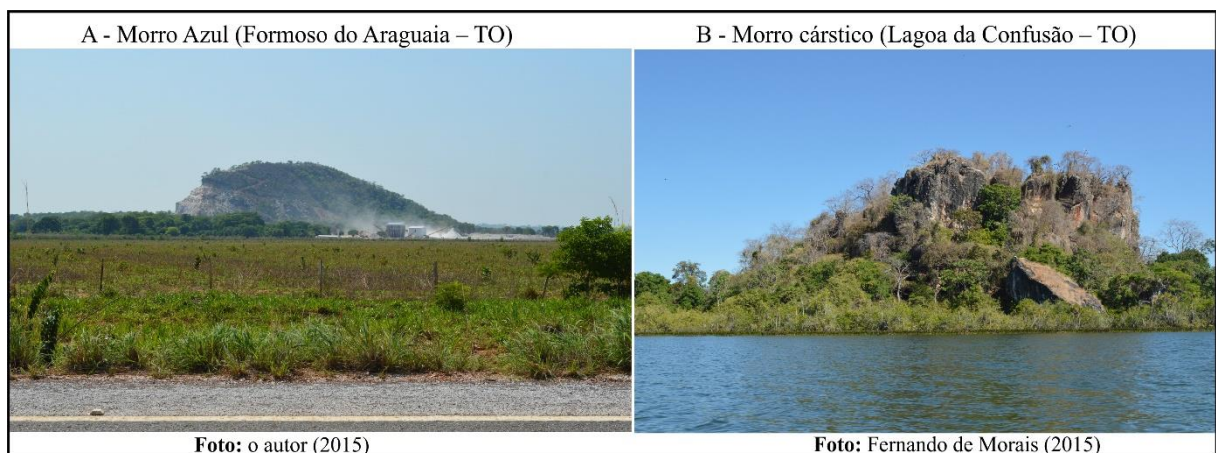


Foto: o autor (2015).

As unidades neoproterozóicas são constituídas por rochas metassedimentares e suítes intrusivas estabelecidas por eventos estruturantes no Ciclo Brasileiro III. Na área de estudo, o Grupo Baixo Araguaia corresponde a 8.146 km², constituído de um conjunto de formações litoestratigráficas com maior expressividade espacial.

As formações Couto Magalhães (NPct) e Xambioá (NPx) ocupam 30% da área, compostas por rochas metassedimentares como filitos, metargilitos e quartzitos. Na Formação Couto Magalhães destacam-se as litologias carbonáticas, que afloram nas planícies fluviais, expostas como morros testemunhos na região de Formoso do Araguaia (BRASIL, 1981a; 1981b) (Figura 28A), e na Lagoa da Confusão (Figura 28B) (OLIVEIRA, 2014).

Figura 28 – Afloramentos de Calcário dolomítico da Formação Couto Magalhães no médio (A) e baixo curso (B).



Fonte: elaborado pelo autor.

O Grupo Baixo Araguaia é composto ainda pela Formação Pequizeiro (NPpq) constituída, principalmente, por xistos com intercalações de quartzitos, com grande quantidade

de variações e quartzo leitoso, incolor ou transparente, e a Formação Morro do Campo (NPmcp) xisto aluminoso.

As suítes Santa Tereza (NP3y2st) e Lajeado (NPP1y1gn) são intrusões que se diferenciam das demais unidades por apresentarem um alto grau de metamorfismo, recorrentes nos interflúvios das sub-bacias, e são constituídas basicamente por intrusões graníticas tardiorogenéticas do Brasileiro III (LACERDA FILHO *et al.*, 2004).

4.1.3. A Bacia Sedimentar Água Branca

A Bacia Sedimentar Água Branca é apresentada por Valente (2007), situada na região sudoeste da bacia do rio Formoso, mais precisamente no interflúvio dos rios Piaus e Escuro, no município de Araguaçu – TO (Figura 26).

O relatório geológico da folha SC22 do projeto RADAMBRASIL (BRASIL, 1981b) definiu esta área como parte do Grupo Santo Antônio, por entender que a mesma apresenta direção (SW-NE) e posição topográfica relativa aos compartimentos regionais, que estão alinhados com Lineamento Transbrasiliano, podendo ser observados entre as cidades de Gurupi e Porto Nacional – TO. No entanto, o relatório da folha SD22 (BRASIL, 1981a) considerou a Formação Água Bonita como uma unidade que se diferencia por origem e posição estratigráfica do Grupo Santo Antônio, tendo seu processo de sedimentação deflagrado no Siluriano. O relatório (BRASIL, *op. cit.*) considerou ainda uma “fossa tectônica”, denominada de Graben de Água Bonita, recorrente no mapeamento de Lacerda Filho *et al.* (2004).

Carvalho (2011) realizou o mapeamento geológico e gravimétrico de detalhe do Graben de Água Bonita, considerando que permanece um hiato quanto à origem dessa entidade geológica.

A formação Água Bonita é constituída por arenitos com granulometria média e grossa, localmente conglomeráticos, tendo intercalações de siltito micáceo. Como destacado na figura 29, o afloramento de arenito apresenta estratificação horizontal, lavado com tons que variam entre branco, amarelo, e vermelho (Figura 29C), estando recoberto por um horizonte pedogenizado com ocorrência de laterização (Figura 29A e 29C).

Figura 29 – Fotografias de cortes de estrada na formação Agua Branca na TO – 372.

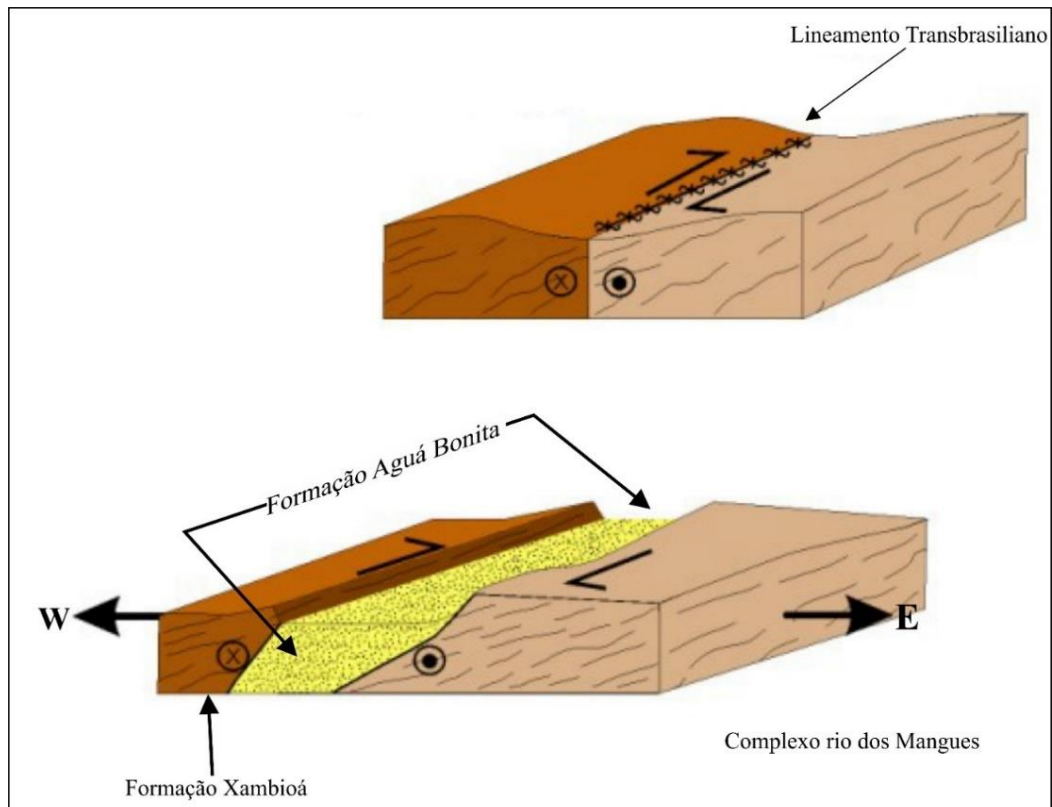


Fonte: elaborado pelo autor.

Carvalho (2011) ainda lança duas hipóteses para a provável origem desta unidade. A primeira considera a deposição paleozóica dos materiais areno-argilosos, ocorrendo anteriormente ao surgimento do Graben; a segunda teoria, aparentemente, se assemelha à

explicação genética encontrada no relatório de BRASIL (1981b). Este autor sugere que, possivelmente no Paleozóico, ocorreram reativações tectônicas com uma movimentação leste-oeste de falhas normais, formando uma fossa “tectônica” associada ao Lineamento Transbrasiliano, gerando um bloco abatido em forma de Graben, evento que teria condicionado as sequências de deposições continentais no Siluriano (410 milhões de anos) (Figura 30).

Figura 30 – Modelo de origem do Graben de Água Bonita.



Fonte: adaptado de Carvalho (2011).

4.1.4. Bacia Sedimentar do Bananal

A Bacia Sedimentar do Bananal é um amplo compartimento intracratônico, interior do tipo simples; um baixo estrutural cenozóico com 106.000 km² estabelecido no médio curso do rio Araguaia (SILVA *et al.*, 2003; LIMA; JUNIOR, 2003, GORAYEB, 2011).

Valente (2007) aponta que fatores paleohidrológicos, paleoclimáticos e neotectônicos foram decisivos no regime deposicional da bacia sedimentar durante o Neógeno, considerando que os sedimentos são advindos de intensos processos de erosão e sedimentação controlados pelas oscilações climáticas no Quaternário, onde a menor quantidade de água em fluxo possibilitava maior deposição e preenchimento das calhas fluviais e, conseqüentemente, o estabelecimento de planícies fluviais; enquanto que nos períodos mais húmidos ocorria uma

reconfiguração da rede de drenagem com formação de novos canais. Para o autor, o rio Javaés é um paleocanal do rio Araguaia, indicador de reativação hidrológica, via neotectônica.

Para Hasui (1990), a evolução da rede de drenagem da região da Ilha do Bananal estaria relacionada aos processos de erosão e sedimentação, condicionados pela tectônica recente. Ao apresentar o mapa neotectônico do Brasil, Saadi (1993) assinala o centro deste compartimento com eixo de subsidência na Ilha do Bananal conduzida pela compensação isostática.

A Formação Araguaia é a unidade cenozóica de maior expressão na área da bacia hidrográfica estudada (14,6%), datada em 23 milhões de anos (VALENTE, 2007). A unidade apresenta pacotes de deposição com profundidade entre 170 e 320 m, com camadas intercaladas de areia, silte, argila e conglomerado basal, sendo fácies de depósitos aluvionares e de terraços aluviais (BRASIL, 1981b).

A figura 31 apresenta um corte de estrada com 2 m de altura localizado na TO-070 a 10 km, na direção sul, da cidade de Formoso do Araguaia em altitude de 270 m. Neste ponto foi possível identificar o contato litológico discordante entre rochas metassedimentares da Formação Couto Magalhães e depósitos quaternários indiferenciados. Notam-se fragmentos de quartzo na porção superior bastantes alterados, os mesmos são apontados como fácies deposição por Lacerda Filho (2004).

Figura 31 – Contato litológico com discordância quaternária e neoproterozóica.



Foto: o autor (2014).

Na região da Lagoa da Confusão, em compartimentos entre 180 e 220 m, Pereira (2012) e Oliveira (2014) aplicaram ensaios geofísicos (métodos geoeletricos) para caracterização dos

fluxos sub-superficiais da região. Estes autores conseguiram definir a existência de um contato litológico entre rochas carbonáticas e coberturas recentes, apontando que a Formação Couto Magalhães constitui o embasamento local, com profundidade que varia de 2,6 a 30,4 m na planície. Os pacotes sedimentares apresentaram uma amplitude de 30 m de profundidade, recobrando o embasamento.

Na figura 32 é possível observar uma porção de uma planície nas proximidades da cidade de Lagoa da Confusão na cota de 185 m, um ambiente predominantemente controlado pela dinâmica fluvio-lacustre imposta pelas cheias sazonais. No segundo plano é observado o contato com afloramentos carbonáticos da Formação Couto Magalhães, testemunhos que apresentam altitude que variam entre 25 e 30 m. A fitofisionomia de Mata Seca com aspectos caduciforme recobre os blocos de rochas calcárias bordejando a área com transição abrupta para a pastagem.

Figura 32- Contato litológico entre coberturas quaternárias (primeiro plano) e afloramentos de calcários (Segundo plano).



Foto: o autor (2015).

4.1.5 Depósitos recentes e aspectos morfodinâmicos

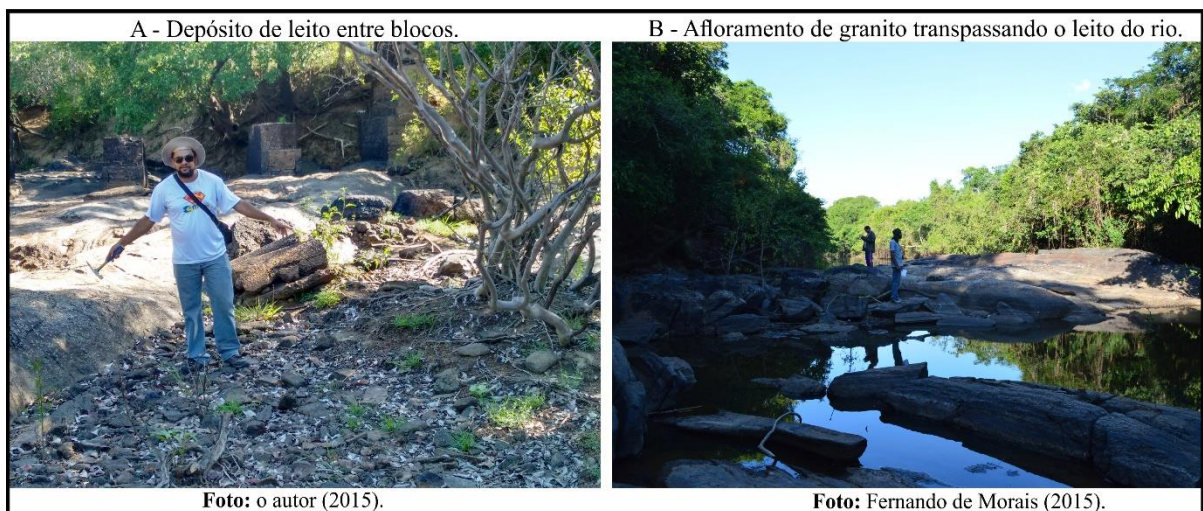
Sobre a possível idade das coberturas recentes, Mendes *et al.* (2015) apresentam um estudo palinológico pioneiro para a região da Ilha do Bananal sobre os lagos em forma de ferradura, feições com gênese relacionadas a deposição de sedimentos e avulsão do canal. Os autores apontam que os ciclos de deposição recente que condicionou a formação do lago amostrado ocorreram entre 700 e 830 anos antes do presente.

Na área de estudo, os depósitos aluvionares holocênicos (Q2a) são localizados e foram identificados de forma mais clara nos fundos de vales e juntos aos rios com dinâmica de

deposição acelerada, ocupando 12,3% da área da bacia. Esta unidade litoestratigráficas é constantemente retrabalhada pelas ações dos rios no período de cheia (VALENTE; LATRUBESSE, 2012; SANTOS, 2013). A realização do trabalho de campo no período de estiagem (final de novembro) contribuiu para a identificação, e melhor caracterização, destes depósitos, pelo fato dos leitos dos rios ficarem expostos em função do regime sazonal das chuvas.

Os rios do alto curso drenam áreas dominadas pelos complexos Rio dos Mangues e Complexo Granulítico Porangatu, com conjuntos rochosos que favorecem o escoamento (Figura 33). Nota-se ainda que as planícies aluvionares do alto curso são mais estreitas que aquelas observadas no médio e baixo curso, sendo confinadas entre as superfícies de aplainamento do embasamento, que constituem a Depressão de Sandolândia. No leito de canais maiores neste setor não foram visualizados materiais de granulometria mais fina, que provavelmente são escoados com maior facilidade em função da maior quantidade de canais, que geram maior descarga, favorecida pelo gradiente elevado, onde os sedimentos são levados para o nível de base regional, dando seqüência ao processo de compartimentação da Bacia Sedimentar do Bananal.

Figura 33 – Aspectos de deposição e imposição de leito no alto curso do rio Formoso.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Especificamente no rio Pau Seco, canal principal do rio Formoso no alto curso, verifica-se que a topografia do leito é irregular em virtude dos processos erosivos que exumam o embasamento cristalino (granitos), e que configuram barreiras naturais, acumulando calhaus e seixos preenchidos por areia média e grossa (Figura 33A). À medida em que ocorre a diminuição do fluxo (período de seco), tal situação dá condições para que materiais de maior

dimensão se concentrem no leito do rio. Como observado em campo, diversas barras de leito foram identificadas, sendo, por vezes, recobertas por arbustos (Figura 33B).

Em alguns pontos do rio Urubu foram observados depósitos fluviais de carga de fundo no canal principal, na transição para o nível de base regional (200 m) (Figura 34). Destaca-se um trecho pouco sinuoso do canal com aproximadamente 200 m de comprimento, que apresentou depósitos compostos por extensas camadas de cascalho e seixos rolados, além de pequenos represamentos de água ao longo do canal. As margens não são definidas por horizontes rochosos, mas por uma base laterítica recoberta por um pacote sedimentar da Formação Araguaia.

Figura 34 – Aspectos granulométricos de depósitos de leito de rios do baixo curso da bacia.

A - Seixos rolados e granulos no leito do rio Urubu.



Foto: o autor (2015).

B - Seixos, granulos, canhaus e matacões no leito do rio Dueré.



Foto: Fernando de Moraes (2015).

Fonte: elaborado pelo autor.

Ainda no rio Urubu, observou-se ombreiras vegetadas por mata ciliar, compostas por areia fina e branca, possivelmente depositadas por várias sequências de cheias, que vão preenchendo todo o leito maior do rio em um nível topográfico superior com 3 metros em relação ao leito do canal.

Foi observado no baixo curso do rio Formoso um trecho de canal no rio Dueré, com granulometria dos sedimentos potencialmente maior, com calhaus e blocos autóctones preenchendo o leito (Figura 34B).

A medida que se afasta lateralmente da margem de escavação do rio, nota-se uma transição para lentes de seixos com tamanhos diversos. Neste ponto foram observados pacotes de areia grossa construindo barras em pontal, ricas em grânulos de quartzo alaranjados pela oxidação. Como pode ser observado na figura 35, há ocorrência de blocos de calhaus nas barras laterais, indicando uma possível variação do fluxo e consequente competência ao longo das estações do ano. A areia fina, apresentando tonalidades mais claras, indica o pico das cheias que formam depósitos estabelecidos a 2 metros acima do leito.

Figura 35 – Trecho do Dueré com aspectos de deposição do rio em época de estiagem.



Foto: Fernando de Morais (2015).

Na figura 36 é possível observar depósitos fluviais em um ponto no baixo curso do rio Formoso a aproximadamente 15 km da confluência do rio estudado com o rio Javaés. Este trecho exibe curvas meândricas, que indicam um ambiente de baixa energia, caracterizado por barras de pontal no segundo plano da foto. Os pacotes apresentam aproximadamente 3,5 m de altura em relação a lamina d'água, e são compostos por areia fina de coloração clara, constituindo, por vezes, barras centrais, compostas passíveis de visualização no período de seca.

Figura 36 – Trecho do baixo curso do rio Formoso.



Foto: o autor (2015).

4.2. Geomorfologia Regional

A discussão dos aspectos geomorfológicos da bacia hidrografia, foi organizada pelo viés da análise taxonômica do relevo, considerando os domínios morfoestruturais e morfoesculturais, além das unidades morfológicas, conforme apresentado no quadro 2.

Quadro 2 – Conjunto taxonômico do relevo da bacia hidrográfica do rio Formoso.

Domínios morfoestruturais	Unidades morfoesculturais	Unidades morfológicas
Bacia Sedimentar do Bananal	Planície Araguaia-Javaés	Planície Formoso-Javaés
		Planícies Fluviais indiscriminadas
Bacia Sedimentar Água Branca	Patamares Interfluviais	Graben de Água Bonita
Cinturão Araguaia	Depressão do Médio Araguaia	Depressão de Sandolândia
		Depressão Urubu-Dueré
		Depressão de Formoso
	Patamares Interfluviais	Interflúvio Dueré-Xavante
		Interflúvio Araguaia-Tocantins
Embasamento em estilos complexos	Área com características de planaltos residuais	Serra Azul
		Serra do Estrondo

Fonte: elaborado pelo autor.

4.2.1. Domínios morfoestruturais

Numa perspectiva geomorfológica, os domínios geotectônicos descritos na seção anterior são entendidos aqui como domínios morfoestruturais, primeiro táxon na análise geomorfológica, sendo agora descritos os arranjos que influenciam no direcionamento e comportamento dos sistemas hidrográficos (SILVA; RODRIGUES, 2009).

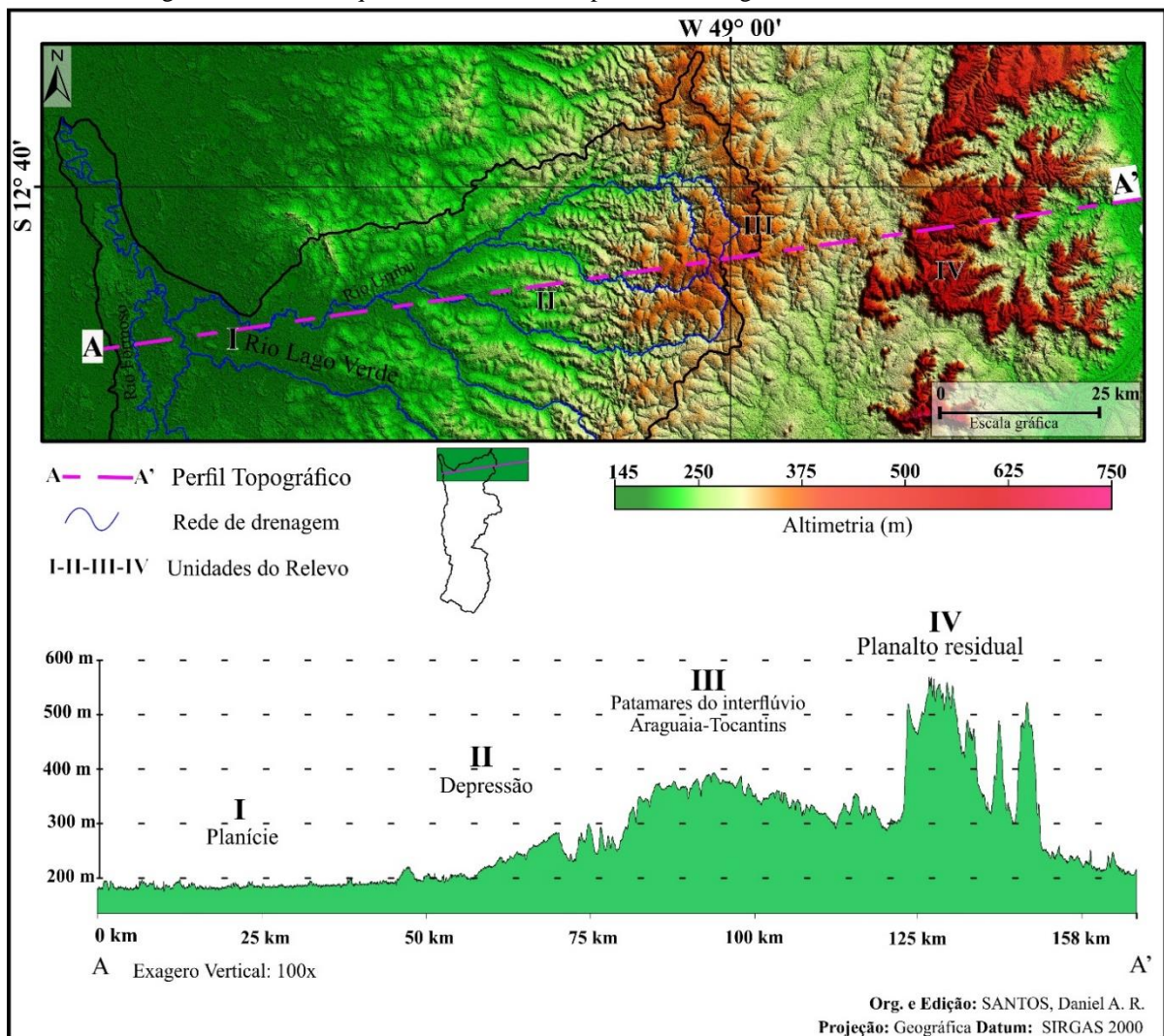
As morfoestruturas recorrentes na área de estudo são o embasamento em estilos complexos do Arco Magmático de Goiás, o Cinturão Móvel Araguaia (IBGE, 2007), as coberturas quaternárias da Bacia Sedimentar do Bananal e a Bacia Sedimentar Água Branca, identificadas por Valente (2007) (Quadro 2).

4.2.2. Domínios morfoesculturais

As unidades do relevo (IBGE, 2009) ou Domínios morfoesculturais (ROSS, 1992) correspondem ao 2º táxon na compartimentação, sendo definidas como o agrupamento de sistemas com morfologias semelhantes (BARBOSA et al., 1983, CASSETI, 2005) (Quadro 2).

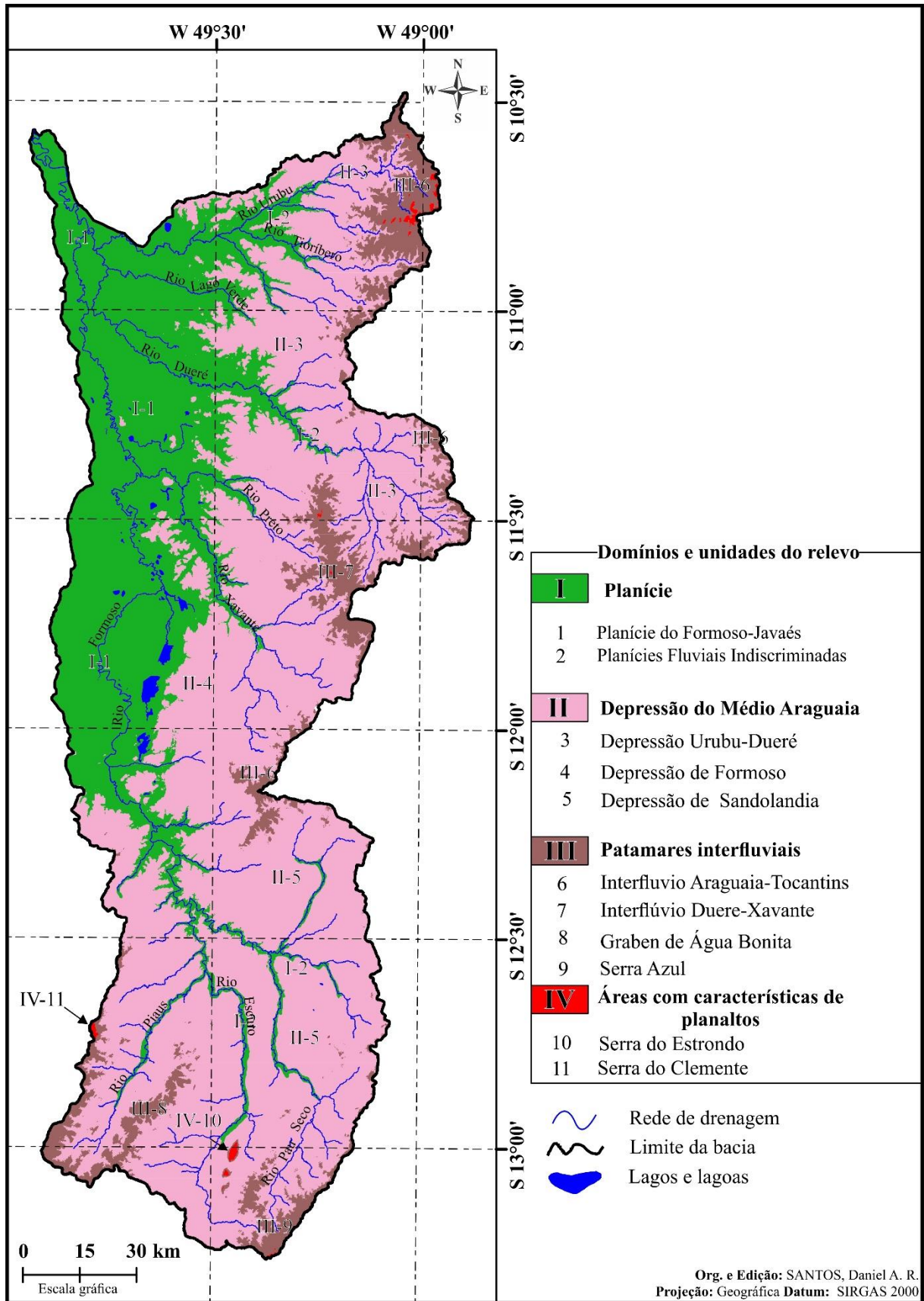
A figura 37 aponta os conjuntos de unidades topograficamente distinguíveis, com gênese relacionada a ação morfoclimática (do passado e do presente) sobre a estruturação dos conjuntos regionais (SANTOS, 2013) (Figura 38). O perfil da figura 37, inicia-se em A', na margem esquerda da depressão do rio Tocantins, e transpassa o conjunto de planaltos residuais da Bacia Sedimentar do Parnaíba, as porções mais elevadas da região. Nota-se que o divisor de águas das bacias do Araguaia do Tocantins está nos patamares interflúviais, com pico de 370 m. A figura 38 representa os domínios e unidades geomorfológicas da área em questão.

Figura 37 – Perfil esquemático com os compartimentos regionais recorrentes na bacia.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 38 – Unidades e compartimentos do relevo na área estudada.



Fonte: elaborado pelo autor.

No mapeamento aplicado, identificaram-se quatro morfoesculturas, sendo três destas descritas pelo RADAMBRASIL como Planície Araguaia-Javaés (I), Depressão do Médio Araguaia (II) e Patamares Interfluviais (III) (BRASIL, 1981a; BRASIL, 1981b).

Os dados topográficos da bacia revelaram a ocorrência de picos e conjunturas locais escarpadas, sendo conjuntos de morros testemunhos dispersos na bacia entre as unidades de Depressão e Patamares Interfluviais. Por se tratar de áreas de pouca expressão no mapeamento, não foi possível associá-las à unidade de planalto. De tal maneira, optou-se por diferenciá-las das demais como uma unidade que agrupa “áreas com característica de planaltos” (IV) (Figura 38). Destaca-se: um pico próximo a cidade de Cristalândia com 400 m, a Serra do Clemente com 460 m na porção mais alta do Graben de Água Bonita, e também a Serra do Estrondo no alto curso com 650 m, composta por stocks ultra máficos.

4.2.3. Unidades morfológicas

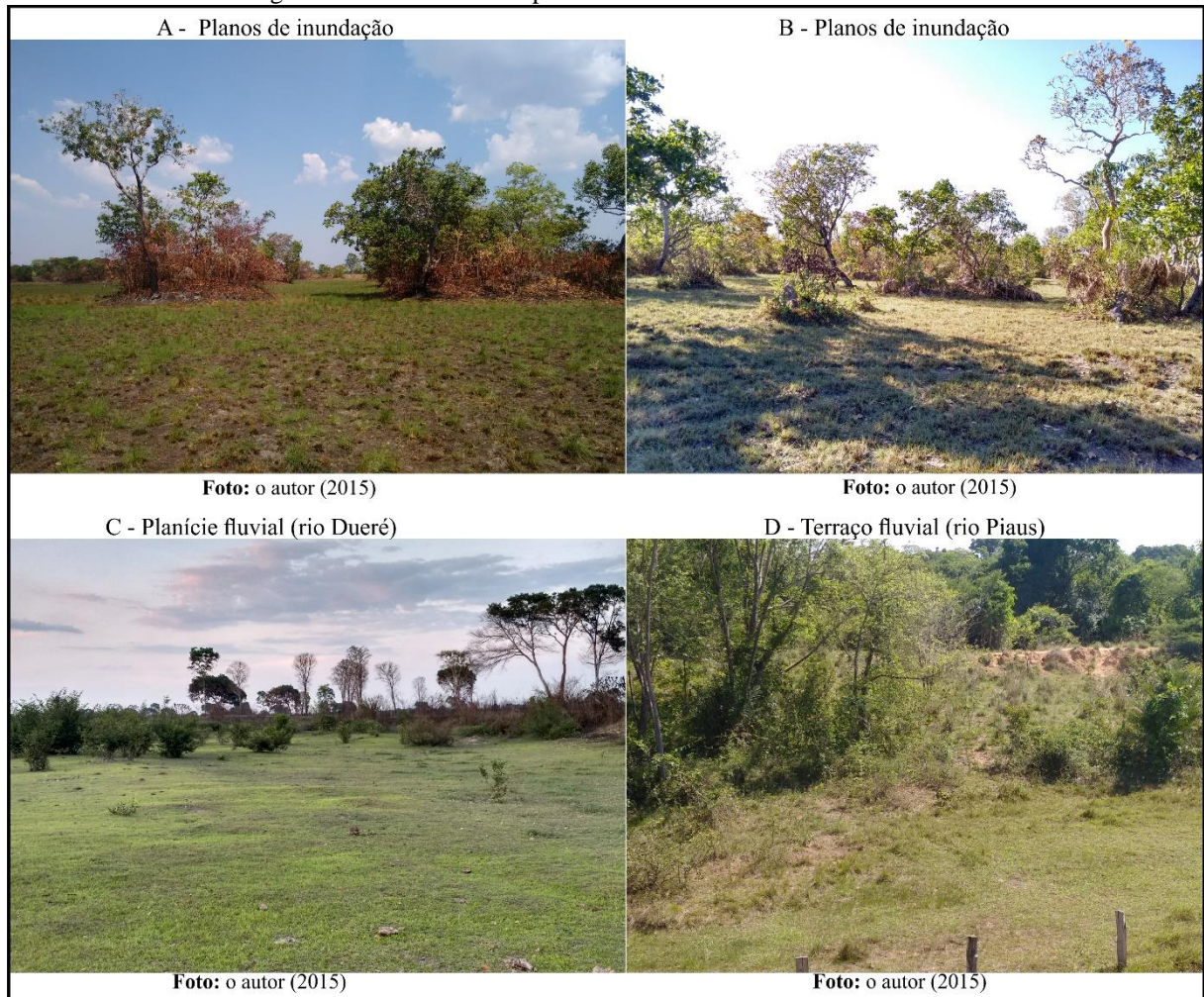
O terceiro táxon de compartimentação corresponde às unidades do relevo (IBGE, 2009) ou Unidades morfológicas (ROSS, 1992), sendo o agrupamento de modelados geomorfológicos que se assemelham por seus estratos altimétricos, aspectos geológicos e padrões de drenagens (BARBOSA *et. al.*, 1983). Calcado nestes critérios, foram definidas, para área, 11 unidades recorrentes na bacia (Figura 37), distribuídas nos domínios morfoesculturais (Quadro 2).

Um dos domínios mapeados foi o de Planície (I), subdividido em duas unidades morfológicas. A Planície Formoso-Javaés (I-1), constituída pela Formação Araguaia, que é confinada entre as cotas 160 e 220 m. Os Planos Abaciados de Inundação (Ai) são os modelados maior expressão no baixo e médio curso. Em trabalhos de campo e nas imagens de satélite, observou-se que este modelado é constituído por extensas várzeas (varjões), que são sazonalmente inundadas pelas cheias dos rios, onde a ação pedogenética superar a morfogênese (Figuras 39A e B).

A Planície Fluvial (I-2) responde por um ambiente morfoescultural de baixa energia, com declividade de 0 a 3%. Esta unidade geomorfológica é constituída por diversos modelados que permeiam os maiores sistemas fluviais no baixo e médio curso da bacia do rio Formoso, com ocorrência em parte do alto curso, confinada entre as superfícies de aplainamento da Depressão do médio Araguaia. Caracterizam ambientes de deposição recente, sendo encontrado materiais inconsolidados (minerais e orgânicos), em várzeas que acumulam sedimentos arenoargilosos (Apf) (Figura 39 C). Apresenta conjuntos de lagoas e rios intermitentes de

dinâmica fluviolacustre, com morfologia de paleocanais e em processo de colmatção (Apfl), além de planícies abandonadas em terraços fluviais (Aptf) (Figura 39D).

Figura 39 – Modelados de planícies identificados na área de estudo.



Fonte: elaborado pelo autor.

A Depressão do Médio Araguaia (II) é um compartimento que se estende do alto ao baixo curso da bacia do rio Formoso na direção S-N. É constituída por subunidades morfológicas situadas entre 220 e 350 m, com superfícies regionais em diversos níveis topográficos. No alto curso, esta unidade corresponde aos complexos granulíticos com fortes aspectos de dissecação, e no baixo e médio curso a modelagem escultural ocorre sobre as formações Couto Magalhães, Xambioá e Pequizeiro, com um relevo fortemente desnudado, conservando aspectos de fases aplainamento, tendo em vista a coberturas lateríticas recorrentes também nestas superfícies.

Na Depressão Urubu-Dueré em um trecho da TO-255, com altitude de 290m próximo a cidade de Cristalândia, foram observadas coberturas detrito-lateríticas. Nas proximidades de Lagoa da Confusão, Martins (2004) mapearam cangas lateríticas no contato da depressão com

a planície, e ressaltaram que essas coberturas são exumadas pelo desgaste do terreno, condicionando o afloramento de um horizonte laterítico mais resistente.

No médio curso da bacia, os rios Xavante e Preto (Figura 38) são os principais eixos de escoamento do fluxo fluvial, dissecando os patamares interfluviais a leste, entre as cidades de Dueré, Gurupi e Alvorada. Os tributários destes sistemas estão estabelecidos predominantemente no piso regional da Depressão do Araguaia, sendo a superfície de aplainamento denominada Depressão Formoso (II-4), compartimentada entre os interflúvios do ribeirão Cachoeira (III-6) e do rio Dueré (III-7). Na porção noroeste da bacia, entre as cidades de Dueré e Formoso do Araguaia, observam-se modelados relacionados a dissecação diferencial marcados por uma superfície com intercalações morfológicas suave onduladas a fortemente onduladas, apresentando planos de colinas constituídas de rochas metamórficas e metassedimentares com diferentes graus de resistência (Figuras 26 e 38) (III-7) (IBGE, 2007).

BRASIL (1981a; 1981b) apontam modelados com gênese relacionada aos processos de dissolução do calcário dolomítico, com afloramentos entre o contato geológico neoproterozóico-quaternário nas imediações das cidades de Formoso do Araguaia (médio curso) e Lagoa da Confusão (baixo curso) (Figura 40). Estes conjuntos geomorfológicos são citados, mas não são relacionados nos mapeamentos existentes para o estado do Tocantins (IBGE, 2007, SEPLAN, 2012).

Figura 40 – Dolina de colapso situada na planície Formoso-Javaés próximo a Lagoa da Confusão – TO.



Fonte: Martins (2004).

Valente (2007) caracteriza o relevo desta última localidade como sendo carste encoberto por depósitos aluvionares. Esta região vem sendo descrita como área cárstica nos trabalhos de Martins (2004), Pontalti (2010), Pereira (2012) e Oliveira (2014). Estes trabalhos mapearam e identificaram feições como dolinas (Figura 40), lagoas e morros cársticos. Na região de Formoso do Araguaia foi identificado no trabalho de campo um morro cárstico, que foi descrito por Brasil (1981b), e em suas proximidades uma lagoa cárstica desconhecida da literatura (Figura 41), que apresenta afloramentos de calcário alinhados ao morro testemunho (Figura 28).

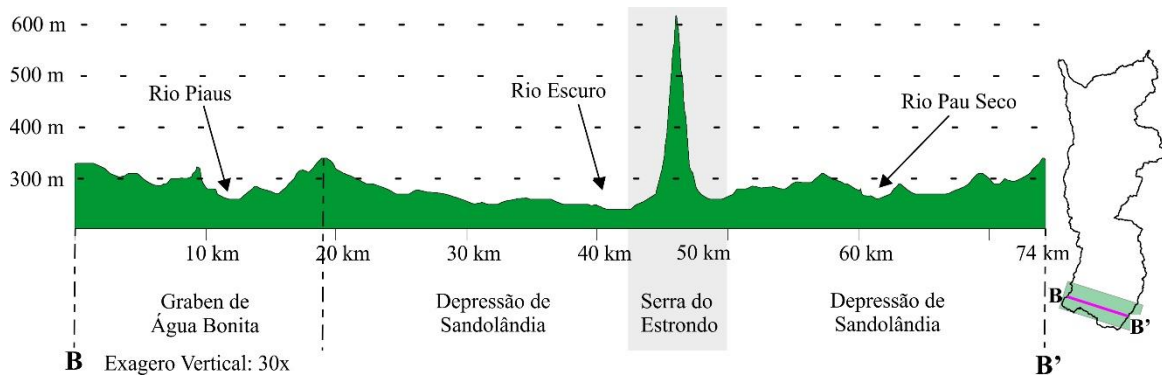
Figura 41 – Lagoa Azul nas proximidades de Formoso do Araguaia.



Foto: Fernando de Morais.

A figura 42 apresenta o perfil B-B' com um panorama das principais morfologias do alto curso. O perfil tem início no vale do rio Piaus, apresentando como primeira unidade o Graben de Água Bonita em toda a sua extensão. Nota-se que o rio Piaus possui perfil transversal bastante alongado, tendo o canal principal desenvolvido simetricamente entre a “Serra do Clemente” (IV-11) e o patamar interfluvial (III-8), definido pelo IBGE como uma superfície de dissecação diferencial, marcada por um médio controle estrutural e fraca incisão fluvial dos rios, com baixa densidade de drenagem (BRASIL, 1981b).

Figura 42 – Perfil topográfico e compartimentos regionais do alto curso.



Fonte: elaborado pelo autor.

Seguindo o perfil a Depressão de Sandolândia notam-se duas superfícies de aplanamento. A primeira é mais rebaixada regionalmente e localizada no vale do rio Escuro, tendo superfícies elaboradas por dissecação (fluvial) homogênea, com sucessivas fases erosivas do Complexo Rio dos Mangues, e apresentando topos tabulares com vales rasos, levemente inclinados em direção ao canal principal. A segunda superfície situa-se no alto curso do rio Pau Seco, sendo uma área de contato entre unidades neoproterozóicas e o Complexo Porangatu (Neoarqueano). Aqui observa-se uma dissecação com traços estruturais do embasamento em estilos complexos (Complexo Porangatu), com topos aguçados e vales de 600 a 1500 m de largura.

O destaque deste perfil da figura 42 é a Serra do Estrondo como a maior elevação da bacia, com um pico de 650 m (IV-9), localizada entre os rios Escuro e Pau Seco. Trata-se de um conjunto de *inselbergs* com cristas acentuadas alinhadas na direção SW-NE, e que destoa da paisagem regional. As características morfológicas indicam processos de dissecação em terreno gnáissico (*Stocks* e Diques Máfico-Ultramáficos), litologias paleoproterozóicas, que apresentam topos aguçados dos morros testemunhos, tendo expressões escarpadas com declividade de 45 a 75 %.

4.3. Análise morfométrica da bacia

A tabela 2 apresenta valores morfométricos lineares e areais da bacia hidrográfica do rio Formoso. A área de estudo possui 21.593 km², com uma rede de drenagem equivalente a 20.628 km, perímetro de 10.078 km. Conforme modelo aplicado para hierarquização dos canais proposto por Strahler (1952), a bacia demonstrou ser de oitava ordem (Tabela 2 e Figura 43).

Por meio da interpretação visual das imagens de satélite e dos modelos de elevação, foram mapeados 11.393 canais, constituindo uma rede de drenagem com 20.628 km de extensão (Tabela 3). Destaca-se a maior quantidade e comprimento dos canais de primeira ordem, que

correspondem a 76% dos canais de toda a bacia, e representam a metade da extensão dos rios da área estudada.

Tabela 2 – Dados morfométricos gerais da bacia do rio Formoso.

Variáveis morfométricas	Unidades
Área total da bacia	21.593 km ²
Perímetro	10.078 km
Comprimento total dos canais	20.628 km
Comprimento vetorial da bacia	304 km
Maior altitude	647 m
Menor altitude	157 m
Amplitude altimétrica	490 m
Distância vetorial do canal principal	303 km
Total de canais vetorizados	11.393
Comprimento canal principal	604 km
Maior ordem fluvial	8 ^a

Fonte: elaborado pelo autor.

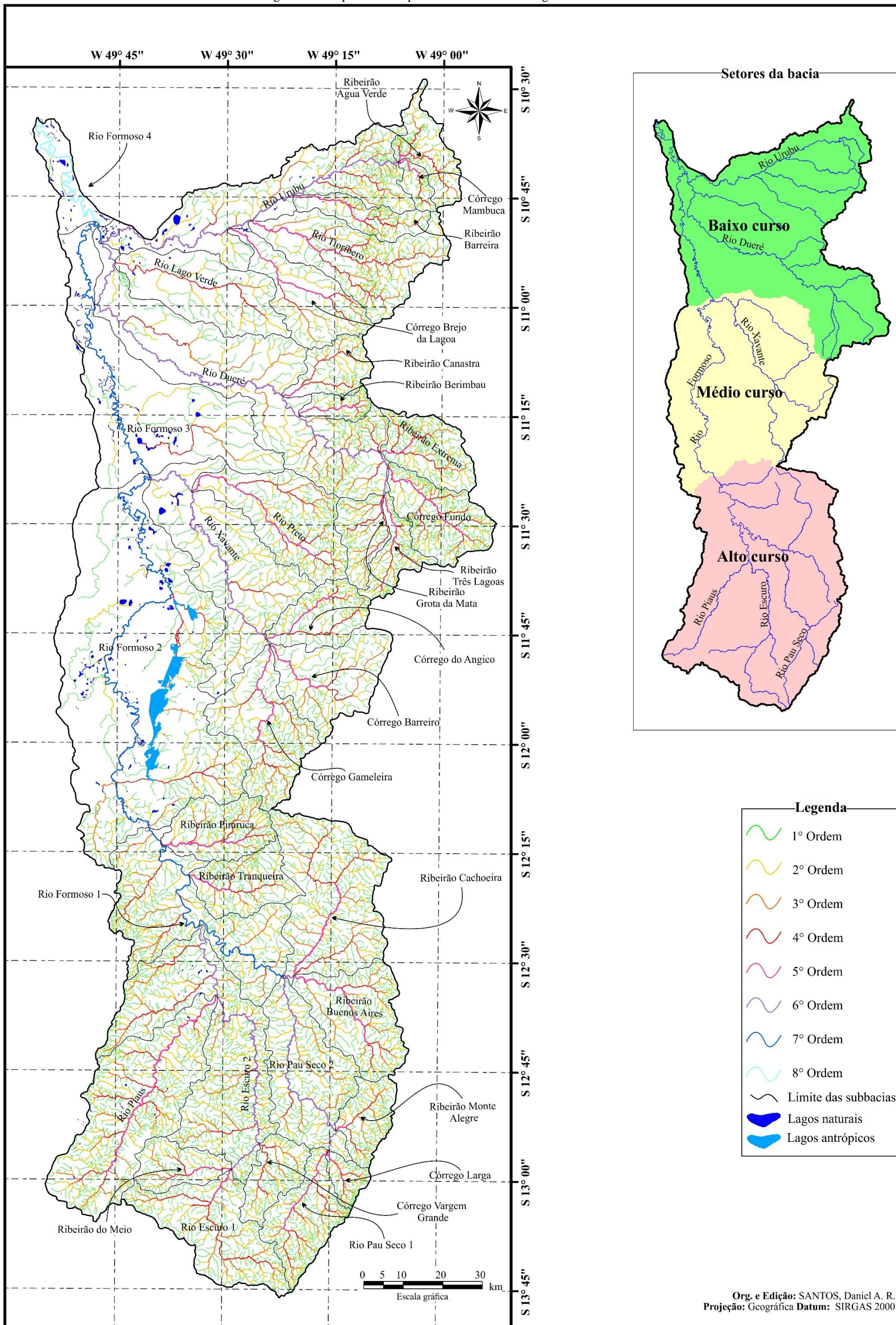
Observa-se que os tributários apresentam maior frequência na porção oeste da bacia, zona à direita do canal principal, que possui a maiores altitudes. Apesar da grande quantidade de tributários, a relação de bifurcação entre a primeira e a segunda ordem foi considerada baixa, avaliando que 2.000 canais de primeira ordem não contribuem para a mudança no grau hierárquico da rede de drenagem.

Tabela 3 – Relação entre a quantidade canais e o comprimento por ordem fluvial.

ORDEM FLUVIAL	QUANTIDADE DE CANAIS		COMPRIMENTO	
	Frequência	%	km	%
1 ^a	8.702	76	11.049	53
2 ^a	2.063	18	4.497	21
3 ^a	469	4	2.118	10
4 ^a	121	1	1.256	6
5 ^a	29	0,2	636	3
6 ^a	6	0,05	592	2
7 ^a	2	0,02	412	2
8 ^a	1	0,01	69	0,3
TOTAL	11.393	100	20.628	100

Fonte: elaborado pelo autor

Figura 43 - Mapa de hierarquia fluvial da bacia hidrográfica do rio Formoso.

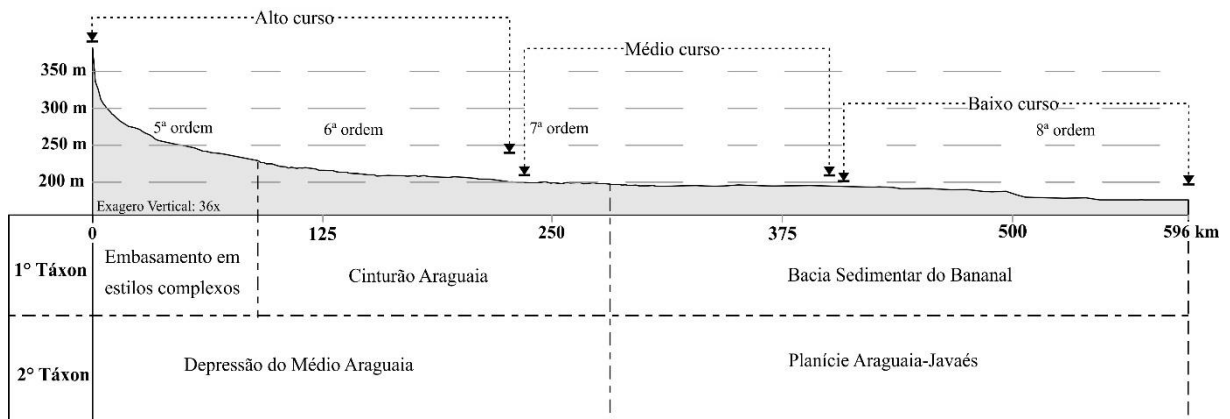


Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3.1. Perfis longitudinais, ajustes verticais e respostas fluviais

O rio Formoso percorre quase 600 km, tendo sua nascente do canal principal no sopé da borda leste da Serra Azul, no município de Novo Planalto – GO, onde apresenta uma altitude de 382 m, e sua foz está situada na confluência com rio Javaés, no município de Lagoa da Confusão, onde a altitude é de 180 m (Figura 44).

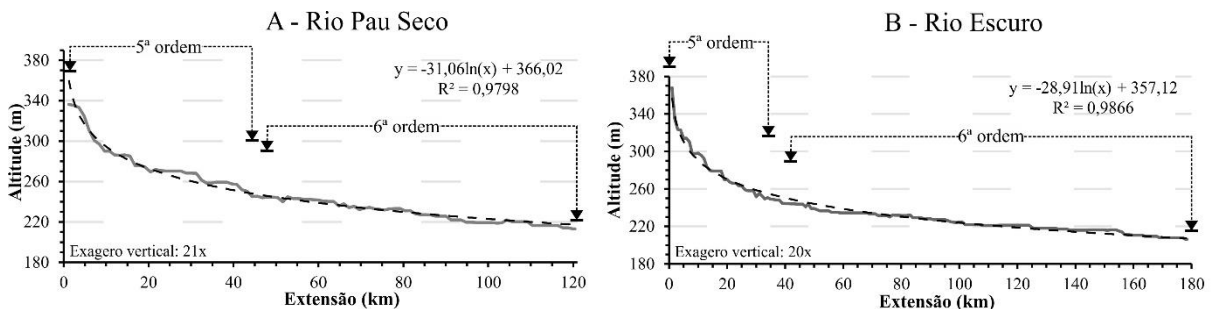
Figura 44 – Perfil longitudinal do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

No alto curso, dois eixos agregam o fluxo superficial do rio, sendo eles o rio Pau Seco, na porção leste, e o rio Escuro no lado Oeste (Figura 45). O rio Pau Seco é o canal que constitui o primeiro segmento do canal principal, conforme a hierarquia aqui proposta (Figura 43). O canal perde em desnível, 132 m dos 200 m de gradiente total, com declividade suave e algumas ondulações no perfil longitudinal.

Figura 45 – Perfis longitudinais dos principais eixos de escoamento do alto curso do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

Pode-se observar que a mudança de ordem no alto curso está relacionada às mudanças nos estratos geológicos. O rio Pau Seco, sub-bacia de 5ª ordem, muda de ambiente litológico ao confluir com o córrego Larga, que também drena terrenos cristalinos. Tal junção estabelece um canal de 6ª ordem mais entalhado no embasamento. Ao longo de 45 km, o rio se estabelece

em um ambiente controlado por litologias cristalinas do Complexo Porangatu, com algumas cotas superiores a linha de melhor ajuste.

No lado esquerdo do canal principal do rio Formoso no alto curso, os canais são reunidos no rio Escuro, que é de 6ª ordem, e que nasce na borda oeste da Serra Azul, alimentado principalmente pelas sub-bacias Do Meio e Piaus. Os dados de cartas topográficas de 1:100.000 e 1:250.000 do DSG e o estudo da Seplan (TO) (TOCANTINS, 2007) indicam que o rio Escuro é o canal principal do rio Formoso, que recebe os demais sistemas fluviais. Como já apontado neste trabalho, a base cartográfica elaborada permitiu definir a situação inversa aos dados oficiais. O rio Pau Seco no km 120 e cota 183 m (Figura 45A) estabelece uma captação central de 7ª ordem definida neste estudo como o rio Formoso, que drena todo o fluxo da porção leste do alto curso rumo ao nível de base regional (Figura 43).

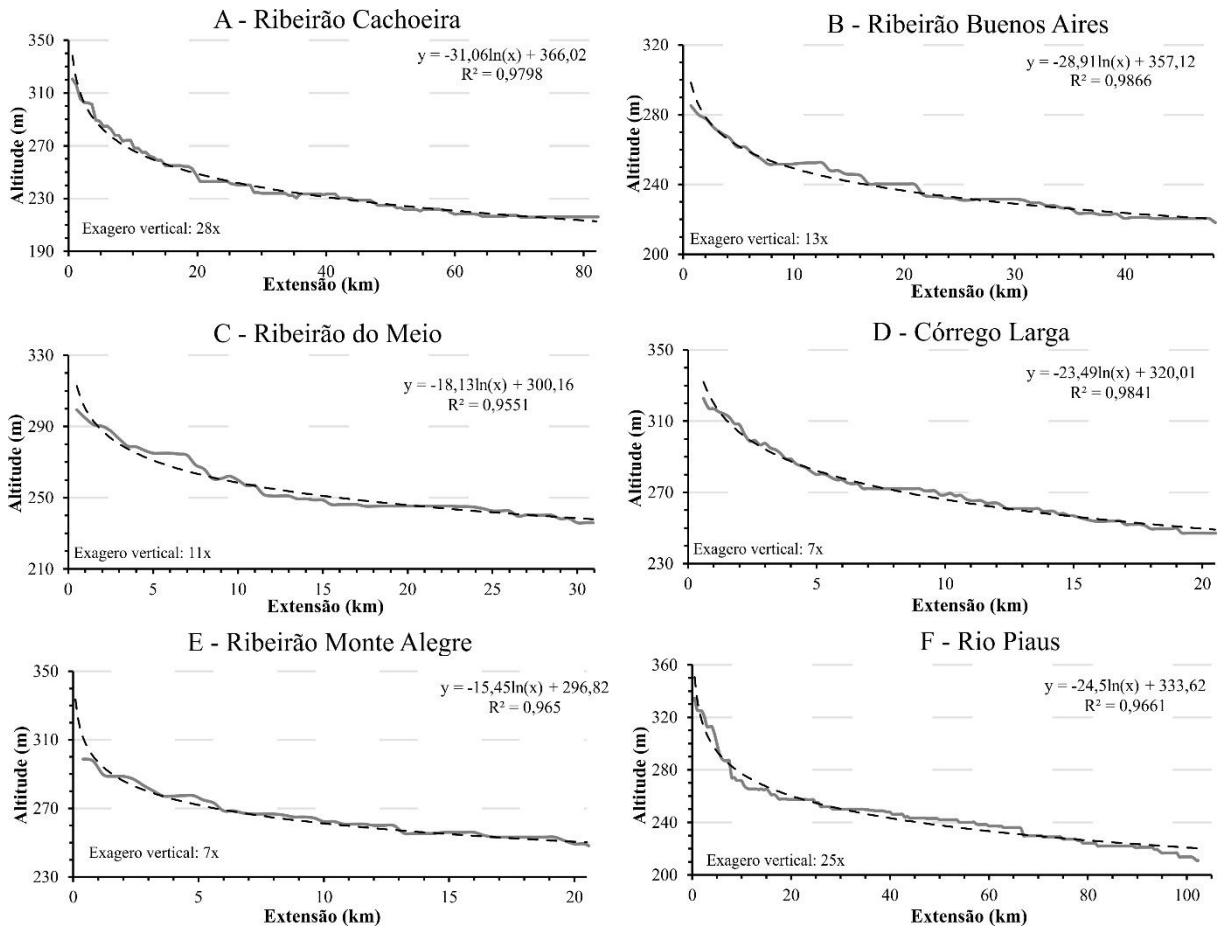
Na figura 46 é apresentado os perfis longitudinais dos principais sistemas fluviais de 5ª ordem, que compõem a zona de contribuição do sistema maior de distribuição (Rio Formoso), sendo os ribeirões Cachoeira, Buenos Aires, Do Meio, Monte Alegre, córrego Larga e rio Piaus. Estes canais conservam, de forma geral, perfis longitudinais sem modificações bruscas na topografia, apesar de apresentarem como predomínio os processos erosivos. Notam-se porções de área nos perfis que estão acima da linha melhor ajuste, compreendidas como um ajuste positivo das áreas de cabeceiras, e pontos negativos abaixo da linha nas cotas mais baixas.

Como observado na figura 46, os sistemas fluviais Do Meio, Monte Alegre e Buenos Aires apresentam perfil longitudinal com alguns trechos que indicam quebras mais bruscas no gradiente fluvial, situados na Depressão do Médio Araguaia, indicando mudanças nas condições de declividade, provavelmente impostas pelas condições litológicas. Estas rugosidades topográficas marcam a transição das porções altas e média dos canais para o nível de base que já é controlado pelas deposições sedimentares (Planícies fluviais I-2). Esta irregularidade topográfica também pode estar relacionada a sistemas de falhas transcorrentes do Transbrasiliano e intrusões graníticas que possuem maior resistência aos processos erosivos.

Na posição contrária ao fluxo do Rio Pau Seco, locado no eixo S-N, está estabelecido o córrego Cachoeira (46A), que vem de sul para norte com uma rede de drenagem bem desenvolvida nos patamares interfluviais no contato entre rochas paleoproterozóicas (Gnaisses) e neoproterozóicas (xistos da Formação Xambioá), com poucas áreas acentuadas no perfil longitudinal. Ao adentrar a superfície de aplainamento da Depressão de Sandolândia, o ribeirão de 5ª se estabelece em uma zona controlada por falhas transcorrentes, que orientam o canal

principal para SW-NE, fazendo-o encontrar o ribeirão Buenos Aires na cota 213 m, alinhado em SE-NW.

Figura 46 – Perfis longitudinais das principais sub-bacias do alto curso (5ª ordem).



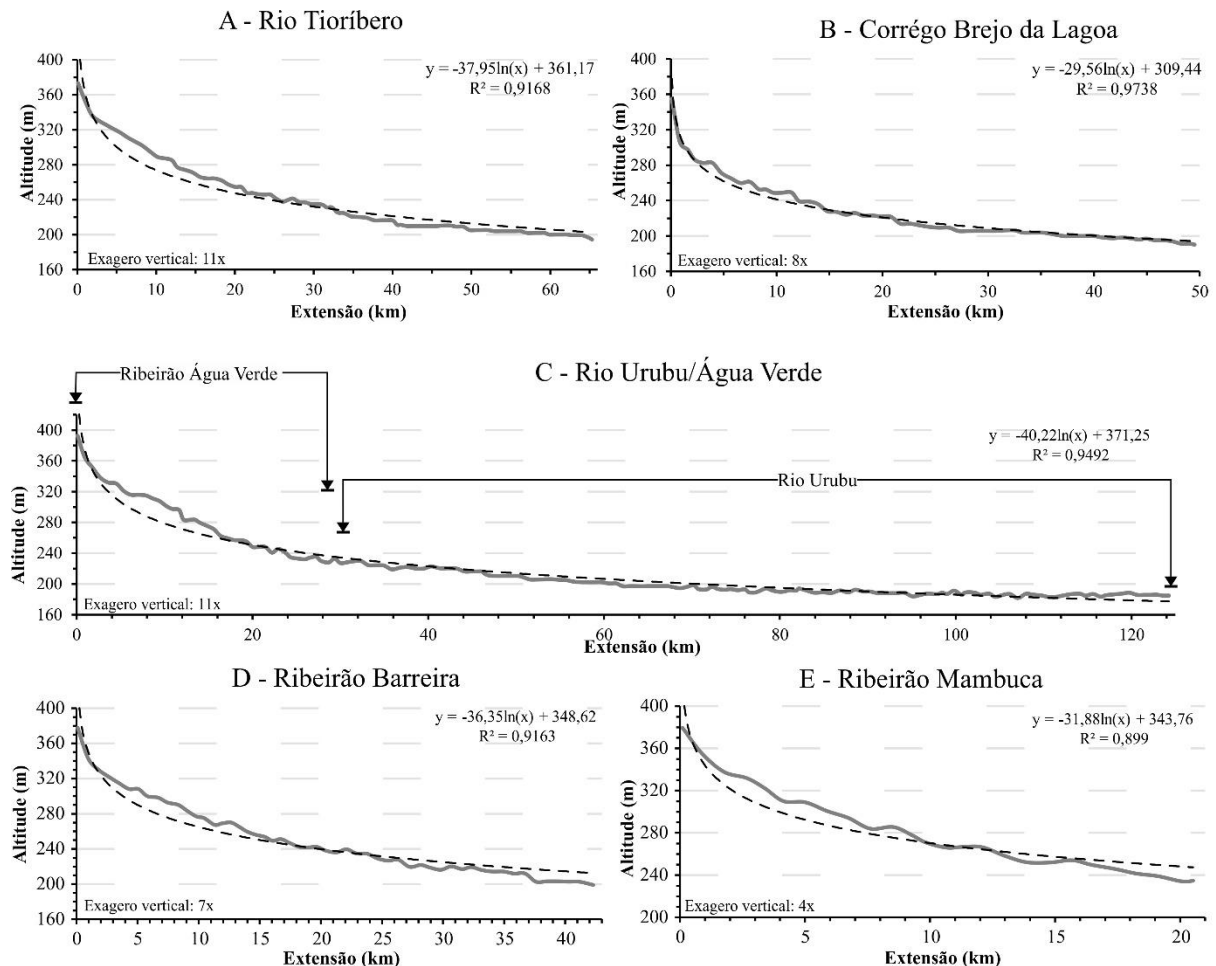
Fonte: elaborado pelo autor.

Depois de percorrer 211 km, o rio Formoso está confinado na Bacia Sedimentar do Bananal (médio curso), onde seu lado esquerdo da bacia é predominantemente estabelecido na cota de 200 m. Até chegar a cota 195 m, o rio percorre 182 km com desnível de 15 m e declividade com menos de 1%. Os sistemas Gameleira, Angico, Barreiro Xavante e Preto, drenam os interflúvios e superfícies de aplainamento da Depressão do Araguaia, e também possuem perfis bastantes suaves. OA linha de melhor ajuste destes canais está acima do perfil, o que indica um forte controle da deposição (220 m), que é mais ativa que os processos erosivos das porções superiores (GUEDES *et al.*, 2006).

As sub-bacias rio Formoso 3 e 4 apresentam taxas de declividade similares com fluxo lento sobre a planície Formoso-Javaés, onde a variação de desnível do rio mensurada foi de 10 m. Na porção oeste do baixo curso, As cabeceiras dos rios Tioríbero e dos ribeirões Água Verde, Mambuca e Barreira, apresentam grande parte de seus perfis acima da linha de melhor

ajuste, e a situação inversa de área abaixo da linha na zona de foz, com exceção do brejo da Lagoa. Como observa Guedes *et al.* (2006), estas configurações podem indicar que os sistemas fluviais possuem maior capacidade erosiva e menor acúmulo sedimentar à jusante, caracterizando relevo mais jovens que demais setores observados na bacia do rio Formoso.

Figura 47 – Perfis longitudinais dos principais sistemas fluviais do baixo curso da área de estudo.



Fonte: elaborado pelo autor.

Apesar desta diferenciação observada nos ajustamentos de alguns sistemas, não foram identificados nos cursos fluviais avaliados neste setor, mudanças verticais bruscas no perfil longitudinal. O que é nítido na investigação de campo na bacia e nas imagens de satélites, é que, como reflexo da baixa declividade, os canais fluviais dispostos neste setor como os rios Dueré, Urubu, Lago Verde e Formoso apresentam forte migração lateral, com um prolongamento dos percursos com longos trechos nos perfis em uma mesma cota.

No rio Formoso foram identificados trecho que chegam a ter mais de 10 km fora da direção média do canal (SE-NW), onde praticamente não ocorre o decaimento do gradiente. Os rios Urubu e Dueré, ambos de 6ª ordem, agregam fluxo advindo da porção leste da bacia, de ambientes metamórficos e metassedimentares de predomínio Neoproterozóico. Ao receber

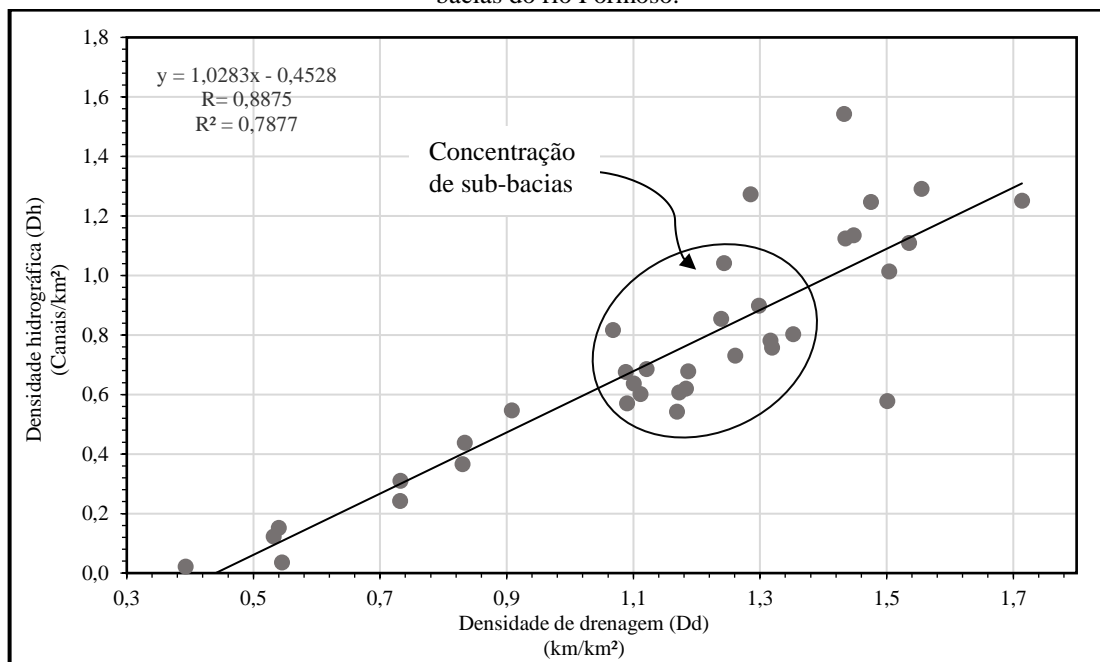
estes sistemas, o rio Formoso se consolida como um canal de 8ª ordem, com apenas seu fluxo principal, desenvolvendo-se na cota de 180 m durante 68 km, até encontrar-se com seu nível de base, o rio Javaés nas mediações da Ilha do Bananal.

4.3.2. Densidades hidrográfica e de drenagem

De acordo com limiares propostos por Beltrame (1994) e Dos Santos *et al.*, (2012), a bacia do rio Formoso possui mediana densidade de drenagem, tendo 0,95 km de canal por km², e uma densidade hidrográfica considerada baixa, sendo 0,5 canais por km². Estes dados vão de encontro às análises morfométricas realizadas em sub-bacias do rio Formoso e áreas adjacentes (SILVA, 2012; SANTOS, 2013 e NERES, 2015), corroborando a concepção de que os rios da região possuem fortes características de intermitência associada a uma alta permeabilidade dos terrenos, refletindo em sistemas hidrográficos com dificuldade de renovação fluvial.

A figura 48 apresenta uma tentativa de correlação da densidade de drenagem e com a densidade hidrográfica das sub-bacias, visando o significado geomorfológico de cada índice.

Figura 48 – Correlação entre os dados de densidade de drenagem e densidade hidrográfica das sub-bacias do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

A tabela 4 apresenta os valores de área, perímetro, comprimento e quantidade dos canais por setor e sub-bacia. A partir destes dados, foram calculadas a densidade de drenagem (Dd) e a densidade hidrográfica (ou densidade de rios).

Tabela 4 – Síntese de dados relacionados a Densidade de drenagem (Dd) e Densidade hidrográfica (Dh) do rio Formoso.

Setores	Sub-bacias	Área (km ²)	Perímetro (km)	Comp. dos canais (km)	Dd	Dh	Quantidade de canais
ALTO CURSO	Córrego Larga	96	46	164	1,7	1,3	120
	Córrego Vargem Grande	230	81	303	1,3	0,8	180
	Ribeirão Buenos Aires	529	114	625	1,2	0,6	328
	Ribeirão Cachoeira	910	162	992	1,1	0,6	520
	Ribeirão Do Meio	226	73	249	1,1	0,6	144
	Ribeirão Monte Alegre	224	75	337	1,5	1,0	227
	Ribeirão Piraruca	357	92	483	1,4	0,8	287
	Ribeirão Tranqueira	331	92	418	1,3	0,7	242
	Rio Escuro 1	619	147	726	1,2	0,6	376
	Rio Escuro 2	1.234	270	1.628	1,3	0,8	936
	Rio Formoso 1	948	223	1.423	1,5	0,6	548
	Rio Pau Seco 1	384	111	589	1,5	1,1	426
	Rio Pau Seco 2	678	149	792	1,2	0,5	368
	Rio Piaus	1.085	188	1.287	1,2	0,7	736
MÉDIO CURSO	Córrego Barreiro	502	117	416	0,8	0,4	184
	Córrego do Angico	308	81	381	1,2	0,9	263
	Córrego Gameleira	587	137	652	1,1	0,6	353
	Rio Formoso 2	2.994	315	1.592	0,5	0,12	368
	Rio Preto	611	133	685	1,1	0,7	419
	Rio Xavante	1.034	224	756	0,7	0,2	251
BAIXO CURSO	Córrego Brejo da Lagoa	438	123	365	0,8	0,4	192
	Córrego Fundo	403	100	626	1,6	1,3	520
	Córrego Mambuca	76	44	110	1,4	1,5	118
	Ribeirão Água Verde	247	98	307	1,2	1,0	257
	Ribeirão Barreira	211	90	272	1,3	1,3	269
	Ribeirão Berimbau	103	54	148	1,4	1,1	116
	Ribeirão Canastra	225	78	245	1,1	0,7	152
	Ribeirão Extrema	325	88	470	1,4	1,1	369
	Ribeirão Grota da Mata	216	72	280	1,3	0,9	194
	Ribeirão Três Lagoas	186	95	274	1,5	1,2	232
	Rio Dueré	1.471	302	1.077	0,7	0,3	457
	Rio Formoso 3	1.314	242	717	0,5	0,04	48
	Rio Formoso 4	221	87	87	0,4	0,02	5
	Rio Lago Verde	604	127	326	0,5	0,2	92
	Rio Tioríbero	684	153	731	1,1	0,8	559
Rio Urubu	984	262	893	0,9	0,5	538	
	Total	21.593	4.845	21.426	-----	-----	11.394

Fonte: elaborado pelo autor.

As marcações em amarelo na tabela abaixo indicam os maiores valores dos índices aplicados. É possível identificar na tabela 4 que, entre as sub-bacias estudadas, apenas a do Rio Formoso 4 apresentou baixa densidade de drenagem (0,4 km/km²), as demais se encaixam na faixa mediana (0,5-2,0 km/km²).

A partir da observação dos gráficos de dispersão, os coeficientes apontam que existe uma correlação positiva entre as variáveis, tendo uma forte aproximação dos valores com a

linha de tendência, onde o coeficiente de correlação entre as variáveis de densidade das sub-bacias foi de $R = 0,8875$, mostrando que os dados possuem uma forte correlação direta de progressão e dependência. Valor do coeficiente de determinação encontrado foi de $R^2 = 0,7877$, apontando que existe um bom ajustamento entre as variáveis avaliadas.

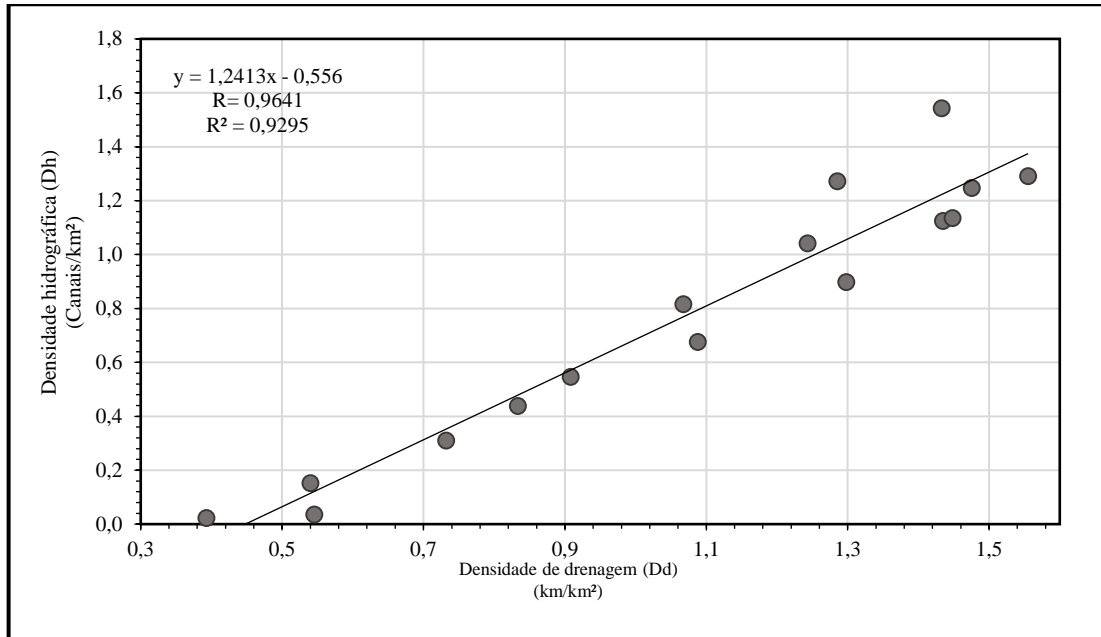
A partir do coeficiente de determinação, nota-se que 22 % das sub-bacias avaliadas fogem da tendência, e que não podem ser explicadas apenas em função da quantidade de canais e capacidade de renovação, outras variáveis ou fatores podem influenciar na dinâmica destas sub-bacias. Destacam-se o córrego Mambuca e o ribeirão Barreira, situados na porção leste da área de estudo (Figura 35). Como apontado nas figuras 47D e 47E, estes sistemas também apresentam perfis longitudinais que fogem do padrão quando comparado às demais sub-bacias do baixo curso. Possuem formas alongadas que cortam rochas da Formação Morro do Campo, rica em quartzo, e a Formação Xambioá, predominante composta por xistos.

Sobre o significado geomorfológico dos índices aplicados, considera-se que existe uma correlação entre os dados, mas não necessariamente uma relação de causalidade. Uma área que apresenta alta densidade de drenagem, não significa que irá apresentar uma alta frequência de canais, ou que uma maior quantidade de canais no sistema irá beneficiá-la com maior escoamento superficial.

Para fins comparativos, elaboraram-se outros gráficos, simulando o efeito da ausência dos valores que estão muito distantes da linha de tendência (*outliers*), e que eventualmente influenciam o resultado. De tal forma, ignorando os dados dos sistemas Rio Formoso 1 e Córrego Mambuca, o valor de R foi elevado para 0,9368, confirmando a ideia de influência e alta correlação positiva entre as variáveis morfométricas das sub-bacias.

Os dados das sub-bacias no baixo curso apresentaram alta correlação entre as variáveis, com $R = 0,9641$ e $R^2 = 0,9295$, o que aponta uma equivalência entre a distribuição média da rede drenagem e quantidade de canais por km^2 (Figura 49). Os valores da densidade hidrográfica no setor partiram de 0,02 até 1,5 canais por km^2 . Os sistemas ribeirão Barreira (1,3 canais/ km^2), córrego Fundo, (1,3 canais/ km^2), e o córrego Mambuca (1,5 canais/ km^2) apresentaram os maiores valores de densidade hidrográfica do setor.

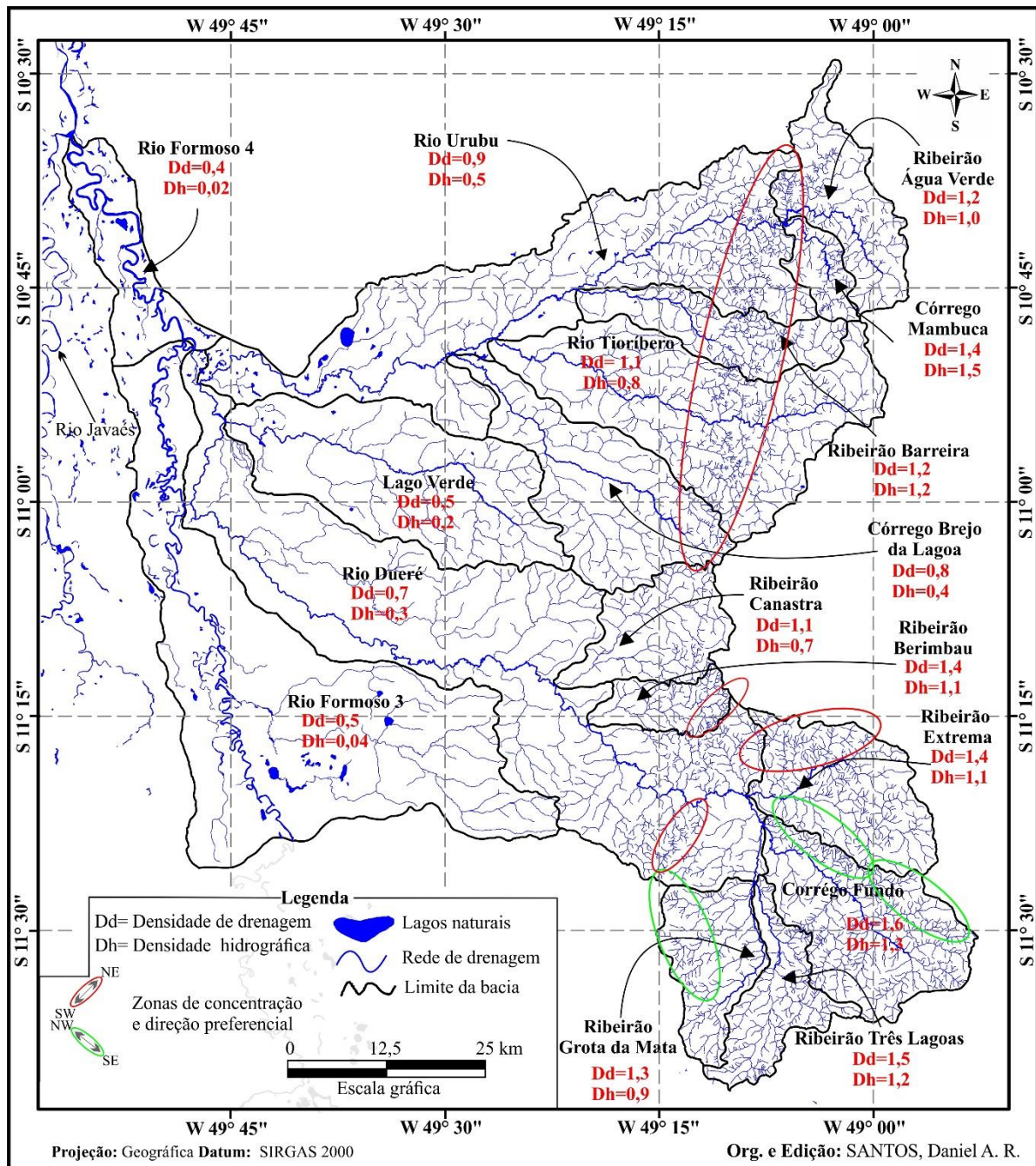
Figura 49 – Dados selecionados de densidade de drenagem e densidade hidrográfica das sub-bacias do baixo curso do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

Os sistemas estabelecidos na Planície Formoso-Javaés possuem extensas áreas, como o Rio Formoso 3 (1.314 km²) e Rio Formoso 4 (221 km²), onde se identificaram pouquíssimos canais (Figura 50). Nestas porções também foram localizadas diversas feições relacionadas a paleocanais, e cinturão de meandros, com padrão pelítico indicando predomínio de um padrão de drenagem dendrítico festonado (LIMA, 2002). Os recursos hídricos superficiais estão posicionados nos maiores eixos de escoamento (sub-bacias citadas) e nas lagoas formadas ao longo do rio Formoso, algumas relacionadas a avulsão dos rios e outras com morfogênese ainda desconhecida.

Figura 50 – Índices de densidade de drenagem e densidade hidrográfica do baixo curso do rio Formoso.



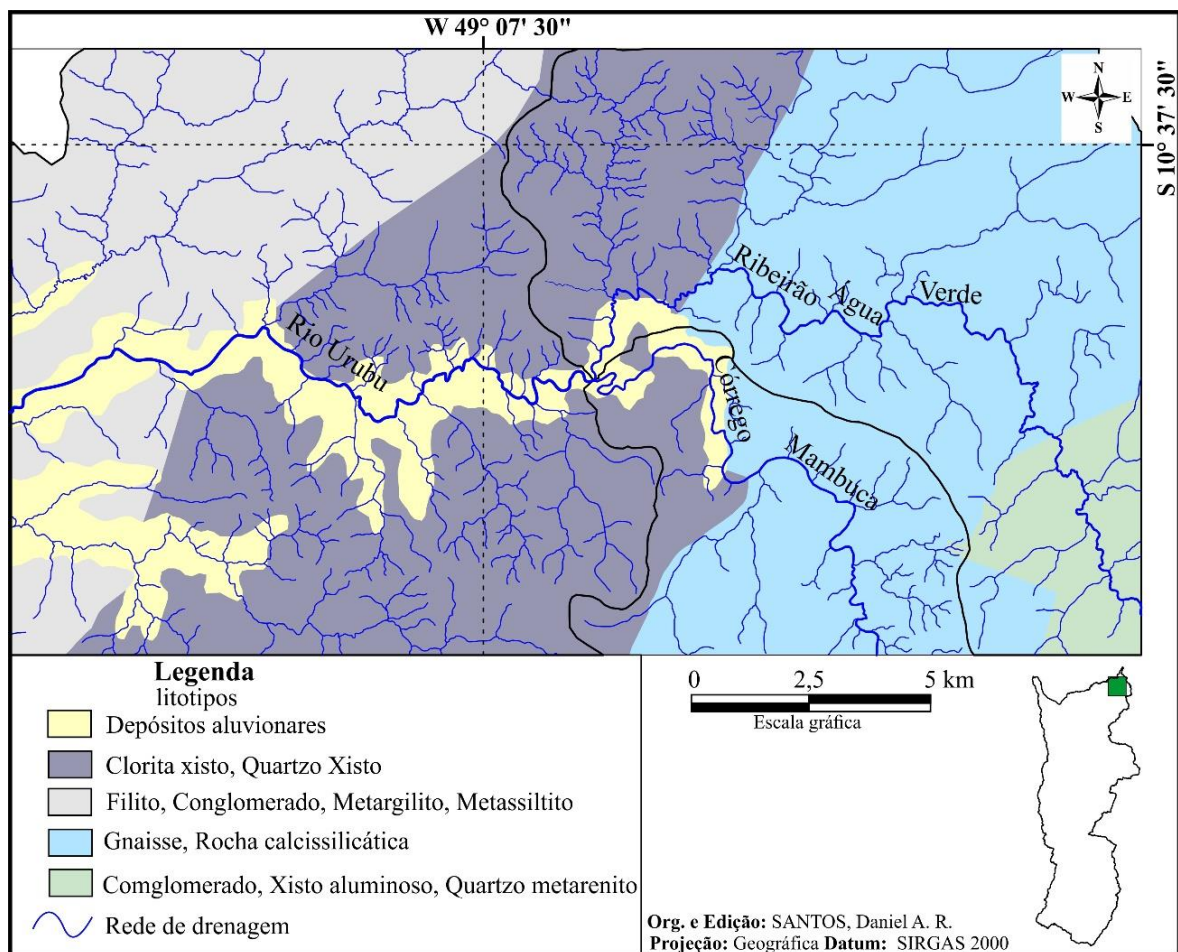
Fonte: elaborado pelo autor.

Nota-se uma grande zona em destaque no mapa da figura 50, onde a frequência de canais é maior, situada na Depressão Dueré-Urubu. Quando sobreposta ao mapa geológico, nota-se que a referida área corresponde quase integralmente à Formação Xambioá, que se estende desde do alto curso da bacia, aflorando nos vales do rio Piaus (alto curso), nos vales aplainados da depressão do médio curso, e no baixo curso em altitudes médias marcadas por um relevo ondulado, sendo cortada pelos rios que vão em direção à Planície Formoso-Javaés.

Os dados apontam ainda que a maior sub-bacia do baixo curso é a do rio Dueré, com 1.471 km² e com 1.077 km de extensão de canais. Este sistema de 6^a ordem apresentou densidade de drenagem de 0,7 km/km² e a densidade hidrográfica média de 0,3 canais/km² (Figura 50). Assim como nos sistemas Formoso 3 e 4, a alta sinuosidade é marcante nesta sub-bacia, não só na planície fluvial, mas também sobre terrenos mais antigos, onde foram observados, em imagens de satélite, meandros encaixados, próximo a cidade de Dueré.

Uma zona delimitada na porção leste do baixo curso alinha no sentido SW-NE (Figura 50) se sobressai, apontando uma concentração de canais que acompanha a Formação Xambioá, composta por clorita xisto e Quartzo xisto. Na figura 51 é possível observar a parte norte desta zona. A relação entre densidade de drenagem e os dados de sombreamento do relevo indica que esta zona é composta por superfícies onduladas na transição entre Patamares Interfluviais e a Depressão do Médio Araguaia.

Figura 51 – Litotipos e rede de drenagem de uma porção do baixo curso do rio Formoso.

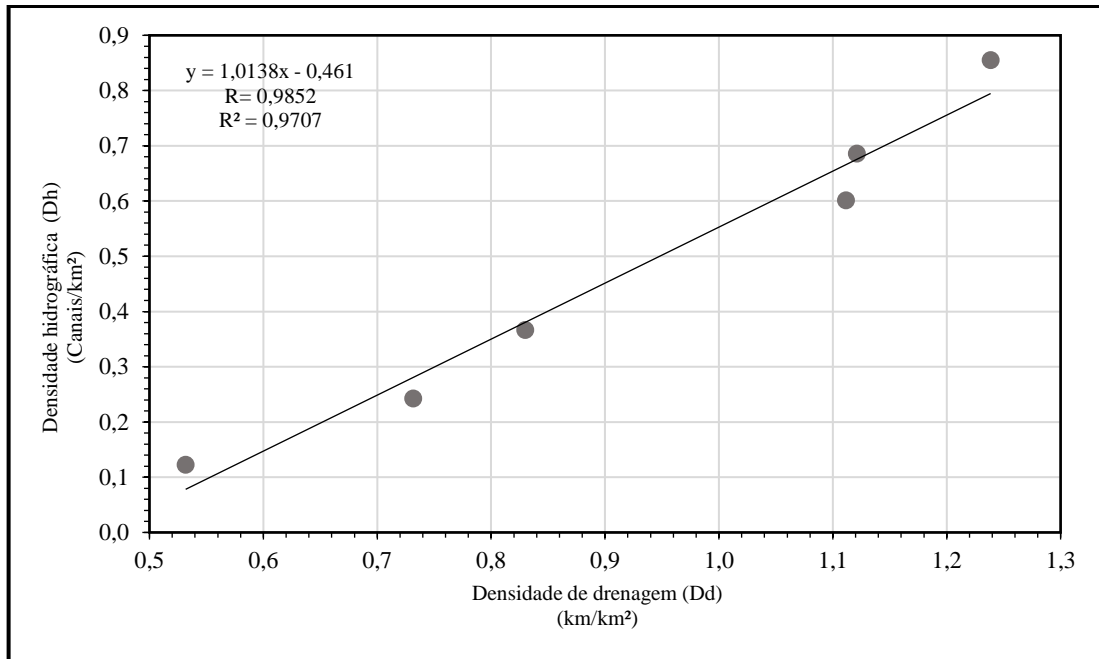


Fonte: elaborado pelo autor.

No médio curso as variáveis de densidade apresentaram uma alta correlação, onde R foi igual a 0,9852 (Figura 52). Ressalta-se que os valores muito próximos de densidade

hidrográfica das sub-bacias indicam que o setor possui poucos canais fluviais, apesar de se identificar zonas nas cabeceiras com menor distancia interfluvial (Figura 52). Vale pontuar que este setor possui menor quantidade de sistemas e menor diversidade entre as unidades morfológicas, sendo predominante superfícies de aplainamento da Depressão de Formoso, sobre litologias metassedimentares como os filitos.

Figura 52 – Correlação entre densidade de drenagem e densidade hidrográfica das bacias do médio curso do rio Formoso.



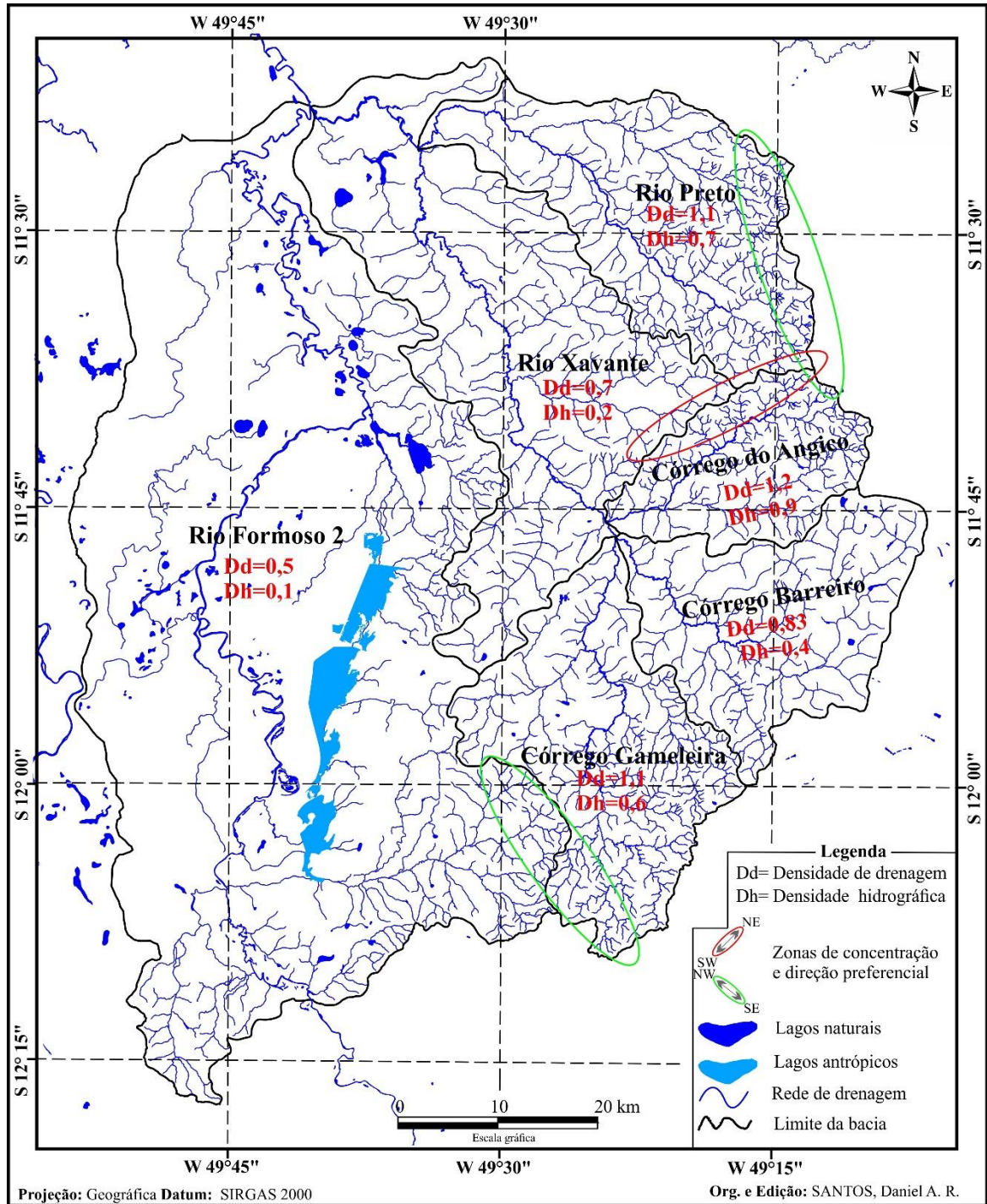
Fonte: elaborado pelo autor.

Conforme as figuras 52 e 53, a densidade de drenagem encontrada nas sub-bacias foi considerada mediana, com valores entre 0,5 e 1,3 km/km². Acredita-se que este resultado é condicionado principalmente pelos aspectos topográficos e litológicos. Os dados indicam relevos predominantemente de planície na porção oeste do médio curso, e permitem inferir que características peculiares de permeabilidade da Formação Araguaia e das coberturas aluvionares favorecem a alta taxa infiltração, em detrimento da formação de canais fluviais. Estas condições passíveis de serem observadas no sistema Rio Formoso 2, que possui baixos valores densidade hidrográfica, com menos de 1 canal/km². Sua rede drenagem está estabelecida na planície, e se configura por forte desorientação e quase inexistência de canais, salvo o canal principal e alguns paleocanais reativados sazonalmente.

É interessante pontuar que Santos (2013) e Neres (2014), ao estudarem as bacias hidrográficas em terrenos quaternários da Bacia Sedimentar do Bananal, observam a situação geomorfológica de favorecimento da variável de infiltração em detrimento do escoamento

superficial pelas características dos pacotes sedimentares. Notaram ainda que os modelados de planos de inundação favorecem a percolação do fluxo em virtude da baixa declividade e alta porosidade do material depositado.

Figura 53 – Índices de Densidade de Drenagem e Densidade Hidrográfica do médio curso do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

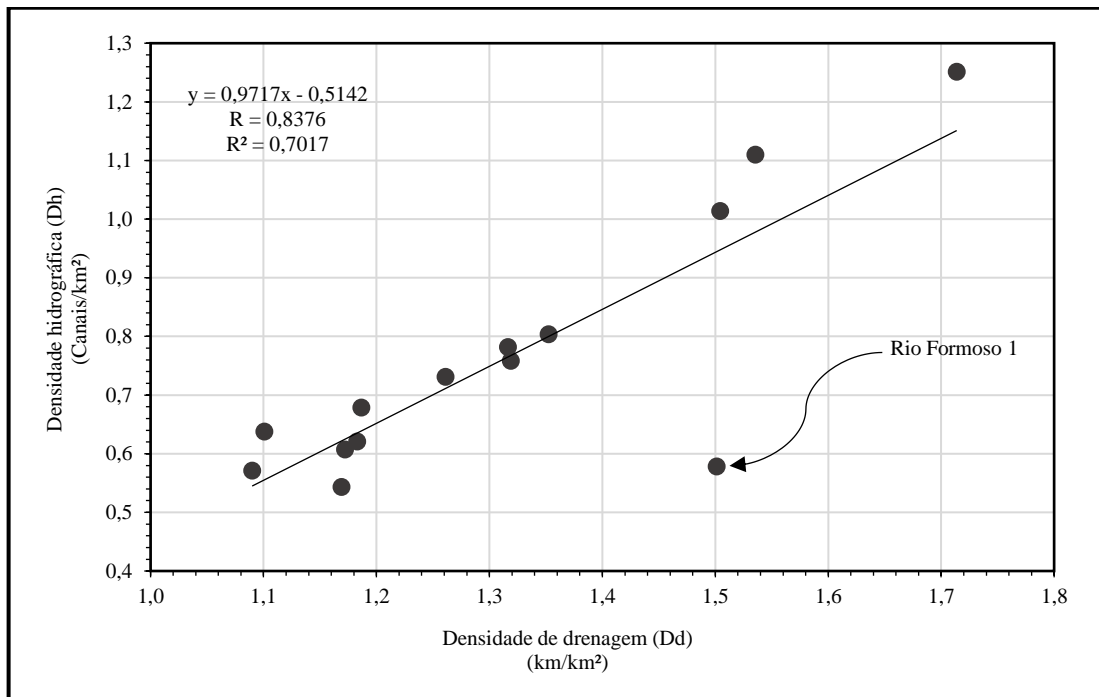
Conforme a figura 53, nota-se um contraste do traço hidrográfico com maior quantidade de canais na porção leste do setor, e várias áreas sem uma rede fluvial na porção oeste do médio curso. As sub-bacias Córrego do Angico, Córrego Barreiro e Rio Preto dispõe de zonas de

concentração da rede de drenagem com maior número de nascentes, destacadas com orientação SE-NW e L-O, estabelecidas nos patamares interfluviais.

No alto curso da bacia, os sistemas apresentaram mediana densidade de drenagem, de 0,5 a 1,7 km/km² (Figuras 40 e 41). Observa-se que a média de densidade encontrada neste setor foi de 1,3 km/km², superando o valor apontado para toda a área de estudo. Sabe-se que os rios deste setor estão estabelecidos em terrenos predominantemente cristalinos e metassedimentares, com relevo suavemente ondulado a ondulado. Acredita-se que a relação infiltração-escoamento possa estar em equilíbrio, por apresentar em maior expressão de área solos maduros (Latosolos Vermelhos-Amarelos), compartimentados por superfícies aplainadas, com dimensões interfluviais medianas da Depressão de Sandolândia.

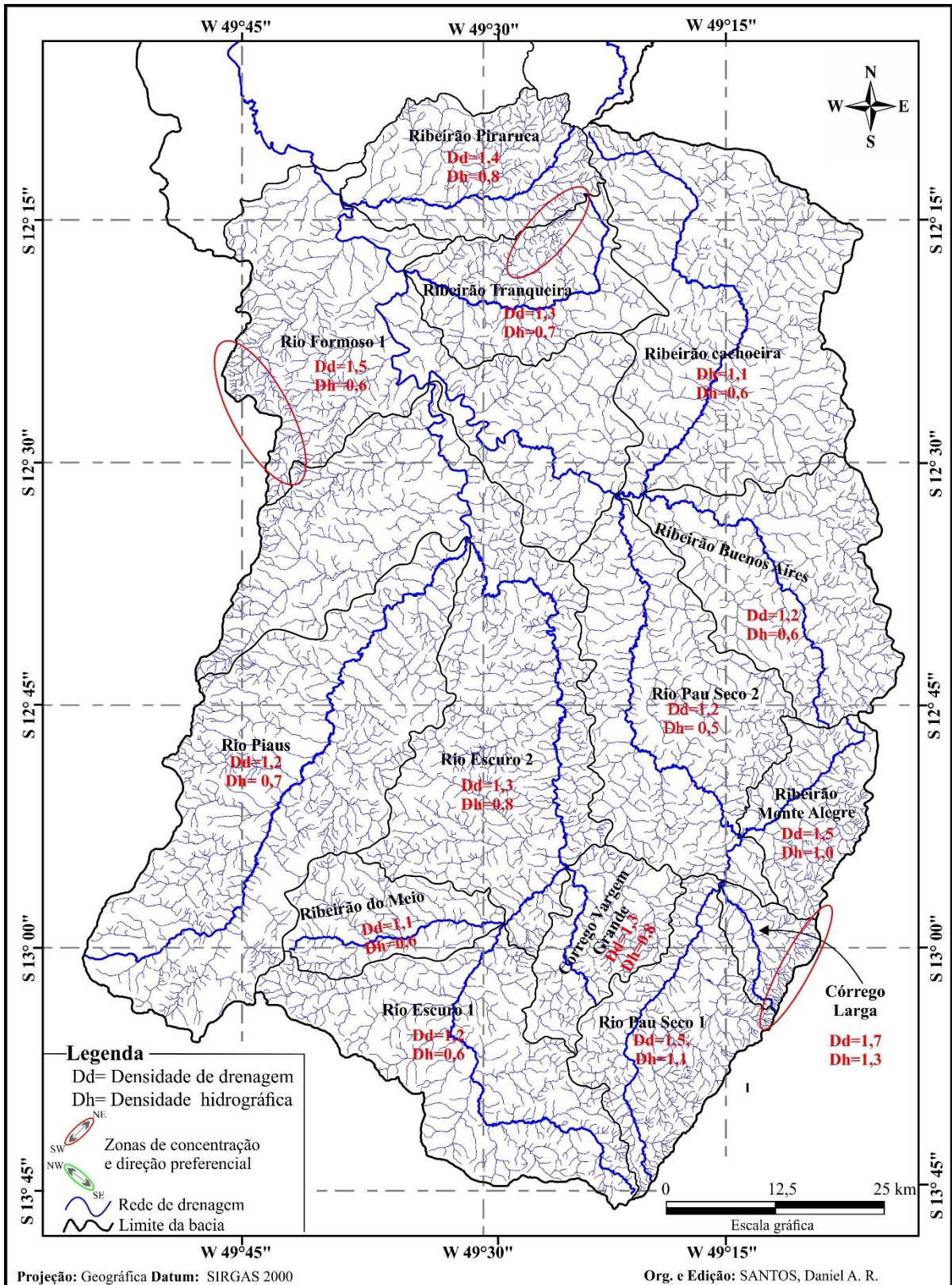
A correlação das densidades hidrográfica e de drenagem das sub-bacias do alto curso apontou um valor de R igual a 0,8376 e R² igual a 0,7017, sendo que as sub-bacias apresentam a mesma configuração de concentração encontrada no gráfico de dispersão de todos sistemas avaliados (Figuras 48). Apesar desta boa correlação entre os índices, a densidade hidrográfica das sub-bacias foi baixa, o que pode indicar pouca riqueza de canais, e possível dificuldade de renovação da rede de drenagem (Figuras 54 e 55).

Figura 54 – Correlação das densidades de drenagem e hidrográfica das bacias do alto curso do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 55 – Distribuição da densidade de drenagem e densidade hidrográfica do alto curso do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

Como nos demais setores, foi calculado o coeficiente de correlação de Pearson, novamente desconsiderando o valor em destaque que se estabelece muito distante da curva de melhor ajuste. Assim, o valor de R encontrado foi de 0,9779. Os dados apontam que a sub-bacia Rio Formoso 1, que é de 7ª ordem, situa-se muito distante da linha de melhor ajuste, como é destacado na figura 54, com mediana densidade de drenagem (1,5 km/km²) e baixíssima densidade hidrográfica (0,6 canal/km²). Vale pontuar que este sistema está localizado na área de transição litológica e topográfica.

A jusante, o sistema muda o comportamento da rede de drenagem, passando a exibir uma concentração da hidrografia nas superfícies mais elevadas, constituídas pelas formações Xambioá e Couto Magalhães (Neoproterozóico), área destacada no mapa da figura 55. Ao confluir com os ribeirões de 5ª ordem Tranqueira e Piraruca, observa-se que a sub-bacia rio Formoso 1 reduz sequencialmente a frequência de canais e estabelece seu curso principal no nível de 200m na Formação Araguaia (Cenozóico).

Outro caso que foge do padrão dos demais sistemas é a sub-bacia do córrego Larga, com 1,7 km de canal por km², localizada a leste da Depressão de Sandolândia. Esta bacia, que é de 5ª ordem, está inserida em um contexto geológico dominado por rochas de pouca permeabilidade, situação que favorece a elevada quantidade de canais e alta densidade de drenagem (BELTRAME, 1994).

CAPÍTULO V

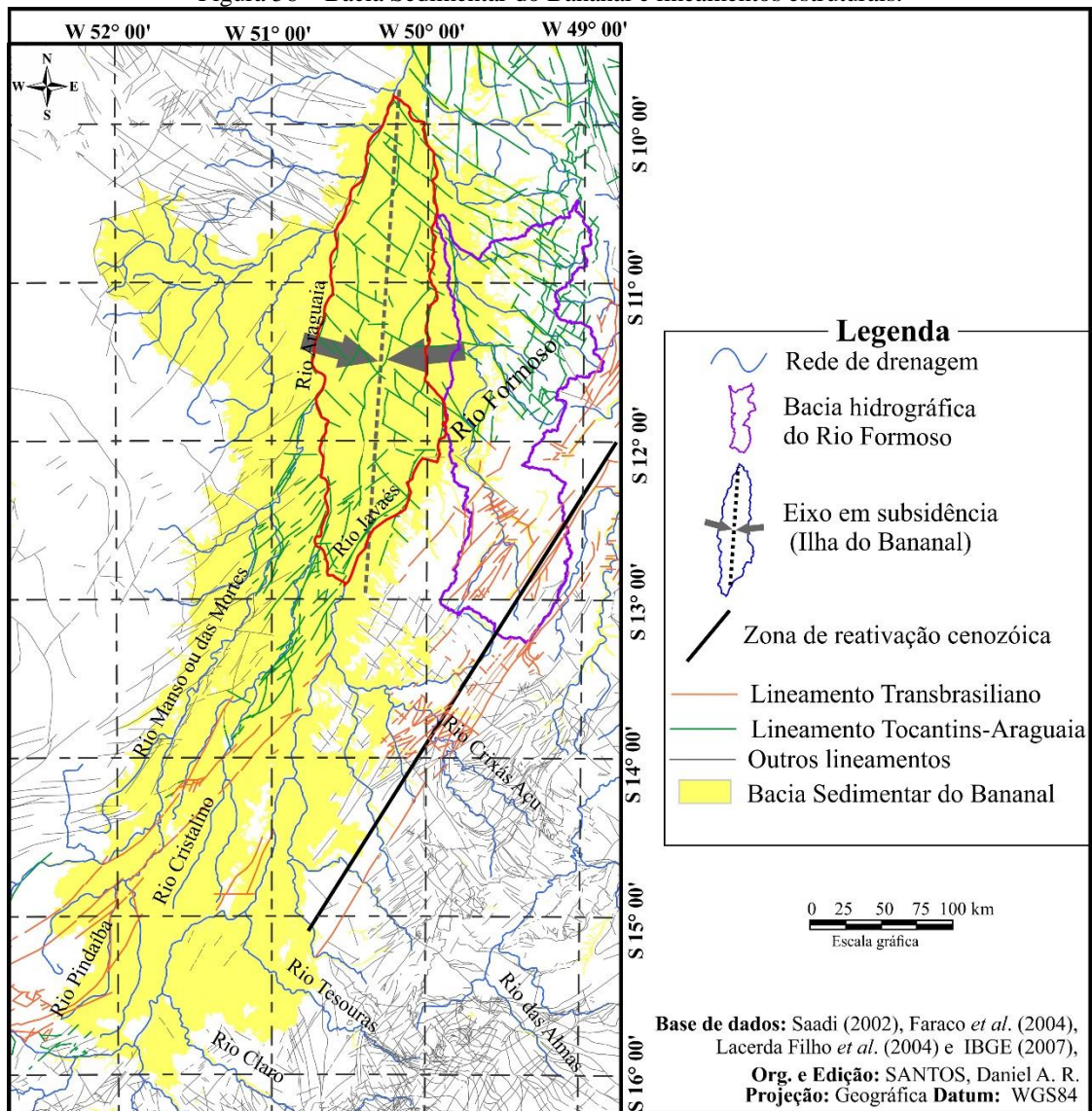
AVALIAÇÃO REGIONAL: MORFOTECTÔNICA DO RIO FORMOSO

A presente seção tem como objetivo a apresentação dos resultados da análise regional dos índices geomórficos e indicadores estruturais da bacia hidrográfica do rio Formoso.

5.1. Indicadores estruturais: quadro tectônico da área de estudo

Sobre os aspectos estruturais, os dados indicam que a área está estabelecida sobre estruturas de deformação e sedimentação de abrangência regional (Bacia Sedimentar do Bananal). O mais antigo conjunto estrutural é o Lineamento Transbrasiliano, outrora denominado “Descontinuidade Crustal dos Dois Brasis” (SAADI, 1993) (Figura 56). Essa megaestrutura transpassa a plataforma brasileira no eixo NE-SW nos estados do Ceará, Piauí, Tocantins, Goiás e Mato Grosso e norte do Pantanal e Paraguai (GORAYEB, 2011).

Figura 56 – Bacia Sedimentar do Bananal e lineamentos estruturais.



Fonte: elaborado pelo autor.

As expressões rúpteis localizadas na área demonstram relação espacial com a Faixa Móvel Araguaia. Alguns autores sugerem que a orogenia proterozóica estabeleceu cadeias montanhosas e extensos sistemas de falhas (BRASIL, 1981b, Hasui *et al.*, 2012). Santos *et al.* (2013) apontam que desde sua origem, o lineamento sofreu diversas fases de reativação, com um importante papel na estruturação e sedimentação da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Na área de estudo, como observou Carvalho (2011), este sistema de falhas condicionou o Graben de Água Bonita e, sequencialmente, o estabelecimento da Bacia Sedimentar Água Branca.

No contexto cenozóico, Saadi (1993) aponta a zona sismogênica Porangatu como área de reativação relacionada ao Lineamento Transbrasiliano (Figura 56). No sudoeste do Tocantins, esta zona de cisalhamento se estabelece no alto curso do rio Formoso, onde se identificou um sistema de falhas transcorrentes, que corta rochas das formações do Grupo Baixo Araguaia e os complexos graníticos Porangatu e Rio dos Mangues.

O Lineamento Tocantins-Araguaia é outro conjunto estrutural recorrente na área de estudo (Figura 56). Foi primeiramente definido pelo geólogo Wilhelm Kegel em 1965, que observou que o mesmo acompanha, em parte, a orientação da Faixa Araguaia (S-N), e também conjuntos de falhas alinhadas no *trend* SE-NW, no contato entre o setor setentrional da Província Tocantins e o Cráton Amazônico (CHAMANI, 2011). Na figura 56, observa-se que este lineamento aparece na Bacia Sedimentar do Bananal, com a maior parte de suas estruturas orientadas perpendicularmente ao Lineamento Transbrasiliano.

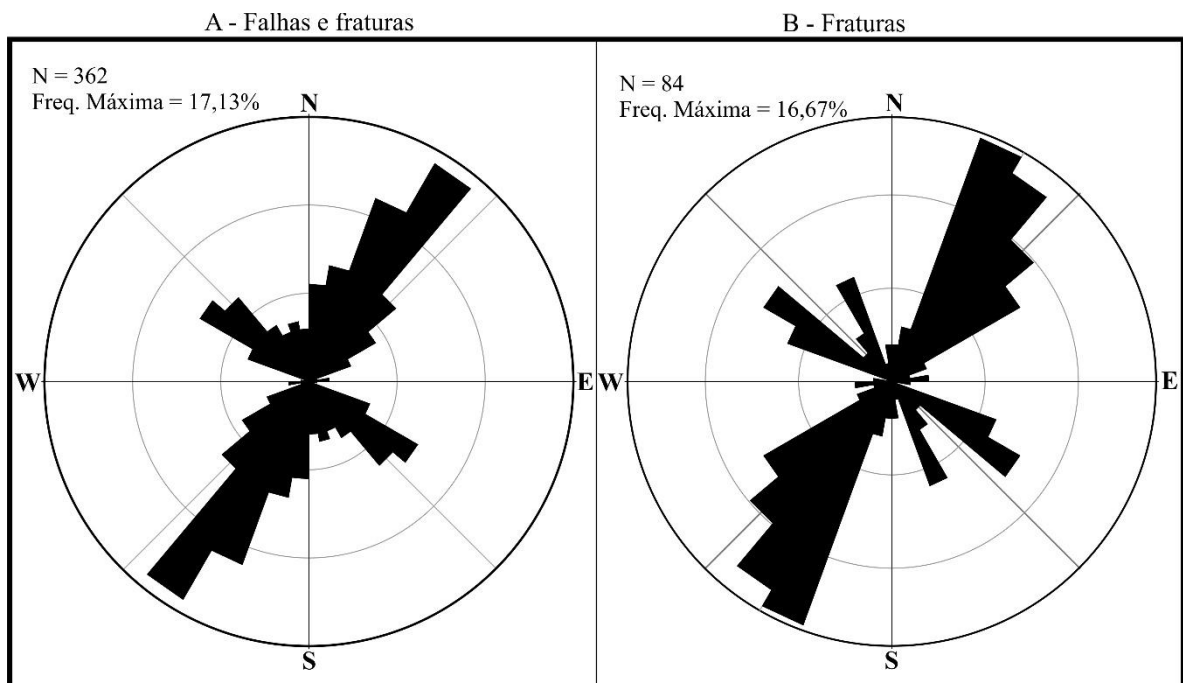
Por se tratar de um extenso conjunto (vertical e horizontal) constituído de coberturas quaternárias, a bacia sedimentar expõe influências das estruturas rúpteis no arranjo da rede de drenagem regional, como a adaptação de muitos rios às linhas de falhas, ou ainda o abandono de canais e reativação de paleodrenagens (BEMERGUY; COSTA, 1991; COSTA; BORGES, 1996; COSTA *et al.*, 1996). Neste compartimento destaca-se a Ilha do Bananal, onde Hasui (1990) e Saadi (1993) assinalam que a região de planície está submetida a processos de subsidência, possivelmente relacionada às reativações quaternárias (Figura 56).

5.1.1. Lineamentos estruturais: regime tectônico e eixos de direção

Os dados apontaram quatro direções preferenciais de falhas e fraturas com idades distintas na área de estudo, sendo SW-NE, S-N, SE-NW, em menor expressão, um grupo de falhas em E-W. Na figura 57A, pode-se observar uma concentração das falhas e fraturas entre NE30° e 40° (16, 98%). Especificamente, as fraturas (Figura 57B) apresentam uma maior concentração entre N20°E e N30°E (16,87%).

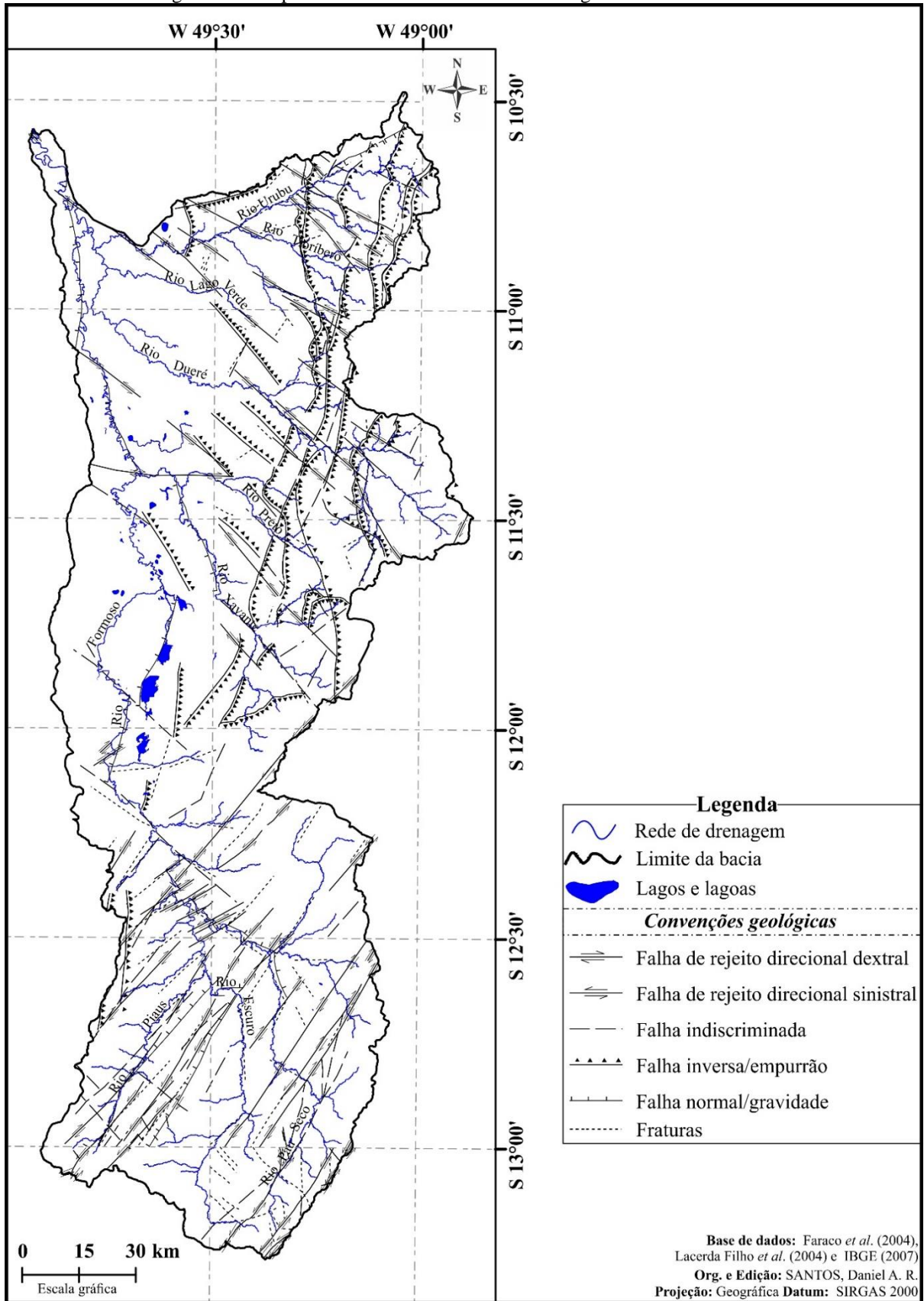
Os dados utilizados ainda permitiram a identificação de seis tipos de lineamentos estruturais com regimes de tensão distensivo, compressivo e transcorrente, cabendo aqui ressaltar que a identificação destes sistemas se deu a partir dos mapeamentos existentes para a área, realizados mapeados por Lacerda Filho *et al.* (2004), Faraco *et al.* (2004) e IBGE (2007). O primeiro grupo apresentou falhas normais; o segundo, falhas de empurrão e o terceiro corresponde a dois conjuntos de falhas de rejeito direcional (tanto dextral, quanto sinistral). Observa-se ainda no mapa da figura 58 a ocorrência de estruturas rúpteis indiscriminadas, que correspondem a 22% dos dados de lineamentos.

Figura 57 – Diagrama de rosetas de falhas e fraturas na bacia do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

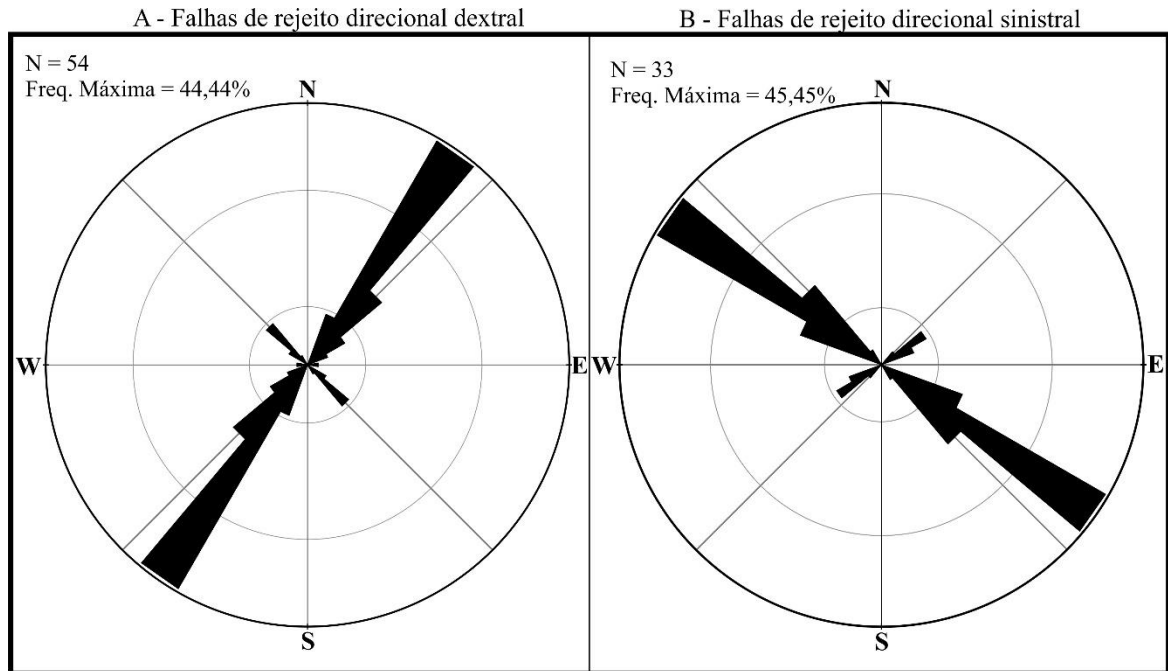
Figura 58 – Mapa de falhas e fraturas na bacia hidrográfica do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

As falhas transcorrentes correspondem a 24,03% dos lineamentos na bacia, com maior frequência no alto curso (Figura 58), sendo que a maior parte possui regime dextral (Figura 59A).

Figura 59 – Falhas transcorrentes na bacia hidrográfica do rio Formoso.

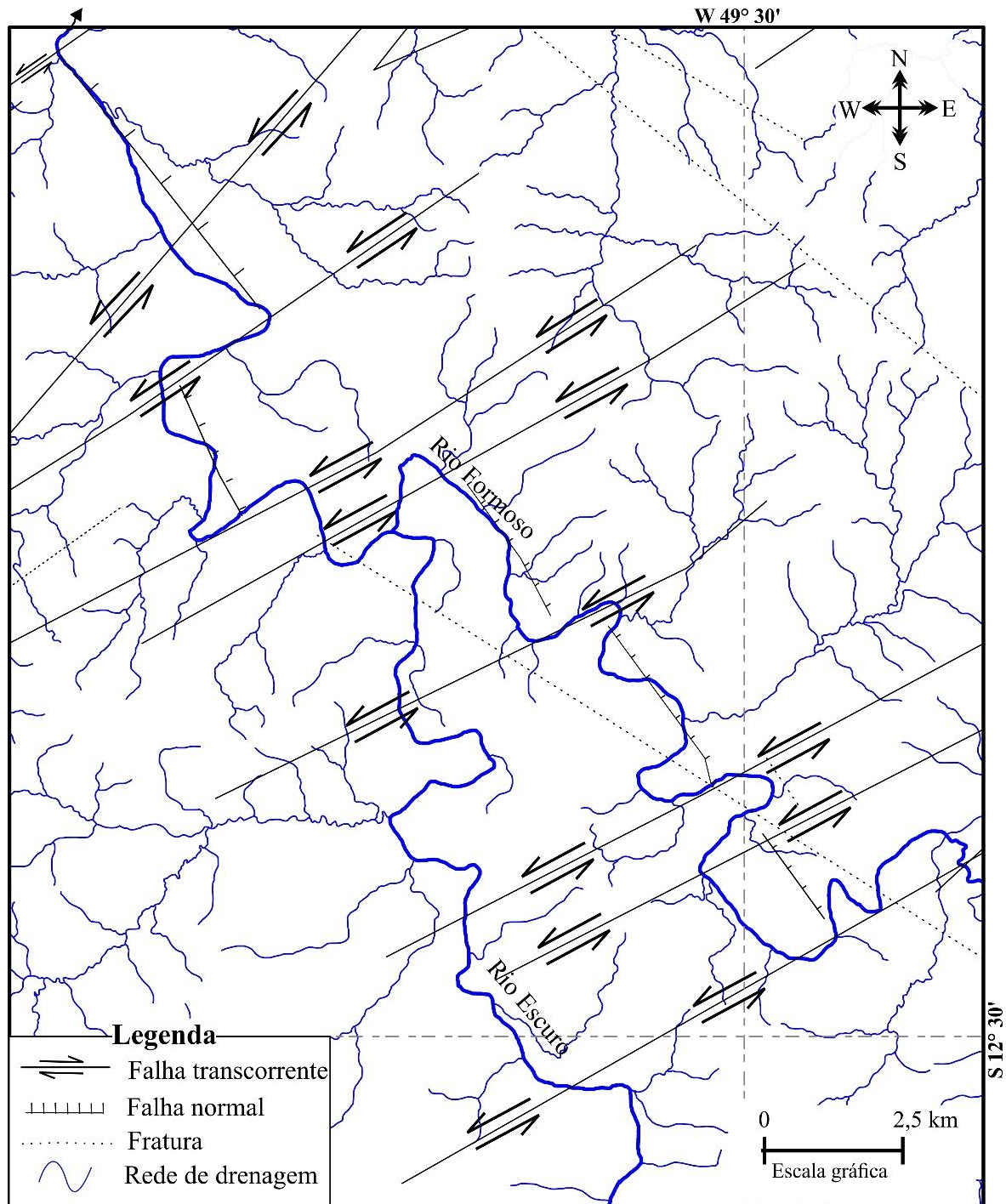


Fonte: elaborado pelo autor.

Partindo do alto curso, nota-se a alternância de rumo do canal principal do rio Formoso e nos rios mais maduros, de 5^a, 6^a, 7^a e 8^a ordem, que se encaixam em zonas de cisalhamento do Lineamento Transbrasiliiano, no sentido nordeste; além de condicionamentos da drenagem pelo Lineamento Tocantins-Araguaia, com regimes compressivos e extensivos, apontados para noroeste e norte na área de estudo (Figura 58). Esta relação apresenta feições de reflexos de adaptação e imposição de vários segmentos dos rios às falhas, com inflexões abruptas e trechos com “cotovelos”, com ângulos retos e canais retilíneos.

Na transição do alto para o médio curso destaca-se a superimposição dos rios Escuro e Formoso ao conjunto de falhas do Ciclo Transbrasiliiano, que passam pelo Graben de Água Bonita (CARVALHO, 2011) (Figura 60). Nesta porção observa-se um truncamento de falhas transcorrentes, que induzem o deslocamento abrupto do canal em SW-NE, e falhas normais que acomodam o rio no sentido da zona em subsidência (bacia sedimentar). Ao romper o controle das estruturas e litologias neoproterozóicas, o canal principal da bacia do rio Formoso se estabelece no nível de base regional, entre as cotas 200 e 220 m, onde no médio e baixo curso apresenta 80% de sua área de drenagem no lado direito da bacia.

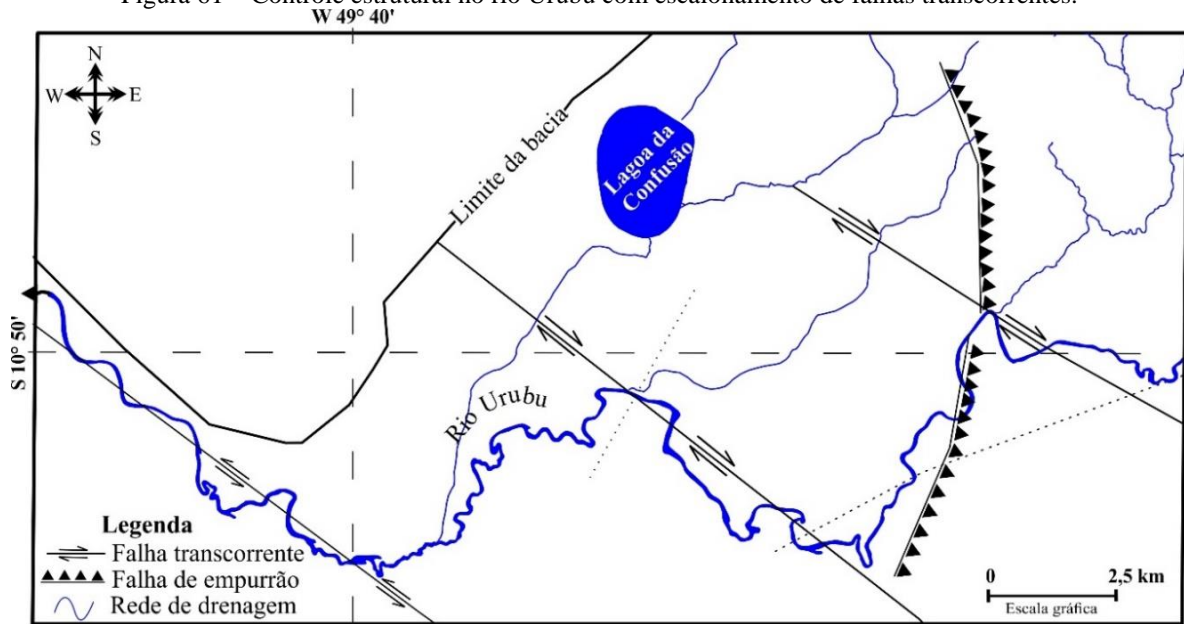
Figura 60 – Efeitos de falhas transcorrentes na rede de drenagem da área de estudo.



Fonte: elaborado pelo autor.

A figura 61 apresenta uma zona com notável ocorrência de falhas transcorrentes do tipo escalonado localizada no baixo curso, que fazem parte do Lineamento Tocantins-Araguaia, onde falhas com regime dextral e sinistral acomodam trechos do canal principal do rio Urubu no *trend* SE-NW. É evidente que essas falhas definem o sentido da drenagem até a confluência com o rio Formoso. Nota-se ainda que a falha de empurrão remete o canal para direção oposta às estruturas transcorrentes, promovendo um desvio abrupto e trechos de retilíneos no canal.

Figura 61 – Controle estrutural no rio Urubu com escalonamento de falhas transcorrentes.



Fonte: elaborado pelo autor.

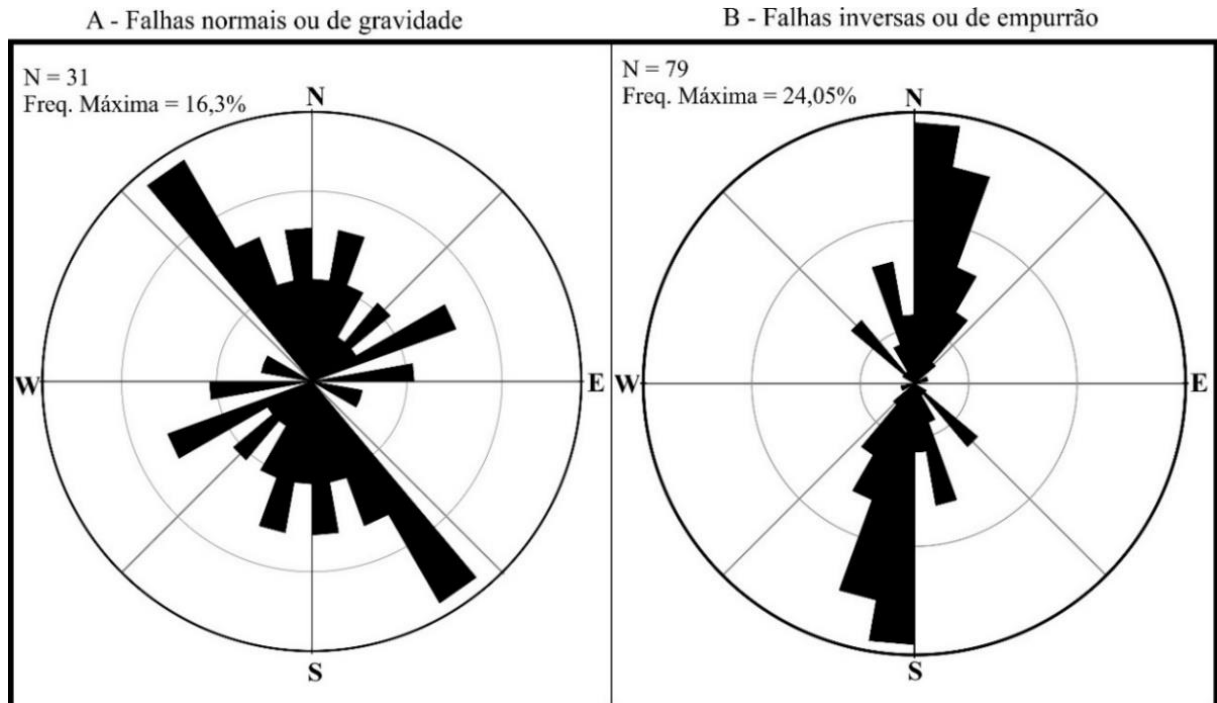
As falhas normais correspondem a 9% dos dados de lineamentos, com maior ocorrência na Planície Araguaia-Javaés. O diagrama de roseta demonstra que a frequência máxima dos regimes distensivo e compressivo na área de estudo correspondem respectivamente aos rumos N50°W e N40°W e N40°E e N30°E (Figura 58 e 62A). Nota-se uma forte adequação do rio Formoso no médio e baixo curso aos planos de falhas normais, condicionando trechos retilíneos na planície fluvial (SANTOS; MORAIS, 2015), indicando um regime de distensão no arcabouço da bacia sedimentar, recoberto por sedimentos da Formação Araguaia.

Nota-se que as planícies no nível de base apresentam várias sequências de curvas abruptas dos rios, talvez condicionadas por uma sequência de *trends* de natureza transcorrente, dispostos perpendicularmente ao canal fluvial. Chama a atenção que estas sequências nos rios Dueré, Urubu e Formoso não exibem blocos rochosos, mas fica claro que estes lineamentos foram observados nos materiais inconsolidados, cuja a base da sedimentação são Coberturas Detrito-Lateríticas do Neógeno (FRASCA; LIMA, 2010; FRASCA *et al.*, 2010a).

As falhas inversas concentram-se no médio e baixo curso da bacia, na Depressão do Médio Araguaia, com maior frequência nos eixos S-N e NE-SW (Figura 62B), onde se localiza grande parte dos contatos litológicos entre formações neoproterozóicas. Nestes contatos do baixo curso, notam-se: falhas escalonadas que apontam o reflexo de uma força compressiva com direção E-W; uma nítida diferenciação da rugosidade do relevo de leste para oeste, configurando as porções mais elevadas da porção leste no baixo curso da bacia; a imposição

dos sistemas Urubu e Dueré ao conjunto de falhas de empurrão e litologias associadas principalmente a Formação Xambioá, onde os canais principais (6ª ordem).

Figura 62 – Diagramas de roseta de regimes distensivo e compressivo na área de estudo.



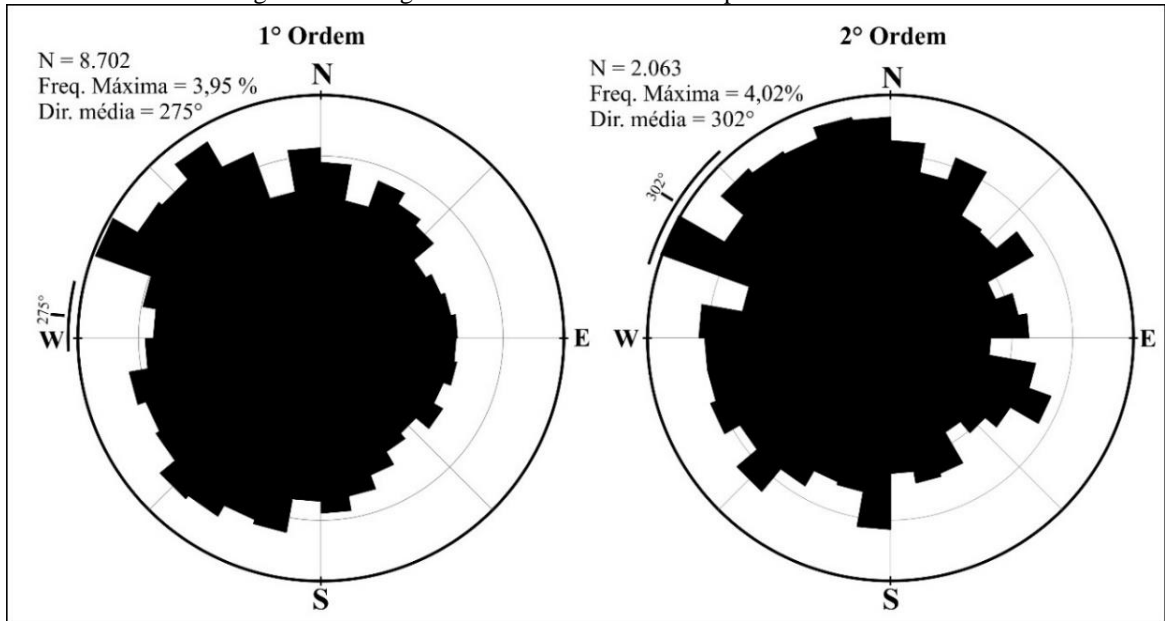
Fonte: elaborado pelo autor.

5.1.2. Orientações das Drenagens

Com o programa *OpenStero*, foi feita a representação dos valores de rumo dos canais do rio Formoso, seguindo a hierarquia dos mesmos. A figura 63 apresenta os diagramas de 1ª e 2ª ordem, sendo a visada azimutal da nascente para a confluência dos canais (foz). As drenagens de 1ª e 2ª ordem apresentaram baixa relação de controle, sem um padrão de rumo bem definido.

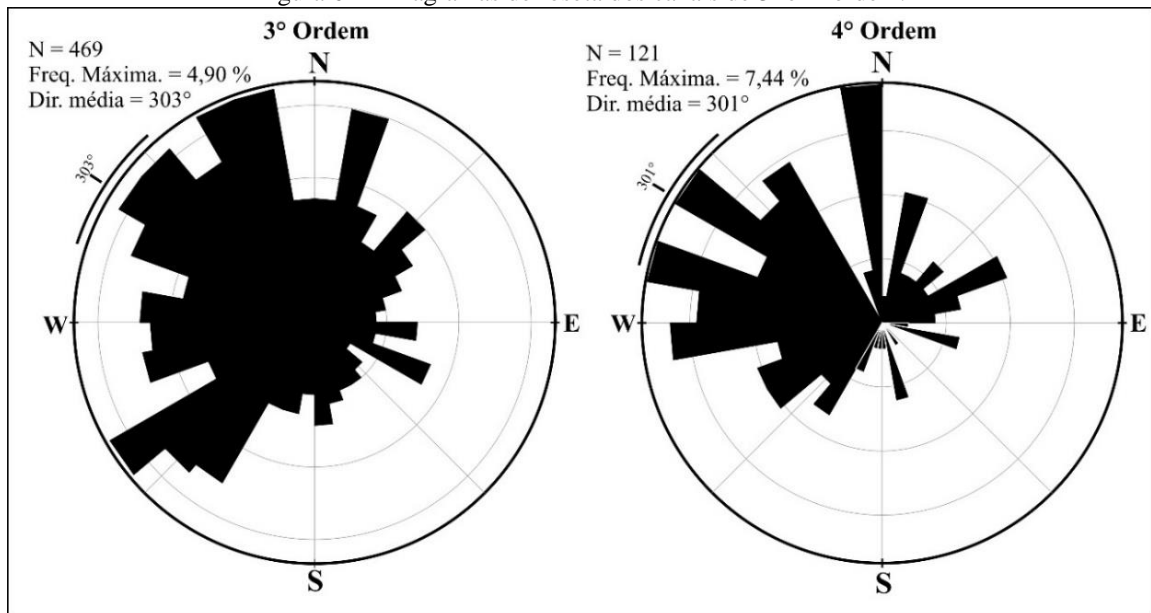
Os canais de 3ª e 4ª ordem se desenvolvem, em grande parte, nos compartimentos de depressões (400 e 220 m) e em alguns casos, na Planície Araguaia-Javaés. Apresentam um valor médio azimutal no quadrante NW e maior frequência no quadrante SW, com controle mais expressivo nas sub-bacias do alto curso dos rios Piaus e Pau Seco, que drenam 2/3 deste setor (Figura 64). Destaca-se suas configurações de direção no baixo curso, onde predomina a orientação NW, com canais desenvolvidos em vales localmente encaixados, com padrões de rede sub-dendrítica.

Figura 63 – Diagrama de roseta dos canais de primeira e 2ª ordem.



Fonte: elaborado pelo autor.

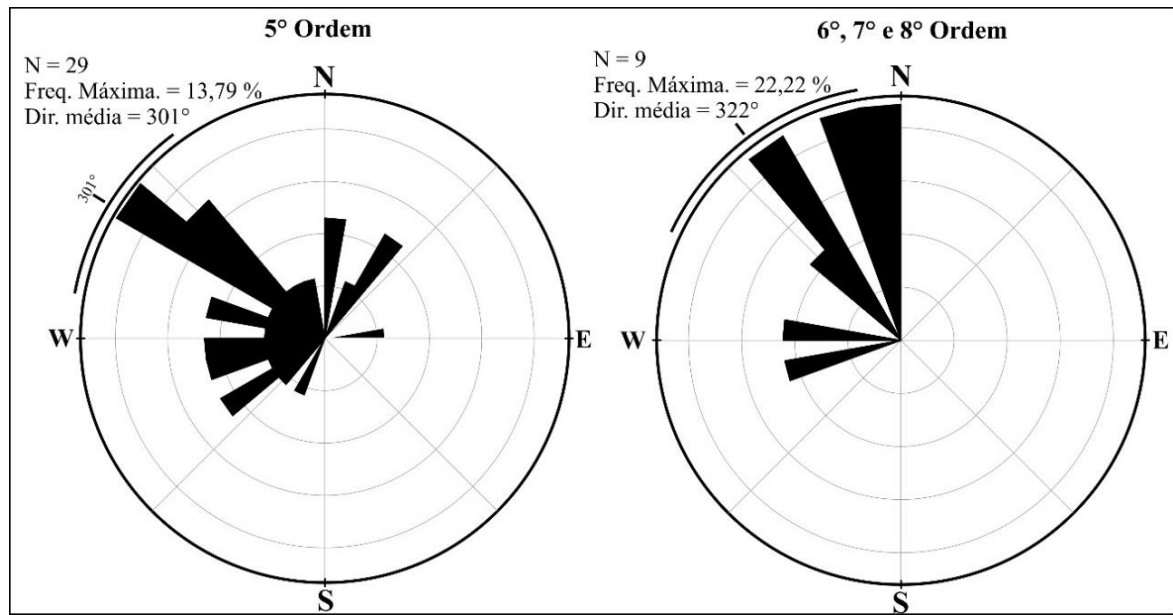
Figura 64 – Diagramas de roseta dos canais de 3ª e 4ª ordem.



Fonte: elaborado pelo autor.

Os canais de 5ª ordem apresentam 1/3 com preferência para rumo NW (Figura 65), com sistemas hidrográficos estabelecidos a leste nos patamares interflúviais e maiores altitudes da Depressão do Médio Araguaia. Os canais de 6ª, 7ª e 8ª ordem possuem alta sinuosidade, e feições de deposição fluvial como reflexo da relação de baixa energia de fluxo e alta carga sedimentar. Este padrão regional dos canais é influenciado por estruturas distensivas e transcorrentes (Figura 58).

Figura 65 – Diagrama de roseta dos canais de 5ª, 6ª, 7ª e 8ª ordem.

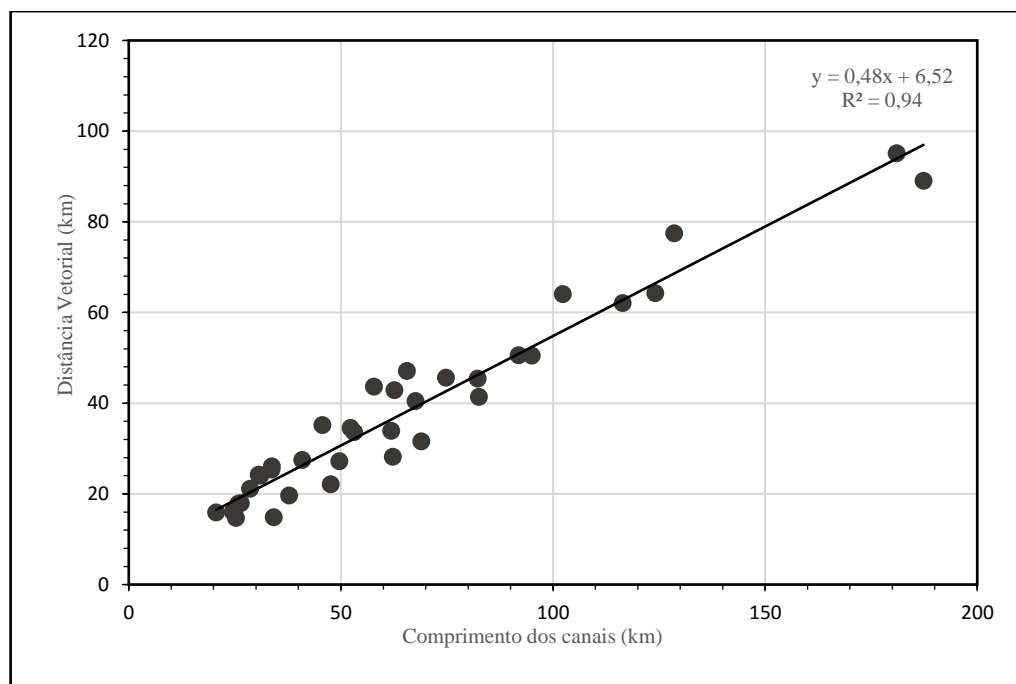


Fonte: elaborado pelo autor.

5.2. Tipos de canais: Índice de Sinuosidade.

Com os valores do comprimento dos canais principais das sub-bacias e a distância vetorial dos mesmos, obteve-se seus respectivos índices de sinuosidade, a fim de compreender a geometria dos canais e suas relações geológicas e geomorfológicas. Os dados apresentaram uma alta correlação entre o comprimento dos canais e a distância vetorial (Figura 66).

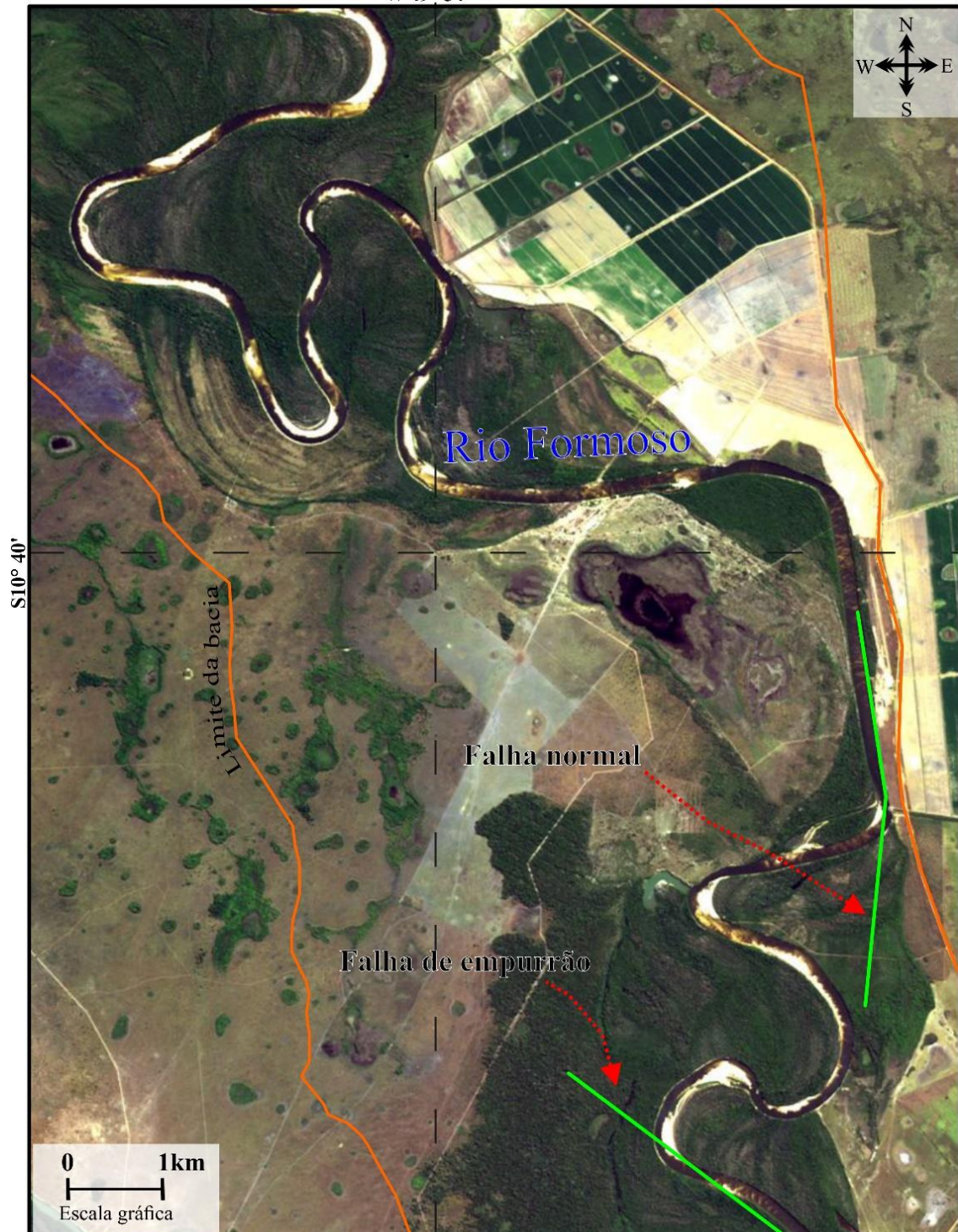
Figura 66 – Correlação das variáveis utilizadas no cálculo do índice de sinuosidade das sub-bacias.



Fonte: elaborado pelo autor.

A partir da proposta de Christofolletti (1981), pode-se definir que a bacia possui tipologias variações de canais meandranes, sendo eles transicionais ou sinuosos, meandranes e tortuosos. Na bacia foi observado a ocorrência de segmentos retilíneos alternando com sequências meandranes. Os dados sensoriais indicam que alguns destes seguimentos se correlacionam com a orientação de falhas (Figura 67).

Figura 67 – Segmento retilíneo, com alternância de curvas meandranes no baixo curso do rio Formoso.
W 49° 54'



Fonte: elaborado pelo autor.

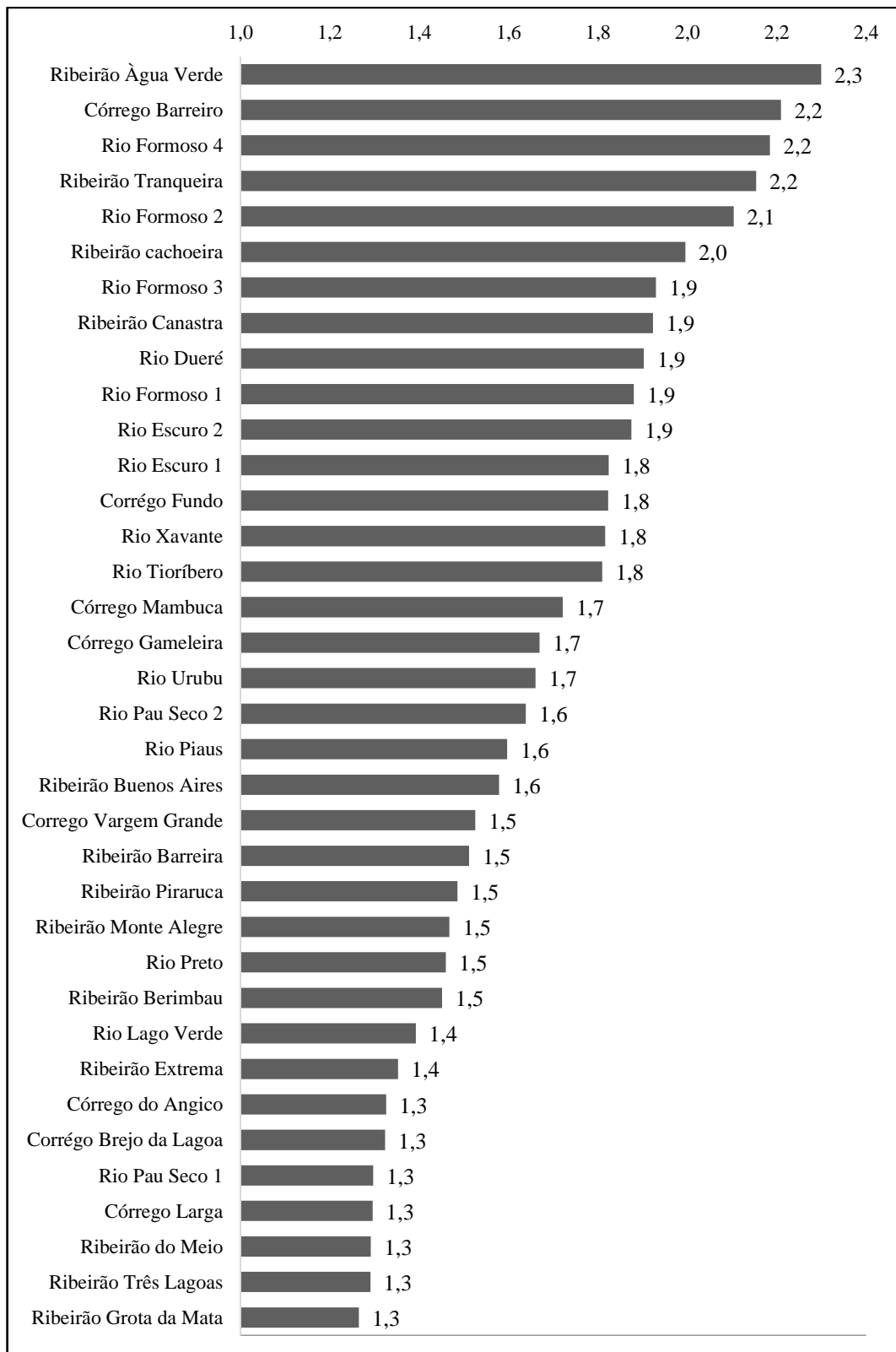
Os trechos retilíneos foram observados com maior frequência nos compartimentos da Planície Formoso-Javaés. Nesta porção, essa tipologia apresenta variações do comprimento de canais de 1,5 a 2 km e entre 50 e 150 m de largura. Nota-se que os trechos retilíneos fluem em linhas de falhas para SW com menor comprimento, e são mais extensos quando alinhados no sentido norte, apresentando-se bem encaixados nos sedimentos da Formação Araguaia.

Ao se observar a latitude em que se localiza o *trends* destes trechos retos, notou-se a ocorrência de configurações morfológicas similares em rios tangenciais que estão sobre o sistema de falhas do lineamento Tocantins-Araguaia, controle regional que define fortemente o sentido dos canais na bacia sedimentar. Na figura 67 notam-se feições de barra de canais, que marcam as tipologias meandantes, com paleodeposições que formam planícies adjacentes às curvas dos rios, indicando a migração lateral, que é induzida pela relação energia-declividade-carga sedimentar do ambiente fluvial.

Os dados apontam que 25% das sub-bacias estudadas apresentam canais sinuosos ou transicionais. Estes sistemas se localizam nos conjuntos de depressões e de patamares interfluviais, em terrenos metamórficos e metassedimentares, como o rio Pau Seco 1, os ribeirões Grota da Mata, Três Lagoas e do Meio, e os córregos Larga, Angico e Brejo da Lagoa (Figura 68).

Os dados permitem ainda confirmar que 65% dos eixos principais das sub-bacias apresentam sinuosidade meandrante (1,5). A maior parte deste agrupamento corresponde aos sistemas que se desenvolvem a partir da confluência de ribeirões e córregos (sub-bacias de 4ª e 5ª ordem), apresentando baixo gradiente de canais.

Figura 68 – Índice de sinuosidade calculado por sub-bacias.



Fonte: elaborado pelo autor.

O rio Formoso 4 (8ª ordem) apresentou padrão meandrante do tipo pelítico alternado por trechos retilíneos (Figura 67), com índice de sinuosidade 2,2, sendo classificado como tortuoso (Figura 68) (CHRISTOFOLETTI, 1980,1981).

5.3. Resultados do Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD)

A bacia hidrográfica do rio Formoso abrange uma área total (At) de 21.593 km², com a porção à direita do canal principal (Ar) de 15.171 km² e o lado esquerdo com 6.422 km² (Tabela 5). O FABD obtido para toda a bacia foi de 70. Pode-se observar que quanto maior a proporção de área à direita do canal principal, maior será o valor do índice.

Tabela 5 – Valores relacionados ao cálculo do FABD dos setores da bacia hidrográfica do rio Formoso.

Setores	Lado esquerdo (km ²)	Lado direito (km ²)	Total (km ²)	FABD
Alto curso	4.464	3.388	7.851	43
Médio curso	1.421	4.614	6.035	76
Baixo curso	537	7.170	7.707	93
Total (Rio Formoso)	6.422	15.171	21.593	70

Fonte: elaborado pelo autor.

A partir das indicações de interpretação de Salamuni *et al.* (2004), pode-se inferir a ocorrência de moderado basculamento de bloco, com uma inclinação positiva do lado direito (porção leste) do sistema fluvial, e o favorecimento de um baixo estrutural no lado esquerdo (oeste), constituído pela Bacia Sedimentar do Bananal.

Também foram calculados os valores do fator de assimetria por setor na bacia (Tabela 5). Os dados apontam que o alto curso possui um baixo valor de assimetria com 57 % de sua área localizada a esquerda do canal principal do rio Formoso. O médio curso apresentou um forte valor de FABD, seguindo o padrão encontrado para toda área de estudo com FABD igual a 76. Esta situação é levantada na seção sobre o quadro tectônico da área de estudo (Figura 58), onde se identificou em uma zona de transição do alto para o médio curso, que sofre efeitos de falhas transcorrentes na rede de drenagem. O baixo curso indicou um alto valor de assimetria, sendo que a área do lado esquerdo corresponde a 7% do setor, com poucos canais fluviais.

Na tabela 6 são apresentados os parâmetros utilizados para se chegar aos valores de FABD para sub-bacias, e a figura 69 apresenta a espacialização do índice. As marcações em destaque na tabela 6 assinalam as sub-bacias que apresentaram forte assimetria do lado esquerdo (ribeirão Água Verde), e forte assimetria para o lado direito (ribeirão Grota da Mata).

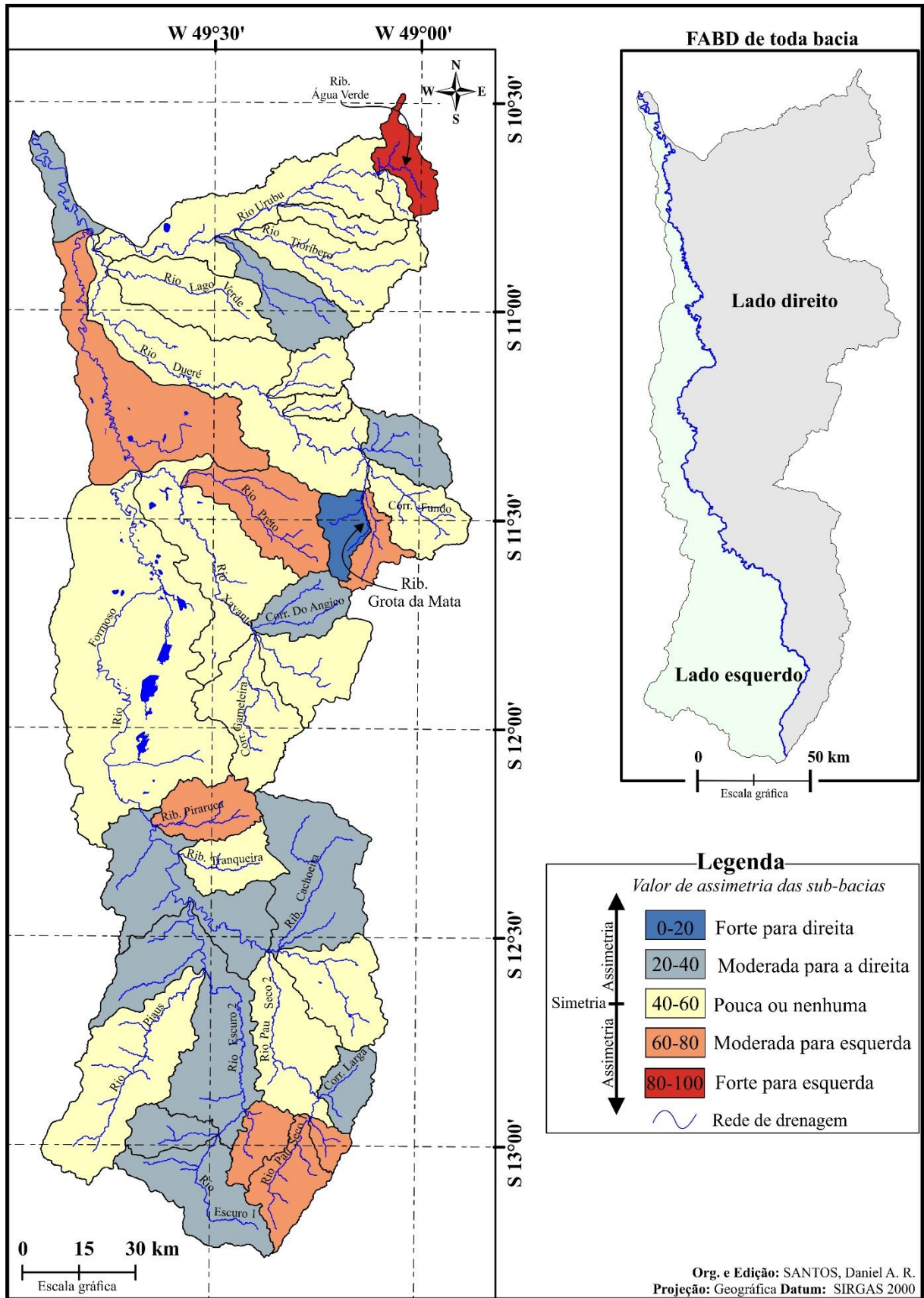
Na figura 69, os valores de FABD em tons de azul representam sub-bacias basculadas para a direita. Equanto que os dados em amarelo próximos ao valor simétrico do índice, que é 50, presupondo uma neutralidade de efeito bascular na sub-bacia, com limiares entre 40 e 60. Os valores acima de 60 indicam sub-bacias basculadas para a esquerda.

Tabela 6 – Valores relacionados ao cálculo do FABD por sub-bacias hidrográficas da área de estudo.

Setores	Sub-bacias	Padrão de drenagem	Área (km ²)	Área à direita (km ²)	FABD	Assimetria
ALTO CURSO	Córrego Larga	Dendrítico	96	67	70,1	Mod. para esquerda
	Córrego Vargem Grande	Subdendrítico	230	151	65,7	Mod. para esquerda
	Ribeirão Buenos Aires	Dendrítico	529	314	59,5	Pouca ou nenhuma
	Ribeirão cachoeira	Dendrítico	910	310	34,1	Mod. para direita
	Ribeirão do Meio	Subdendrítico	226	71	31,4	Mod. para direita
	Ribeirão Monte Alegre	Dendrítico	224	71	31,8	Mod. para direita
	Ribeirão Piraruca	Dendrítico	357	234	65,4	Mod. para esquerda
	Ribeirão Tranqueira	Dendrítico	331	157	47,5	Pouca ou nenhuma
	Rio Escuro 1	Dendrítico	619	218	35,3	Mod. para direita
	Rio Escuro 2	Subdendrítico	1.234	258	20,9	Mod. para direita
	Rio Formoso 1	Dendrítico	948	331	34,9	Mod. para direita
	Rio Pau Seco 1	Dendrítico, Subdendrítico	384	245	64	Mod. para esquerda
	Rio Pau Seco 2	Dendrítico	678	364	53,8	Pouca ou nenhuma
	Rio Pias	Dendrítico	1.085	545	50,2	Pouca ou nenhuma
MÉDIO CURSO	Córrego Barreiro	Dendrítico	502	248	49,4	Pouca ou nenhuma
	Córrego do Angico	Dendrítico	308	82	26,8	Mod. para direita
	Córrego Gameleira	Dendrítico	587	251	42,8	Pouca ou nenhuma
	Rio Formoso 2	Dendrítico	2.994	157	52,5	Pouca ou nenhuma
	Rio Preto	Subdendrítico	611	398	65,1	Mod. para esquerda
	Rio Xavante	Dendrítico	1.034	544	52,6	Pouca ou nenhuma
BAIXO CURSO	Córrego Brejo da Lagoa	Subdendrítico	438	143	32,8	Mod. para direita
	Córrego Fundo	Dendrítico	403	208	51,6	Pouca ou nenhuma
	Córrego Mambuca	Dendrítico	76	32	41,5	Pouca ou nenhuma
	Ribeirão Água Verde	Dendrítico	247	204	82,8	Forte para esquerda
	Ribeirão Barreira	Dendrítico	211	85	40,4	Pouca ou nenhuma
	Ribeirão Berimbau	Dendrítico	103	48	46,9	Pouca ou nenhuma
	Ribeirão Canastra	Dendrítico	225	95	42,3	Pouca ou nenhuma
	Ribeirão Extrema	Dendrítico	325	104	32,2	Mod. para direita
	Ribeirão Grota da Mata	Subdendrítico	216	20	9,4	Forte para direita
	Ribeirão Três Lagoas	Subdendrítico	186	115	62,0	Mod. para esquerda
	Rio Dueré	Dendrítico, Subdendrítico	1.471	851	57,8	Pouca ou nenhuma
	Rio Formoso 3	Dendrítico	1.314	909	69,2	Mod. para esquerda
	Rio Formoso 4	Dendrítico	221	88	40,0	Mod. para direita
	Rio Lago Verde	Dendrítico	604	272	45,0	Pouca ou nenhuma
	Rio Tiorfbero	Dendrítico	684	291	42,6	Pouca ou nenhuma
Rio Urubu	Subdendrítico	984	572	58,1	Pouca ou nenhuma	

Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 69 – Distribuição do índice de FABD por sub-bacias na área de estudo.



Fonte: elaborado pelo autor.

Como observa Lima (2002) e Salvany (2004), a forma da bacia ou sub-bacia também pode indicar processos de controle tectônico, onde sistemas alongados geralmente são reflexos da influência das estruturas que definem os planos de erosão. Em termos proporcionais, 47% das sub-bacias apresentaram pouca ou nenhuma assimetria. Das 17 sub-bacias nesta classe, 14 são de 5ª ordem, que possuem forma alongada.

O rio Piaus, que apresentou 49,8% de sua área no lado direito. Esta bacia, bastante alongada, está localizada no centro do Graben de Água Bonita, onde as cabeceiras de drenagem entalham os patamares interfluviais compostos por arenitos da formação Água Bonita. O sistema fluvial é bem simétrico e alinhado da nascente principal a foz no sentido SW-NE. Observa-se que o canal principal corre em planos de falhas transcorrentes associadas ao Lineamento Transbrasiliano, fluindo sobre rochas neoproterozóicas da Formação Xambioá. De maneira geral, as litologias e estruturas provocam desvios abruptos, mas poucos efeitos de assimetria na sub-bacia, já que o índice de FABD foi igual a 50,2.

De modo geral, 28% das sub-bacias possuem grau de assimetria moderado para direita, e 19% com moderado para a esquerda. No alto curso, destacam-se os canais que dão corpo à zona de influência do canal principal, como o rio Escuro, que está subdividido em duas partes, com indicação de migração para o lado direito, e o rio Pau Seco e córrego do Meio, que seguem paralelos em um bloco mais elevado, apresentando assimetria moderada para o lado esquerdo. Entre estes sistemas divisores de águas, localiza-se a Serra do Estrondo com as maiores cotas topográficas, e alto grau de metamorfismo.

Nota-se que grande parte das sub-bacias com valor de assimetria moderada possuem formas triangulares alongadas, como no caso do rio Escuro 1 (Figura 69). Também a incidência do padrão de drenagem sub-dendrítico nesta classe é frequente, com leve caimento para área de menor percentual de assimetria.

Para as bacias do médio curso, os valores de FABD encontrados foram muito próximos a 50, indicando pouco ou nenhum efeito tectônico de basculamento. A exceção neste setor é o rio Preto, que apresentou valores de FABD com moderado grau assimétrico para a esquerda (FABD = 65,1). Esta sub-bacia possui um conjunto de drenagem subdendrítico, estabelecido em superfícies de aplainamento, que compõem interflúvios suavizados, onde o rio corta falhas de empurrão, encontrando zonas de falhas transcorrente, onde migra seu eixo principal com desvio abrupto para SW, chegando ao rio Xavante na planície Formoso-Javaés (nível de base regional).

Destaca-se no baixo curso o rio Formoso 3, que indicou moderado grau de assimetria para a esquerda (69,2), sendo possível notar que seu lado esquerdo praticamente não possui canais (Figura 43). A partir das considerações de Lima (2002), pode-se interpretar o arranjo hidrográfico com uma variação dendrítica festonada, com poucos canais perenes, com o rio principal desenvolvendo-se sobre a planície de inundação, com barras de meandros, sendo marcante os paleocanais como indicadores da avulsão. Os canais desta sub-bacia, em sua margem direita, se desenvolvem sobre a Formação Colto Magalhães (Depressão Urubu-Dueré), que está em contato com as coberturas cenozóicas da Formação Araguaia. Nesta porção, a Formação Couto Magalhães é sotoposta por coberturas detrito-lateríticas, com uma extensa crosta ferruginosa. Os canais ali mapeados desagüam em grande parte em lagoas temporárias, possivelmente formadas sobre horizontes plúnticos, que dificultam a infiltração na planície pluvial, como observado no mapeamento morfopedológico de Martins (2004), entre os rios Lago Verde e Urubu.

5.4. Resultado do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)

Assim como o FABD, o FSTT foi aplicado nas 36 sub-bacias, obtendo-se valores de 325 segmentos, medidos a cada trecho de 5 km nos canais principais. Na tabela 7 são apresentados os valores de média do índice por sub-bacia (Figura 70). Os valores, que variam de 0 a 1, foram fatiados em 5 classes qualitativas a partir da proposta de Salamuni *et al.* (2004), a saber: muito fraca (0-0,2), fraca (0,2-0,4), moderada (0,4-0,6), forte (0,6-0,8) e muito forte (0,8-1,0).

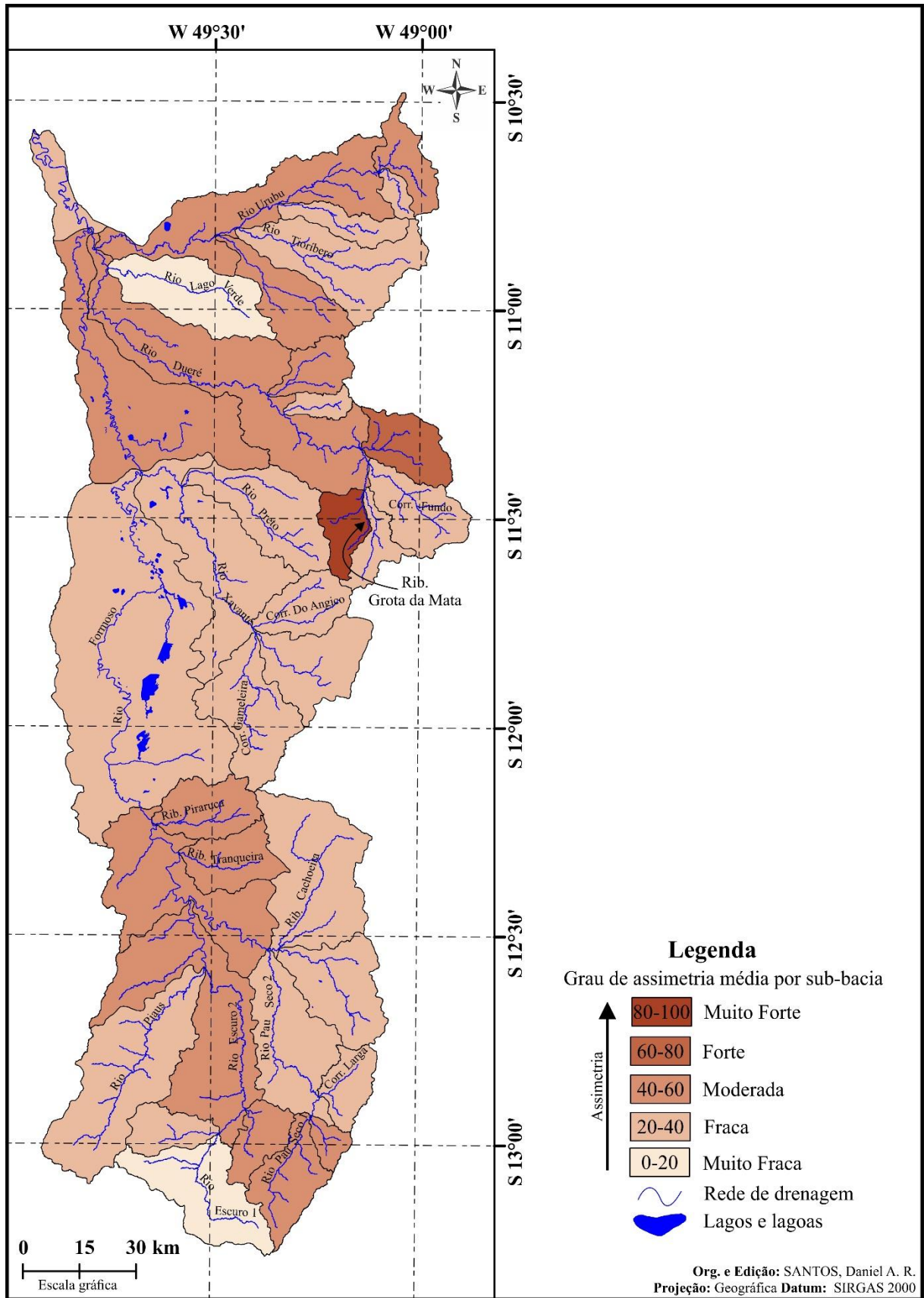
Na figura 71 nota-se a abrangência de anomalias, e ainda as zonas que fogem da interpretação de média, e permitem determinar área em que os fenômenos se comunicam extra limites dos sistemas fluviais.

Tabela 7 – Valores médios para o índice FSTT por sub-bacias na área de estudo.

RIO FORMOSO		VALORES MÉDIOS		----- --
Setores	Sub-bacias	FSTT	Azimute	Grau de assimetria
ALTO CURSO	Córrego Larga	0,40	253°	Moderado
	Córrego Vargem Grande	0,56	210°	Moderado
	Ribeirão Buenos Aires	0,24	185°	Fraco
	Ribeirão Cachoeira	0,29	203°	Fraco
	Ribeirão Do Meio	0,39	173°	Fraco
	Ribeirão Monte Alegre	0,38	314°	Fraco
	Ribeirão Piraruca	0,47	192°	Moderado
	Ribeirão Tranqueira	0,41	130°	Moderado
	Rio Escuro 1	0,18	163°	Muito fraco
	Rio Escuro 2	0,53	148°	Moderado
	Rio Formoso 1	0,52	131°	Moderado
	Rio Pau Seco 1	0,42	218°	Moderado
	Rio Pau Seco 2	0,30	165°	Fraco
	Rio Piaus	0,21	221°	Fraco
Total médio do setor	0,37	-----	Fraco	
MÉDIO CURSO	Córrego Barreiro	0,28	153°	Fraco
	Córrego do Angico	0,38	288°	Fraco
	Córrego Gameleira	0,40	127°	Moderado
	Rio Formoso 2	0,32	201°	Fraco
	Rio Preto	0,29	223°	Fraco
	Rio Xavante	0,37	200°	Fraco
Total médio do setor	0,33	-----	Fraco	
BAIXO CURSO	Córrego Brejo da Lagoa	0,44	133°	Moderado
	Córrego Fundo	0,31	117°	Fraco
	Córrego Mambuca	0,20	134°	Muito fraco
	Ribeirão Água Verde	0,41	258°	Moderado
	Ribeirão Barreira	0,26	97°	Fraco
	Ribeirão Berimbau	0,24	244°	Fraco
	Ribeirão Canastra	0,41	201°	Moderado
	Ribeirão Extrema	0,63	164°	Forte
	Ribeirão Grota da Mata	0,83	100°	Muito Forte
	Ribeirão Três Lagoas	0,32	213°	Fraco
	Rio Dueré	0,50	150°	Moderado
	Rio Formoso 3	0,40	196°	Moderado
	Rio Formoso 4	0,29	112°	Fraco
	Rio Lago Verde	0,14	112°	Muito fraco
	Rio Tioríbero	0,35	157°	Fraco
Rio Urubu	0,42	164°	Moderado	
Total médio do setor	0,39	-----	Fraco	
Total médio Geral		0,37	-----	Fraco

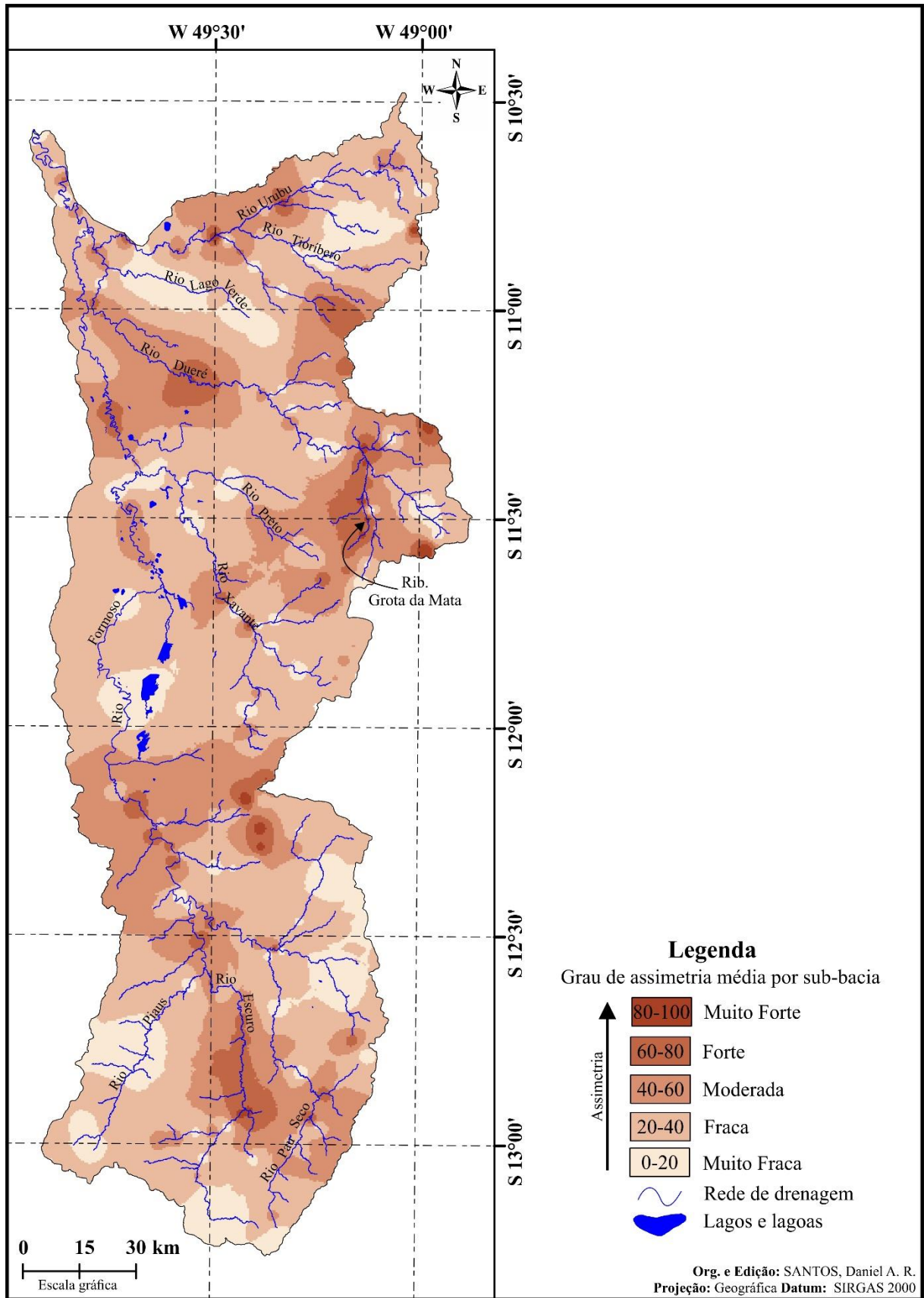
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 70 – Mapa com os valores médios do índice FSTT aplicado no rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 71 – Mapa com os valores reais do índice FSTT interpolados a partir de método IDW, no rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

Uma avaliação dos 325 trechos medidos para obtenção do FSTT nota-se que a maior quantidade de medidas está na classe de muito fraca (32%), seguida da classe fraca (27%). Os valores moderados (0,4-0,6) correspondem a 22% do total. Os valores de forte assimetria apresentam 40 ocorrências, constituindo 13% dos dados. Os valores mais elevados de FSTT representam 8%, correspondentes aos pontos de forte grau de assimetria.

Ao se fazer uma relação conjunta dos índices de assimetria, destacam-se os rios Lago Verde e Escuro 1, por apresentarem um alto grau de simetria topográfica, indica que a maior parte dos trechos do canal principal destes sistemas fluviais estão próximos ou sobre a linha média das sub-bacias. Estas sub-bacias possuem o padrão de drenagem dendrítico, e apesar de apresentarem características morfométricas semelhantes, possuem fortes diferenças litoestruturais, geomofológicas e topográficas. O rio Lago Verde indicou valor de FSTT 0,18 e FABD igual a 45 (pouca assimetria), com forma bem alongada, bacia hidrográfica situada em ambiente predominante deposicional (SANTOS, 2013). O rio Escuro 1 indicou um grau de assimetria muito fraco em FSTT (0,18), moderada assimetria da bacia em FABD (35,3), e situa-se no alto curso e configura uma forma triangular, estabelecido sobre embasamento cristalino e metassedimentar.

Quando feita uma análise dos valores médios de FSTT por sub-bacia, 53% dos dados situa-se na classe de fraco grau de assimetria. Nota-se que os sistemas nesta classe são, em grande parte, de 5ª ordem, localizados em áreas de interflúvios no alto e baixo curso, e em todo o médio curso (Figura 70).

Os mapas de FSTT podem sugerir ainda um padrão regional de configuração das bacias quanto a eixos de migração. No alto curso, as sub-bacias com valores moderados compõe uma faixa central (Figura 70). Na figura 71 esta zona é mais nítida, com valores de assimetria de entre moderado a forte circundando o canal principal. Nota-se que a zona está suavemente direcionada de SE (montante) para o nível de base regional SW, exibindo zonas menores com forte valor de assimetria. No baixo curso, os maiores valores de assimetria parecem ser condicionados pelo gradiente topográfico em direção aos níveis mais baixos das planícies Formoso-Javaés, além do entalhamento um pouco mais intenso pelos rios Urubu e Dueré.

CAPÍTULO VI ANOMALIAS DE DRENAGEM.

Com a intenção de sintetizar a análise da área de estudo, o presente capítulo busca apresentar as áreas mapeadas que se destacam por maior relevância morfométrica, geomórfica e estrutural. De tal forma, foi feita uma avaliação geomorfológica, fazendo considerações sobre a gênese das anomalias da rede de drenagem.

6.1. Anomalias de drenagens: principais feições relacionadas a tectônica.

Diversas anomalias, como sistemas fluviais fortemente assimétricos, curvas anômalas e cotovelos, trechos retilíneos, desvios abruptos da rede de drenagem, e assim também paleodrenagens sobre falhas e meandros abandonados, são observadas na área de estudo.

Assim como descrito na metodologia, as zonas de concentração de valores elevados dos índices morfométricos e geomórficos foram mapeados e espacializados (Figura 72). Os resultados do mapeamento das anomalias relacionadas à rede de drenagem estão sistematizados na tabela 8, onde se considerou a posição por setor e a frequência de evidências identificadas, seguindo as definições de Howard (1967) e IBGE (2009).

Tabela 8 – Quantitativo de anomalias geomorfológicas mapeadas na área de estudo.

Anomalias	Alto curso	Médio curso	Baixo curso	Total
Paleodrenagens	9	94	176	279
Desvios abruptos de canais	205	80	99	384
Curvas anômalas	76	56	106	238
Anarquia de drenagem	1	-	-	1
Sub-bacias assimétricas	-	-	2	2
Trechos retilíneos	123	114	207	444

Fonte: elaborado pelo autor.

A espacialização da densidade de drenagem e dos lineamentos estruturais por meio do estimador geoestatístico de *Kernel* possibilitou a interpretação e identificação de zonas com maior quantidade de canais e de concentração de falhas e fraturas, sendo possível verificar a disposição espacial e possível relação destes indicadores com os demais indicadores avaliados. Os círculos em vermelho no mapa da figura 72 indicam as zonas onde se encontram os maiores valores interpretados do mapa de FSTT (Figura 71), considerando os limiares entre 0,80 e 1.

Os lagos paralelos ao rio Formoso 2, no médio curso (Figuras 53 e 72), não são considerados nesta interpretação, tendo em vista que os mesmos foram gerados por processos antrópicos (barramentos), destinados ao uso agrícola dos planos de inundação.

Foram gerados vinte e sete círculos, advindos da interpretação dos indicadores. A sobreposição de camadas (*overlay*) indicou 3 tipos de concentração de anomalias (círculos em vermelho na figura 72) refletem a relação entre a concentração de lineamentos estruturais com a assimetria local. 1) Destaca-se aqueles situados sobre o embasamento cristalino no alto curso, e aquelas sobre terrenos metamórficos, geralmente paralelos aos divisores de água; 2) círculos que sobrepõem áreas com alta densidade de drenagem, em bordas de patamares interfluviais, onde no trabalho de campo observou-se que estes são recobertos por crostas lateríticas, como os casos dos interflúvios dos córregos Gameleira e Cachoeira, e os ribeirões Grota da Mata e Três Lagoas; 3) áreas situadas sobre a planície de inundação com contato encoberto entre as rochas do Grupo Baixo Araguaia e a Bacia Sedimentar do Bananal.

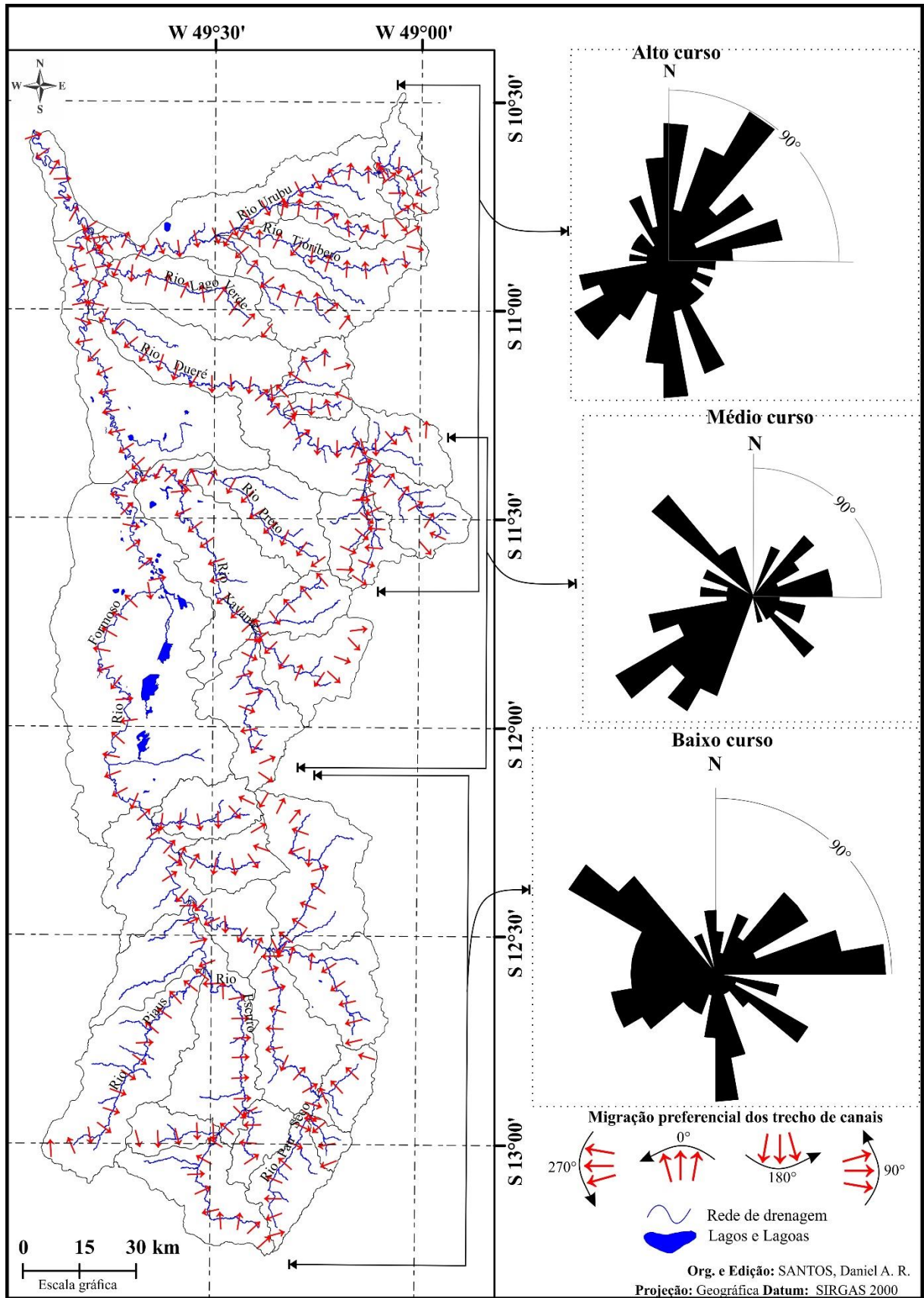
6.1.1. Migração de canais: Paleodrenagens

Entende-se que as paleodrenagens ou os paleocanais não são anomalias, tendo em vista o contexto predominante de ambientes de baixa energia e de mudanças paleoclimáticas em que a área de estudo está situada (VALENTE, 2007). Entretanto, elas possibilitam discutir questões sobre a migração lateral dos rios e relacioná-la ao controle estrutural, às mudanças no nível de base, e às reorganizações abruptas dos padrões de canal, processos geralmente relacionados à tectônica cenozóica (IBGE, 2009).

A partir de dados sensoriais, foram interpretados/cartografados 279 paleodrenagens, sendo depósitos lineares de sedimentos fluviais colmatados, que guardam dimensões lineares de canais fluviais, ou ainda lagos em planícies ou em terraços fluviais em forma de ferraduras (GUERRA; GUERRA, 2008). Também definidos como meandros abandonados (*Paleochannel*) (IBGE, 2009), foram identificados quase que integralmente nas planícies de inundação dos maiores eixos de escoamento.

A tabela 7 apresenta os valores médios de direção azimutal, que é a direção média do vetor resultante, que considera a direção entre canal principal e a linha média do sistema, possibilitando interpretações sobre a migração ou afastamento do segmento avaliado (SALVANY, 2004). Na figura 73 é apresentada a espacialização das direções preferenciais dos 325 segmentos avaliados, onde cada seta representa as leituras perpendiculares dos vetores que medem a assimetria dos trechos do cinturão de meandros (COX, 1994). As rosetas apresentam a frequência destas direções, ou a preferência de migração por setor.

Figura 73 – Mapa de direção azimutal do vetor.



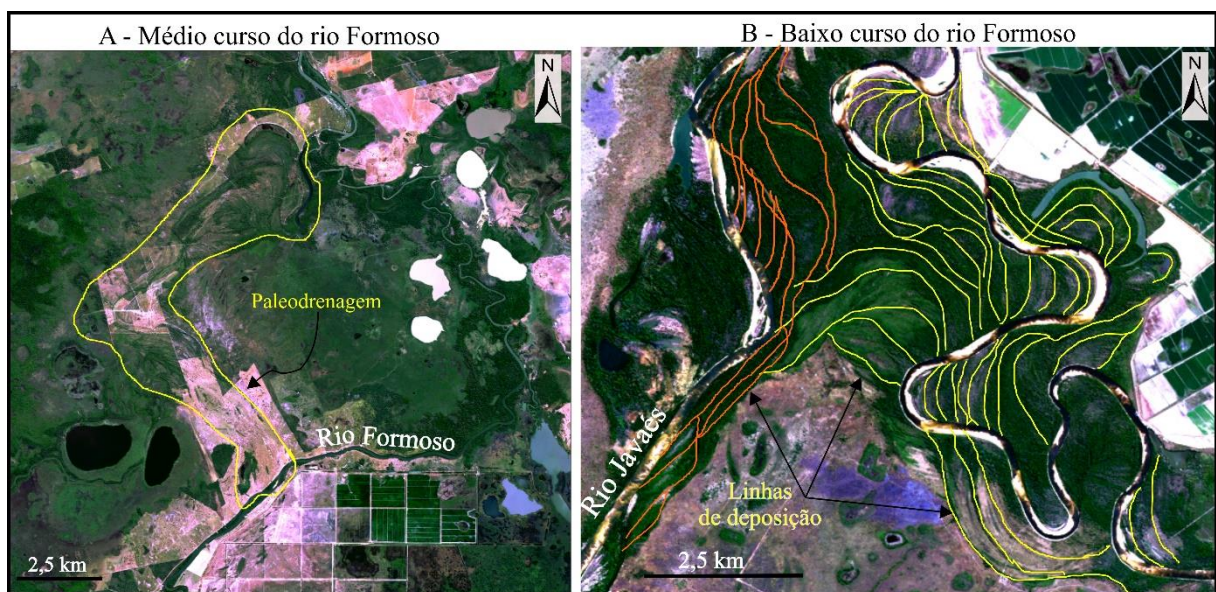
Fonte: elaborado pelo autor.

No alto curso os canais que definem o eixo principal de escoamento da bacia (rios Escuro e Pau Seco) acompanham a tendência apontada pela medida de direção do FSTT (Figura 73), com preferência de migração lateral dos rios para E. A mudança de ordem leva o canal de 7ª ordem (Rio Formoso 1) a seguir para NW (Lineamento Tocantins) e migrar alternadamente entre W e NW, como efeito de adaptação às falhas transcorrentes aos lineamentos regionais.

No médio curso, o canal principal (Formoso 2) dá sequência às alternâncias migratórias estabelecidas a montante, até a latitude S 12° 30', na altura da cidade de Formoso do Araguaia, com dados estruturais indicando a retomada do controle transbrasiliano, com alternância de migração entre E e NE (Figura 58). Neste ponto o rio Formoso segue para E, mas apresenta uma avulsão de destaque por suas dimensões e alta sinuosidade, dando a entender que o canal fluía para NW (Figura 74A). O paleocanal possui uma largura média entre as marcas de deposição de 500 m e 18 km de comprimento. O trecho atual possui baixa sinuosidade e está encaixado na planície fluvial, sem identificação de marcas de deposição.

A ideia de vários ciclos de avulsão e mudanças no nível de base pode ser melhor visualizada no rio Formoso 4 (baixo curso), conforme a figura 74B, na área do interflúvio dos rios Javaés e Formoso. Na figura citada, as linhas de deposição de ambos os rios correspondem às antigas margens de deposição, e também *point bars*, típicas de sistemas meandranes. Na porção inferior da figura, percebe-se que as sequências de deposição do rio Javaés (linhas laranjadas) indicam depósitos de paleocanais, adjacentes aos, também, paleocanais do rio Formoso (linhas amarelas).

Figura 74 – Paleodrenagens do rio Formoso na planície Formoso-Javaés.



Fonte: elaborado pelo autor.

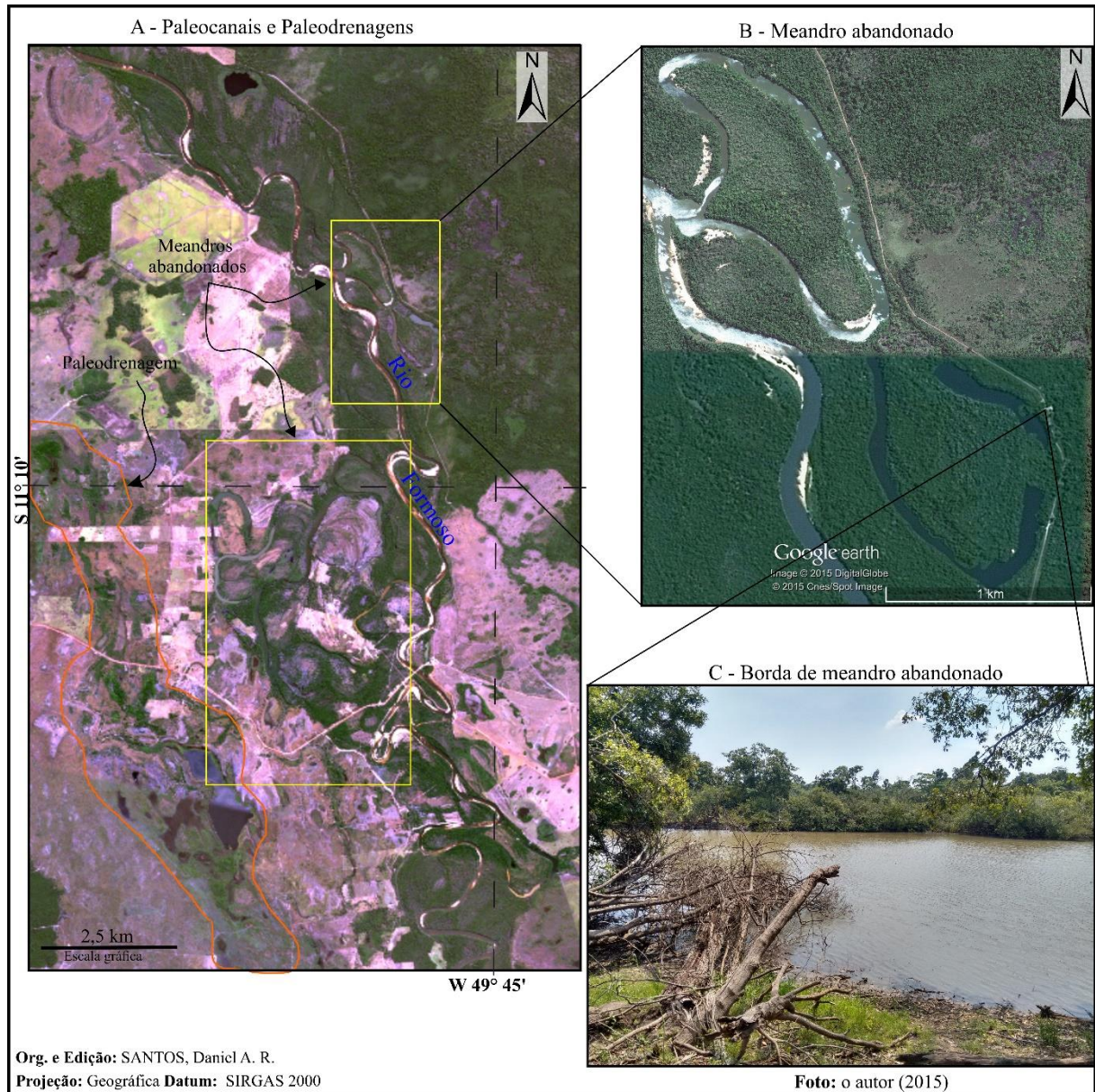
Pode-se inferir dois momentos na migração do rio Formoso no médio e baixo curso, como resposta ao ajustamento do nível de base regional. A partir da admissão do complexo modelo de compensação isostática, admitido para o contexto da bacia sedimentar, os canais adaptam suas direções aos blocos regionais (HOLBROOK, J.; SCHUMM, 1999, LANA, 2010, VALENTE, 2007). Acredita-se que o rio foi migrando para W, estabelecendo depósitos a E, contribuindo para o processo de deposição Bacia Sedimentar do Bananal. A observação das paleodrenagens na bacia possibilita sustentar a ideia de que em uma fase mais recente, o rio vem refazendo o caminho contrário de migração lateral. Os indícios migratórios mapeados apontam maior quantidade no lado esquerdo do rio Formoso, assim o rio teria abandonado alguns trechos, e avançado lateralmente para E, entalhando e consumindo os depósitos da Formação Araguaia.

Na porção central para a superior da figura 74B no lado direito, o rio Formoso forma barras de pontal depositadas de W para L. A deposição cenozóica está localizada na direção do plano de evolução do meandro. Os processos de erosão ocorrem nas antigas linhas de deposição, que estão em harmonia com a curva do rio, e como indicado pela figura, certamente encontrará um meandro abandonado, testemunho de localização passada do próprio rio.

Em um trecho próximo a “Pousa Praia Alta” à montante da área em questão, observou-se um paredão formado pelo entalhamento fluvial da Formação Araguaia com 3 a 5 m de altura, cuja a base do pacote sedimentar é constituída por horizontes lateríticos. A presença destes horizontes neógenos indicam fases de menor disponibilidade hídrica, que contribui para precipitação do material ferruginoso, fato observado por Valente (2007) no rio Araguaia. Pode-se inferir que o rio Formoso era mais curto em fase anterior, sendo que sua antiga foz com o rio Javaés ocorria a 6 km à montante do registrado na presente fase.

A figura 75 aponta um trecho no médio curso com diversas fases migratórias do eixo de escoamento, com maior destaque para margem esquerda. Neste ponto, a preferência migratória apontada pelo FSTT é correspondida pela disposição das feições de paleodrenagens identificadas. A figura 75 ilustra uma paleodrenagem na porção inferior esquerda, e sequências de meandros abandonados, que indicam fases na evolução do rio.

Figura 75 – Paleodrenagens no médio curso da Bacia. Nota-se a forte migração do canal principal para o lado direito.



Os dados topográficos correspondentes a área da figura 75 indicam que as feições de abandono estão na mesma cota topográfica do canal perene (180 m), onde grande parte destas ainda conservam água, mesmo em período de seca.

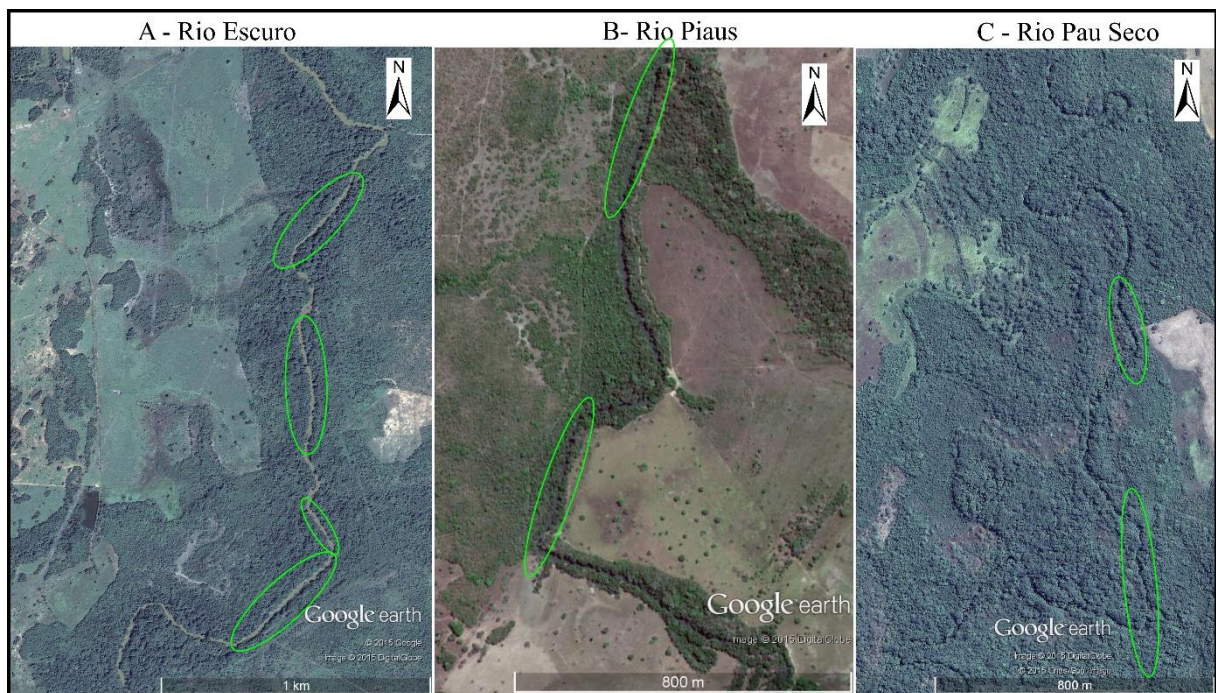
Com o início do abandono fluvial, pode ocorrer ainda uma contribuição secundária, onde o fluxo principal não passa pela curva abandonada, mas sim via transbordamento (Figura 75B). Os trechos abandonados recebem água da planície de inundação que transborda sazonalmente, e o material orgânico da planície e os sedimentos lamosos são transportados pelas cheias, consolidando o abandono pelo entulhamento da conexão (Figura 75C).

6.1.2. Trechos retilíneos

Como observado por Salamuni *et al.* (2004), os traçados fluviais retilíneos são importantes indicadores de controle geológico, e a partir de sua avaliação podem ser feitas inferências sobre a evolução do sistema fluvial.

Foram identificados 444 trechos de canais retilíneos na área de estudo, sendo que o baixo curso apresentou maior frequência (Tabela 8). Ao considerar os domínios morfoesculturais, nota-se que 210 segmentos foram identificados na depressão do Araguaia (Figura 76), e os demais (229) na planície Javaés-Formoso (Figura 77).

Figura 76 – Trechos retilíneos nos principais rios do alto curso do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

Os rios estabelecidos em depressões regionais exibem morfologias de adaptação às rugosidades do embasamento e às falhas regionalmente exumadas. As evidências de canais retilíneos localizados na Depressão de Sandolândia indicam trechos dos rios controlados pelos lineamentos regionais, principalmente os falhamentos transcorrentes do Transbrasiliano (Figura 58 e 60). No alto curso foram identificados 123 trechos retos, variando entre 0,4 e 1 km de comprimento, e de 15 a 20 m de largura nas sub-bacias de 6ª ordem (Figura 76).

Ainda no alto curso, os sistemas de 7ª ordem indicam trechos com comprimento retilíneo entre 1 e 2 km e de 40 a 60 m de largura entre as margens (Figura 77). Geralmente, os trechos são interrompidos por outras anomalias como desvios abruptos ou cotovelos de drenagem com ângulos agudos ou retos, que alguns casos estabelecem novas sequencias de segmentos retos, como destacados nas seções dos principais rios do alto curso (Figura 76).

Lima (2002) aponta que os modelos conhecidos de evolução de canais, como os apresentados por Schumm (1963), geralmente indicam passagens de sistemas retos para sistemas meandranes como processo gradativo e evolutivo. A evolução do canal pode vir como resposta ao próprio ajustamento hidráulico, com a instauração de níveis de base locais, mudanças na declividade, carga sedimentar, bem como variações de competência. Na área de estudo foi observado em vários trechos dos rios a migração lateral do canal, de um sistema de deposição (meandros divagantes) para um que exibem morfologias retilíneas. Tais situações podem ser notadas na figura 76 e 77, onde as paleodrenagens na planície de inundação indicam morfologias anteriores dos atuais trechos retilíneos.

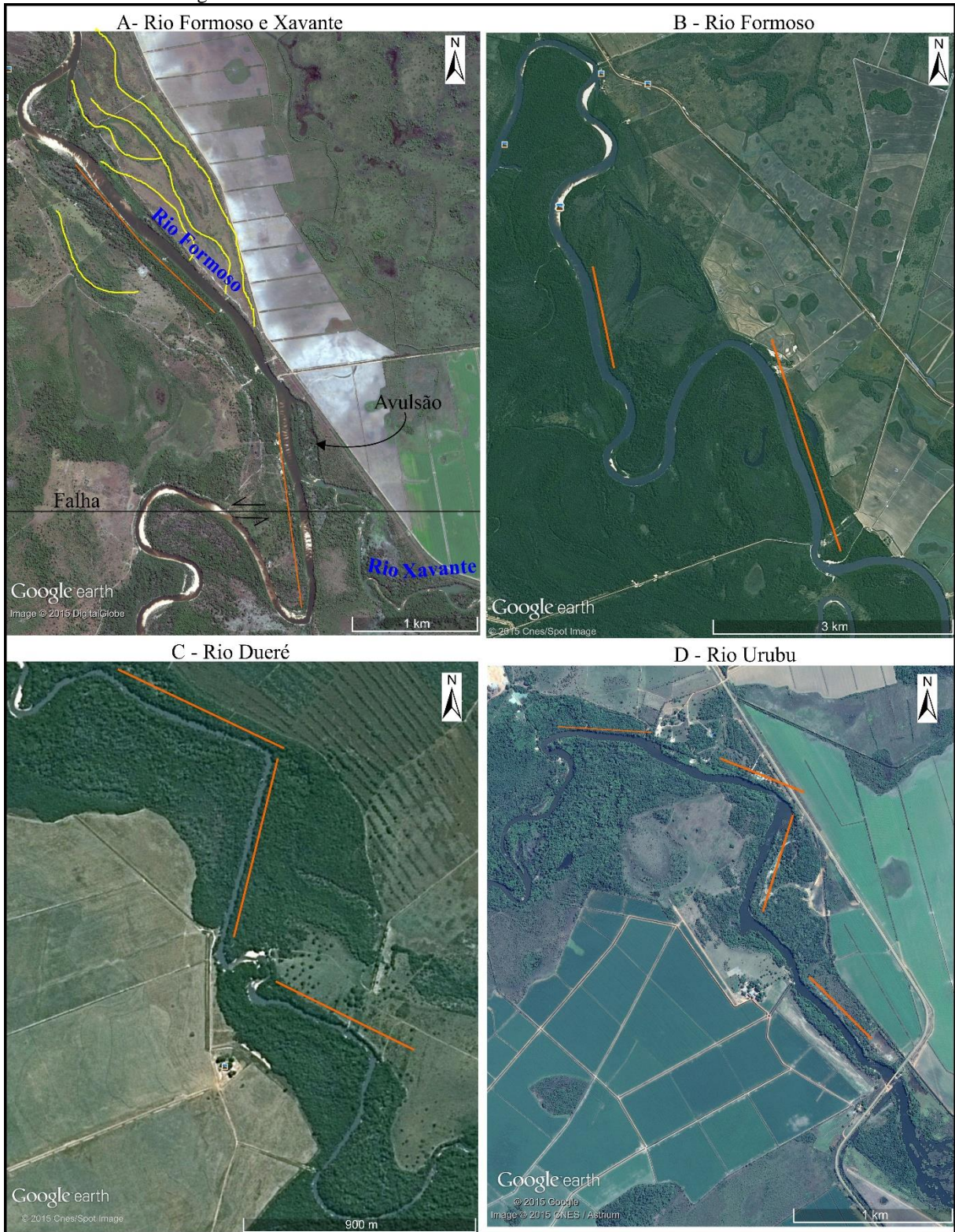
Os trechos retilíneos situados na Planície Javaés-Formoso (Figura 77), apresentam alguns elementos que se diferenciam daqueles reconhecidos na depressão (Figura 78). Possuem uma média de comprimento e largura maiores, e um nível de gradiente mais baixo, sem apresentar quebras de relevo ou rupturas estruturais que modifiquem a morfologia dos canais. Destacam-se os rios Formoso, Xavante, Urubu e Dueré, que exibem trechos bem encaixados na planície fluvial.

No leito do rio Urubu são observados alguns afloramentos rochosos nas proximidades da cidade de Lagoa da Confusão, sendo que os mesmos servem de diques naturais, barrando o fluxo de água no inverno e encachoeirando no início do período de cheia. Os demais sistemas de 6ª e 7ª ordem, que correm na planície Javaés-Formoso, não indicam controle litológico ou estrutural como aqueles apontados na literatura, quando se têm trechos controlados por falhas.

Na figura 77A é destacada, no canto inferior direito, a foz do rio Xavante, com um trecho em forma de “Z”. O rio alinhado em E-W, muda sua direção para N, estando paralelo o rio Formoso e, por estar influenciado por uma falha transcorrente, volta-se para W e desagua no rio de maior ordem (Figura 58). Nota-se ainda na mesma figura que mudança de direção para W implicou em processo de avulsão recente diminuindo o canal, já que um paleocanal alinhado para N ainda é perceptível com conexão ao rio Formoso.

Na figura 77B, um trecho do rio Formoso 4, no baixo curso, exhibe uma extensa planície fluvial situada em uma zona de falha encoberta (Figura 58) (IBGE, 2007). O rio preferencialmente migrou para leste pela notoriedade da planície aluvial com paleodrenagens. Em um ciclo recente o canal vem retrocedendo para oeste, algo que pode ser considerado pelas disposições das marcas de deposição de ambos os lados do rio. Os trechos em questão indicam sequências retilíneas apontadas para NW intercalados por voltas meandranes.

Figura 77 – Trecho retilíneos no médio e baixo curso da área de estudo.

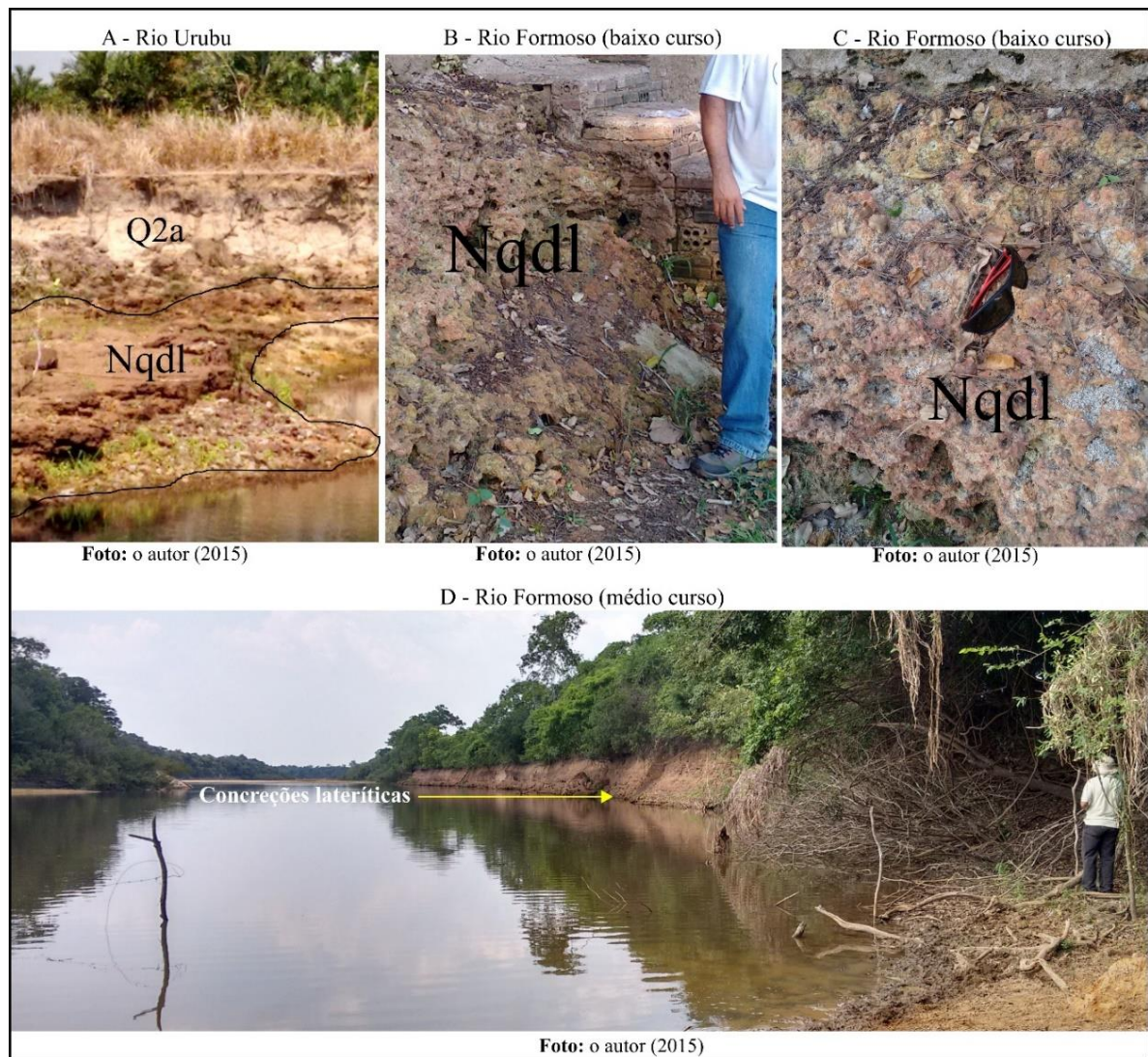


Fonte: elaborado pelo autor.

Observa-se que rios em planícies da área de estudo evoluem horizontalmente pelo trabalho de erosão de depósitos recentes elaborados em fases anteriores pelos próprios sistemas fluviais, e a possível condução das falhas indicadas por mapeamentos regionais, que orientam o fluxo principal em um padrão regional (BEMERGUY; COSTA, 1991).

Outra observação importante na região é a recorrência de horizontes lateríticos (Nqdl), situados em subsuperfície nos planos de inundação (MARTINS, 2004, SANTOS, 2013). Pode-se inferir que a taxa de incisão dos rios neste contexto litológico é lenta, muitas vezes controlada por tais crostas. Um exemplo deste controle foi observado às margens do rio Urubu (Figura 78A), onde a crosta é recoberta por sedimentos arenoargilosos da planície fluvial. Esta crosta, por sinal, foi mapeada por Stropper *et al.* (2010), que indicou várias zonas de concreção entre os rios Urubu e Formoso.

Figura 78 – Relações entre horizontes lateríticos e os rios no médio e baixo curso da área de estudo.



Fonte: elaborado pelo autor.

Os dados de campo permitem pontuar que os rios maiores estão estabelecidos abaixo destes horizontes, do médio curso na cota de 200 m (Figura 78D) até no baixo curso na cota de 180 m no rio Formoso 4 (Figura 78B), com características similares aquelas observadas a montante, com leito bem encaixado entre pacotes cenozóicos, cujo os taludes são bem verticalizados com até 5 m de altura (Figuras C e D).

As informações de campo e laboratório permitem sustentar a ideia de que existe uma relação direta entre a ocorrência de horizontes lateríticos com as traçados fluviais retilíneos e curvas anômalas, onde os rios possivelmente fluem nas zonas de fraqueza do material cenozóico.

A interpretação morfológica dos conjuntos de modelados fluviais não dá condições de relacionar os processos de evolução dos rios do médio e baixo curso da área estudada com formação clássica de terraços fluviais, que geralmente têm gênese relacionada às mudanças paleoclimáticas ou neotectônicas (BURBANK; ANDERSON, 2000). De forma objetiva, o sistema fluvial do rio Formoso em seu baixo curso possui um nível topográfico (1 a 5m) bem definido junto a calha do rio, que é modelado pela deposição e erosão fluvial. Acima dos barrancos identificou-se extensas planícies fluviais que são alcançadas no período de cheia, e são marcadas por densa cobertura arbórea e pela ocorrência de meandros abandonados periféricos ao canal. Passando à zona da planície de inundação, ocorrem os planos de inundação, que não indicam ruptura entre modelados, e que são bem identificados mediante a interpretação da mudança da vegetação, sendo predominantemente nestas amplas várzeas a fitofisionomia de Parque Cerrado (SEPLAN, 2012).

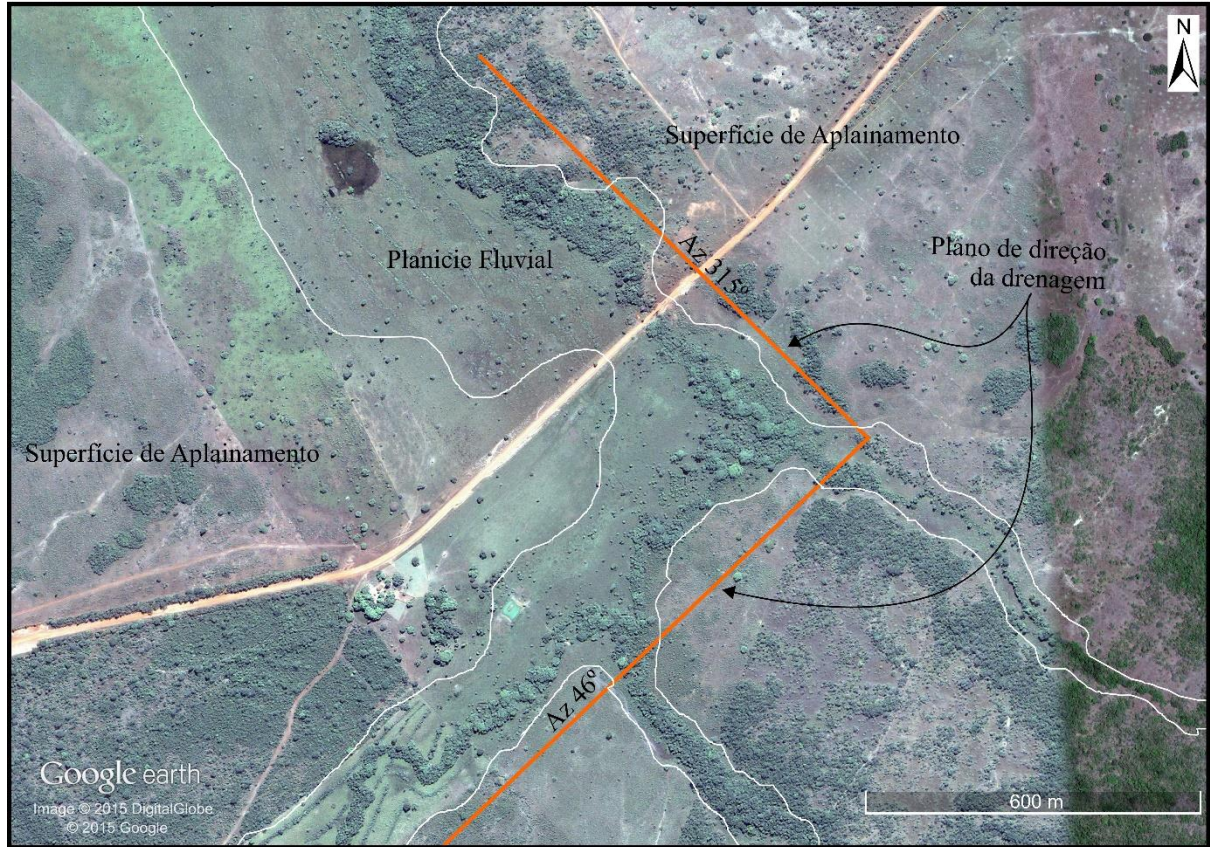
6.1.3. Desvios abruptos

Considera-se que os rios da área estudada, de maneira geral, possuem uma direção preferencial que obedece ao conjunto regional das condições topográficas e a disposição dos conjuntos litoestruturais, mas que tendem a apresentar uma fuga do padrão. Como apontado por Silva *et al.* (2006), a declividade é o principal controlador da direção de fluxo do canal, no entanto o mesmo pode encontrar obstáculos em forma de afloramentos e blocos mais resistentes, que podem redefinir a direção no conjunto local ou do plano da rede de drenagem. Assim, no presente trabalho, reconheceu-se desvios abruptos como a situação onde a drenagem muda drasticamente seu rumo como resposta a resistência litológica. Neste caso, os dados orbitais são cruciais para tal determinação assim como a correlação com aspectos litoestruturais.

Na figura 79 pode-se observar um desvio abrupto no Córrego Seco. O canal possui dois planos adversos de direção, onde o preeminente está com rumo NE, e bruscamente muda para NW. Este canal se destaca onde os cursos fluviais paralelos não apresentam as configurações de mudanças de direção. Como já tratado, estes planos direcionais se associam aos conjuntos regionais de falhas conhecidos para a área de estudo. Nos trabalhos de campo foi possível observar que, apesar do desvio, o rio apresenta curvas de meandros típicos de planícies fluviais,

que vão migrando lateralmente, mas sempre voltando pra a mesma direção, encaixadas em uma zona de acumulação, neste caso, entre superfícies de aplainamento.

Figura 79 – Desvio abrupto identificado no córrego Seco, afluente do rio Dueré.

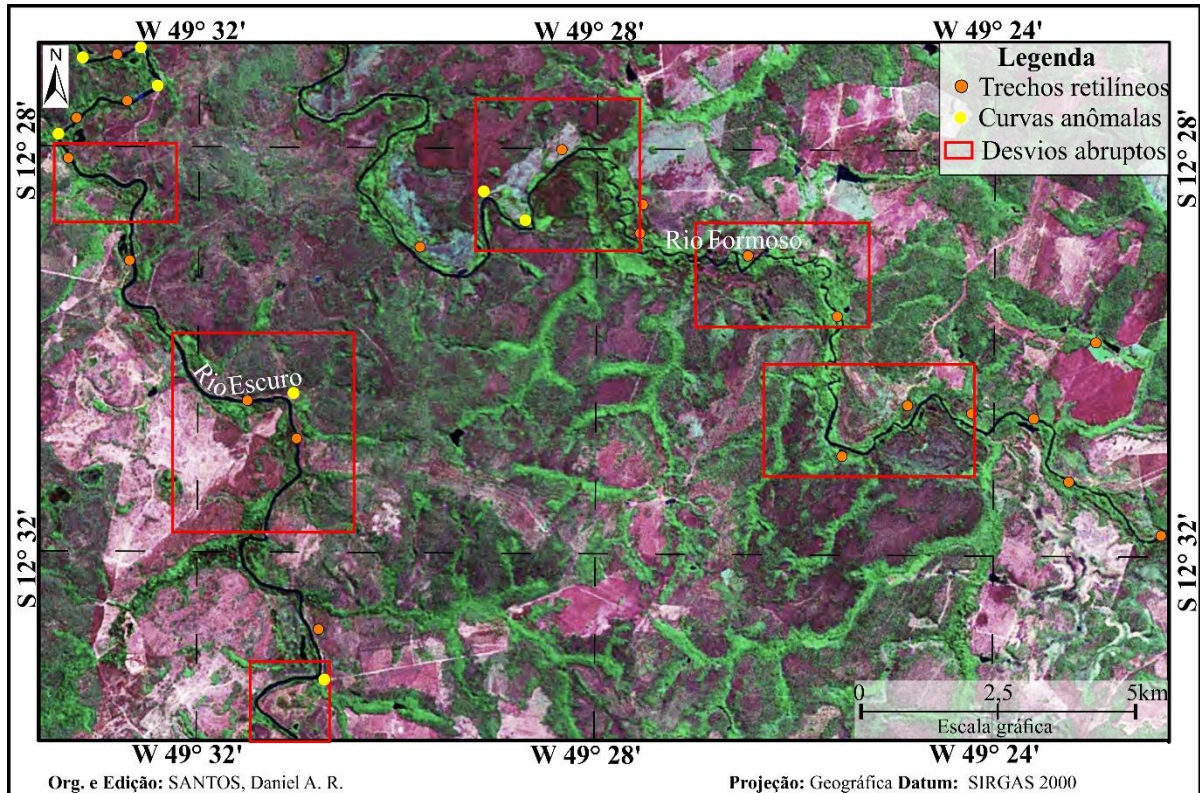


Fonte: elaborado pelo autor.

Nos trabalhos de campo não foi possível visualizar o assoalho do canal no ponto representado na figura 79, apesar de estar seco em boa parte do ano, bastante coberto por sedimentos arenosos e material orgânico, o que inuma o plano rochoso de desenvolvimento da drenagem. No entanto, foram identificados nas margens das curvas dos meandros, horizontes lateríticos, que exercem controle local de direção do canal nos eixos apontados na figura 79.

Na bacia do rio Formoso foram identificados 384 desvios abruptos de canais. Uma quantidade maior foi notada no alto curso principalmente em zonas de transição litológica e de falhas transcorrentes, onde os rios encaixam nos planos de falhas, exibindo variações de canais e curvas. Na figura 80 é possível observar anomalias de drenagem nos rios Formoso e Escuro. Notam-se trechos retilíneos no rio Formoso com mais de 5 km de canal. Tais trechos apresentam fortes desvios que redirecionam o canal. Reconhece-se os padrões de canais de meandros psamíticos nos rios, com curvas induzidas pelas diferenciações litológicas, onde são intercalados por sequências de cotovelos com ângulos agudos e retos.

Figura 80 – Recorte de imagem *Geocover* (2000) de uma área do alto curso do rio Formoso, destacando algumas anomalias de drenagem.



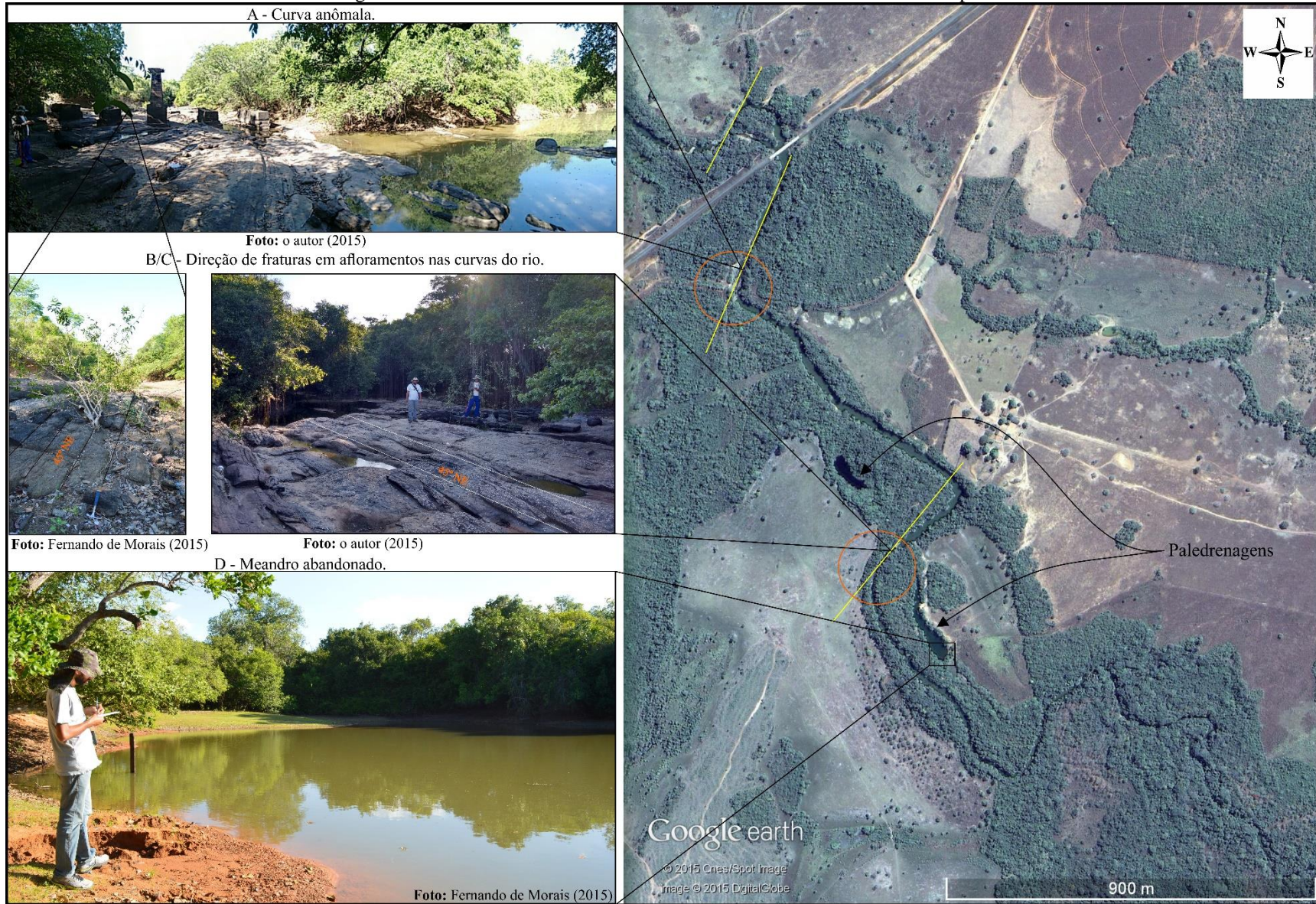
Fonte: elaborado pelo autor.

6.1.4. Curvas anômalas

Foram mapeadas 238 curvas anômalas na bacia, curvas locais nos rios que apresentaram ângulo reto ou muito agudo (HOWARD, 1967), sendo também uma possível resposta a imposições de afloramentos ou zonas litológicas mais resistentes (Figuras 80 e 81).

Em um trecho no rio Pau Seco, identificou-se conjuntos de afloramentos de granito e gnaise, alinhados em SW-NE (Figura 81). A montante destes blocos (Figura 81A), foram identificados canais retos escalonados e orientados para o nível de base regional (NW). Estes canais concentram maior energia na parte central do leito, onde o nível topográfico geral do rio é mais baixo do que os afloramentos, que transpassam o caminho da calha redirecionando o trajeto fluvial em várias seções ao longo do rio (Figuras 81B e 81C), de forma que estes blocos se comportam como diques.

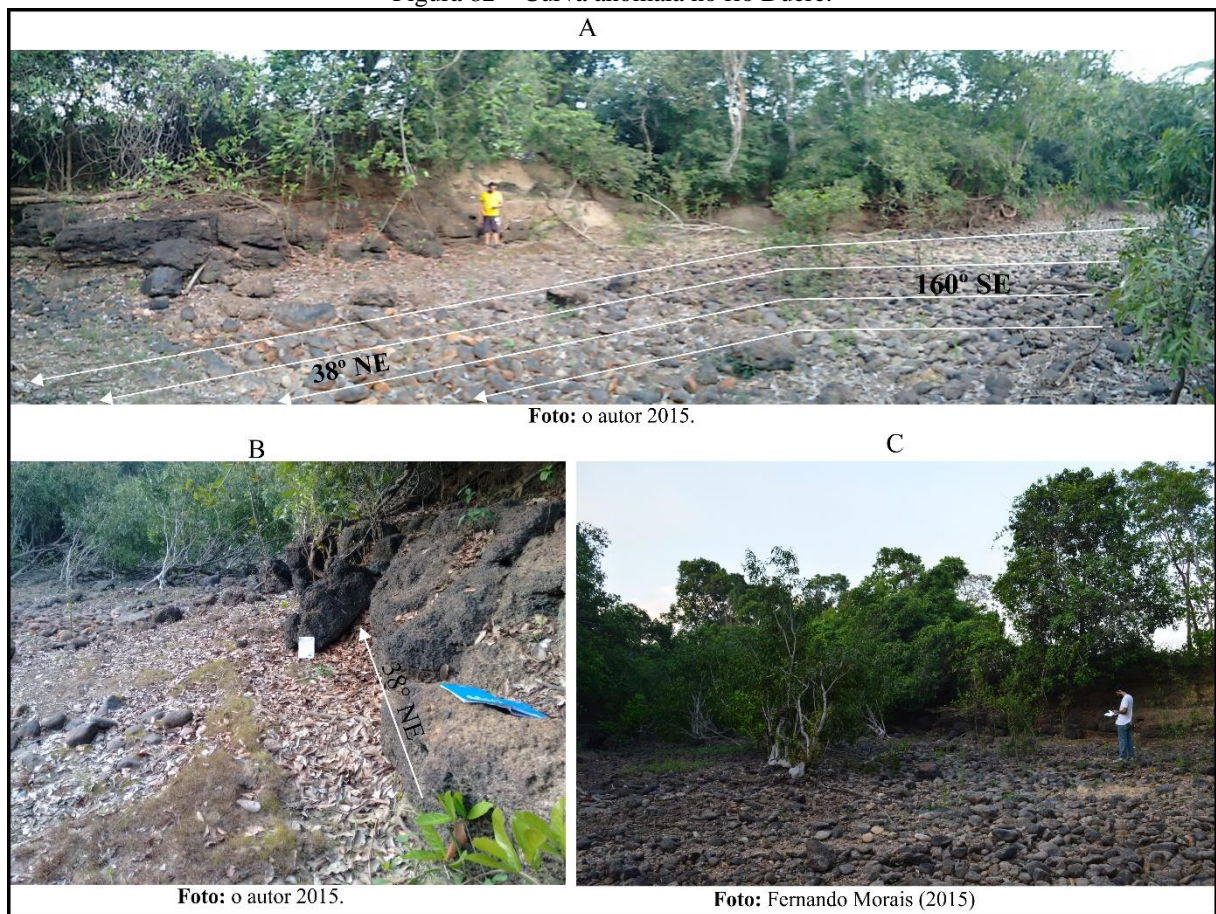
Figura 81 – Trecho do rio Pau Seco com curvas anômalas avaliadas em campo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No baixo curso identificou-se uma curva mais aberta no rio Dueré, apresentando controles semelhantes àqueles encontrados nos contribuintes do alto curso da área estudada. Neste trecho, pode se perceber que o rio tem direção SE e é remetido para NE, seguindo as linhas de falhas nos blocos (Figura 82). Como observado no campo, a margem de escavação é limitada pelo afloramento lateritizado (Figura 82B), que recebe diretamente o fluxo, configura uma curva aguda. A margem possui uma face com parede de 2 m bem entalhada, recoberta pelos sedimentos argilosos depositados durante as cheias sazonais.

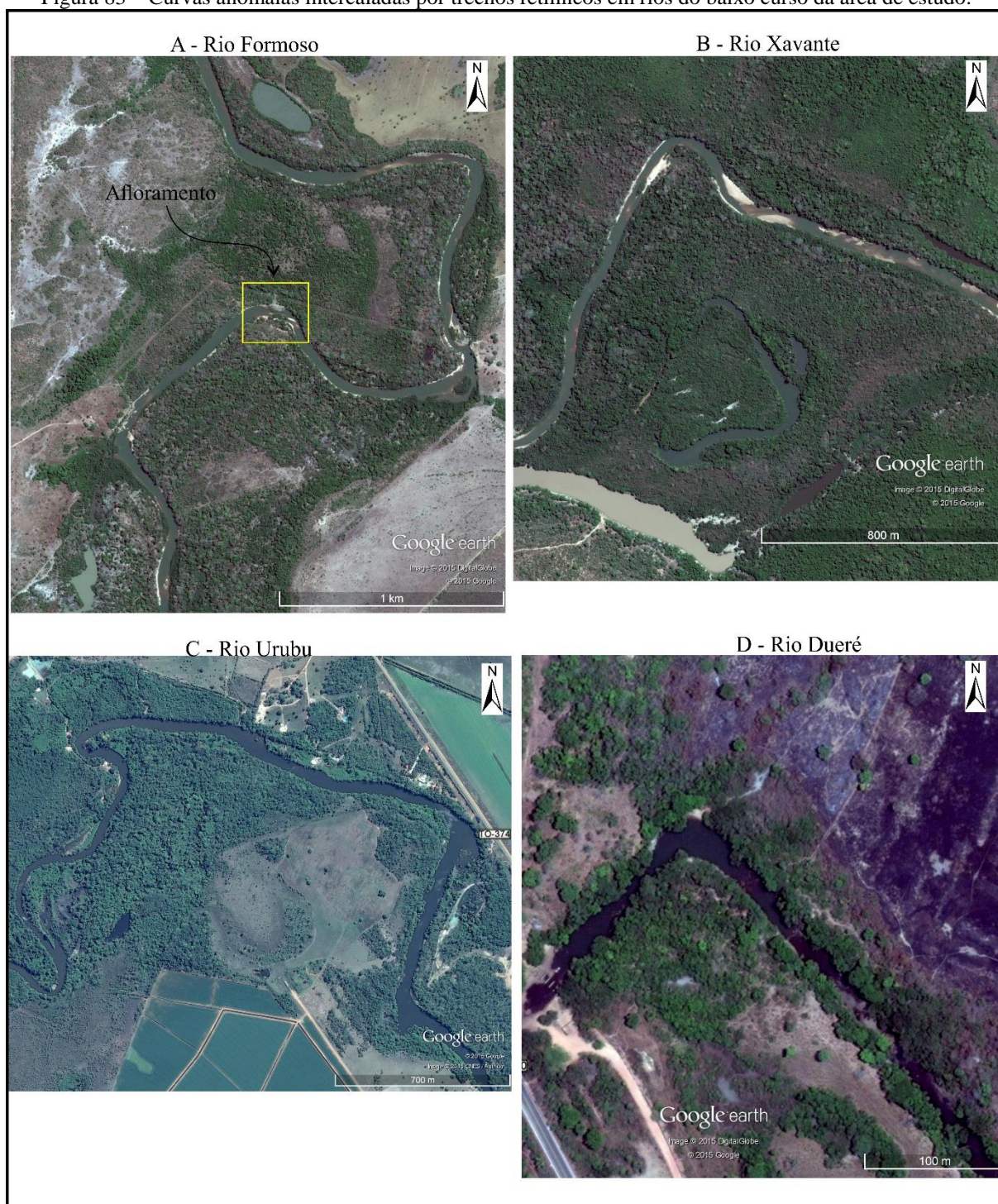
Figura 82 – Curva anômala no rio Dueré.



Fonte: elaborado pelo autor.

A figura 83 mostra alguns exemplos de segmentos de curvas anômalas nos principais rios do médio e baixo curso. Na transição do alto para o médio curso, percebe-se que à medida em que os rios vão adentrando o domínio de planície, a influência do embasamento na direção dos canais é dissipada, com poucos diques passíveis de identificação (Figura 83A). Nos sistemas estabelecidos em planícies fluviais, notaram-se curvas de ângulos retos e agudos que estão relacionadas aos processos de escavação do rio controlado pelos horizontes lateríticos, que é diferente do encontrado no rio Dueré, com coloração mais avermelhada e amarelada. É recorrente também a intercalação de segmentos retilíneos com as curvas.

Figura 83 – Curvas anômalas intercaladas por trechos retilíneos em rios do baixo curso da área de estudo.

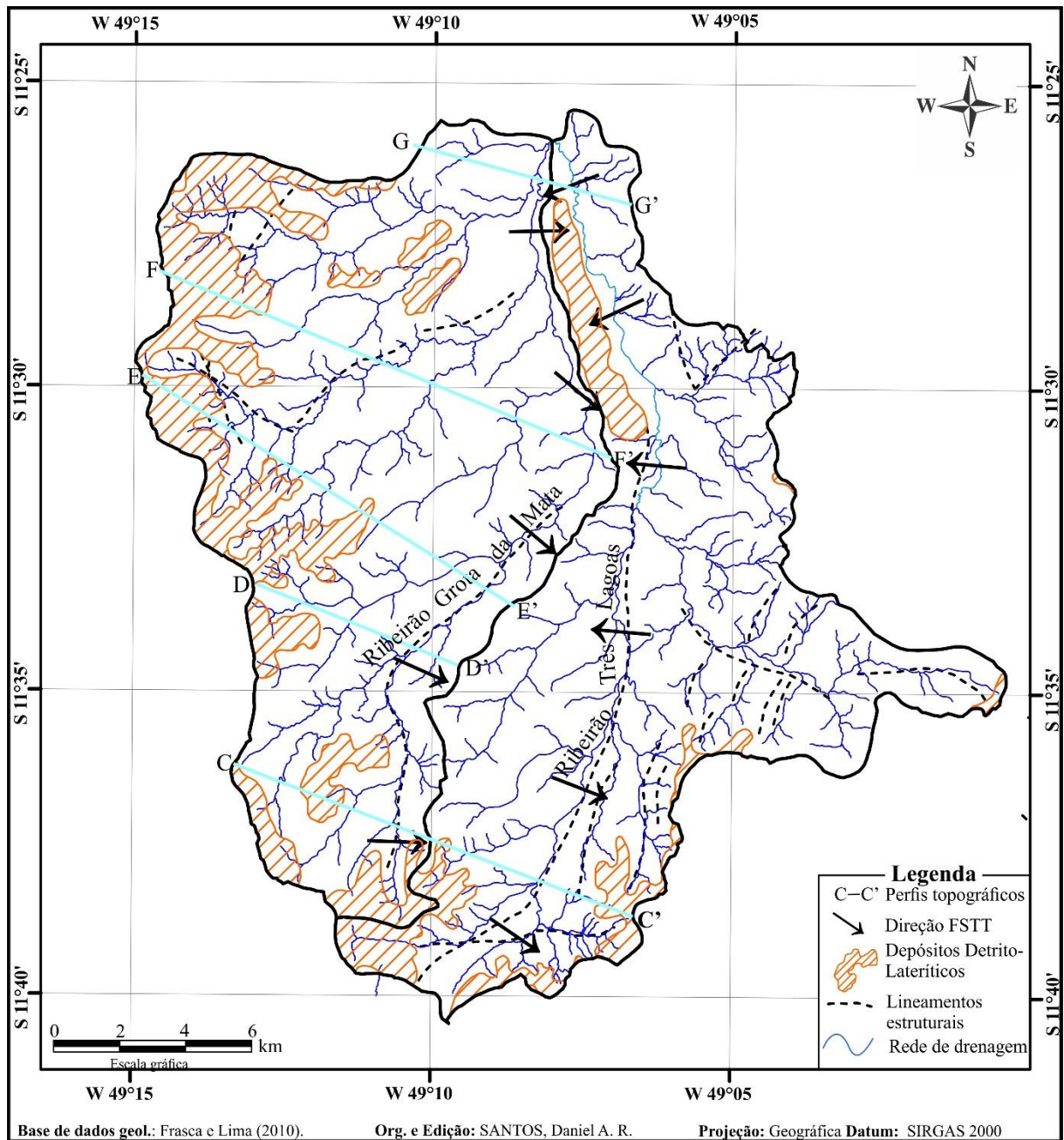


Fonte: elaborado pelo autor.

6.2. Assimetria do ribeirão Grota da Mata.

Na figura 84 é possível observar os ribeirões Grota da Mata e do Três Lagoas que, ao confluírem, formam um canal de 6ª ordem, correspondendo ao rio Dueré.

Figura 84 – Ribeirões Grota da Mata e Três Lagoas, afluentes do rio Dueré.



O ribeirão Grota da Mata é um sistema de 5ª ordem, um contribuinte de cabeceira do rio Dueré no baixo curso do rio Formoso. Os índices geomórficos aplicados na área de estudo indicam que este ribeirão possui um forte grau de assimetria, com FSTT médio igual a 0,83, e FABD indicando forte basculamento para o lado direito (FABD = 9,4). Possui uma área de 215,96 km² e 72 km de perímetro, sendo que 91,6% deste montante corresponde ao lado esquerdo do canal principal. A sub-bacia possui 194 canais com características intermitentes ou efêmeras, somando 280 km de drenagens.

Em um mapeamento regional, Frasca et al. (2010) e Frasca e Lima (2010) delimitaram horizontes concrecionários do final do Neogéno, situados nos topos de patamares interfluviais (acima de 300 m) e recobrendo partes da Depressão do Médio Araguaia (220-300 m), e na planície Formoso-Javaés (180-200 m), com caráter plíntico, encoberto por sedimentos holocênicos. Conforme a figura 84, nota-se que no contexto do ribeirão Grota da Mata, as porções mais elevadas da sub-bacia são constituídas da modelagem destes depósitos detrítico-lateríticos, e como observado em campo, recobrem xistos da Formação Xambioá.

Ainda na figura 84 pode-se observar as setas que correspondem à direção azimutal do trecho medido do cinturão de meandros (COX, 1994). Nota-se que nas cabeceiras das sub-bacias, as migrações apresentam direção tendendo para SE. Nota-se ainda um antagonismo das direções de fluxo, onde o ribeirão Grota da Mata mantém a tendência migratória para SE, com alternância para NE, enquanto que o ribeirão Três Lagoas muda sua direção de fluxo para NW, com alternância para SW. A figura 84 exhibe a configuração do padrão de drenagem, que corresponde a um modelo modificado, o sub-dendrítico. Nota-se um paralelismo dos canais, alinhados para NE, onde o eixo principal que corre para N recebe os canais tributários.

Para se ter uma melhor ponderação sobre os aspectos verticais do relevo na sub-bacia do Grota da Mata, calculou-se o Índice de Assimetria de Vale (IAV), conforme descrito na metodologia. De forma que, foram traçados perfis topográficos perpendiculares ao vale principal da sub-bacia Grota da Mata (Tabela 9) (Figura 84). Em todos os perfis, constatou-se que o lado esquerdo do vale possui as maiores diferenças de altitude em relação ao fundo do mesmo. Cabe lembrar que para este índice, os valores próximos a 1 indicam simetria e os próximos a zero denotam assimetria do vale.

Tabela 9 – Dados morfométricos das vertentes no ribeirão Grota da Mata.

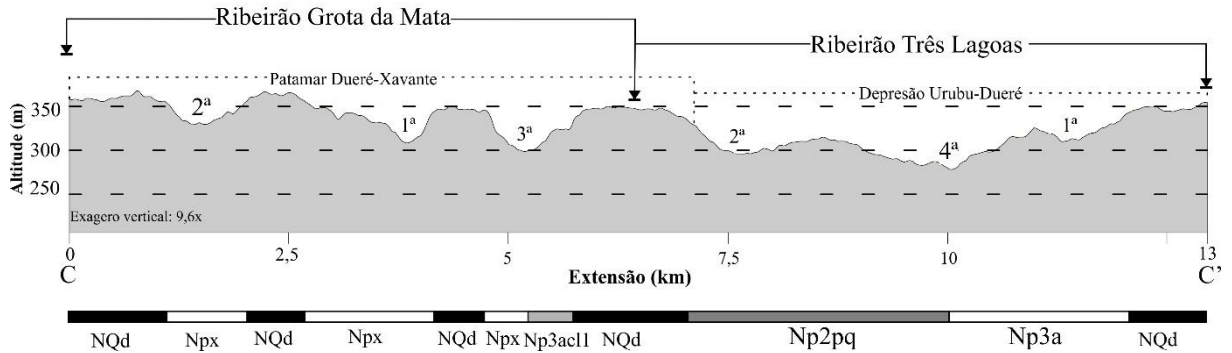
Variáveis das vertentes	Perfil C	Perfil D	Perfil E	Perfil F	Perfil G
Altura da vertente mais alta – Hv (m)	69	99	107	124	67
Comprimento da vertente mais alta – Lv (m)	4.443	12.222	13.076	13.084	3.668
Altura da vertente mais baixa – H'v' (m)	52	44	57	19	277
Comprimento da vertente mais baixa – L'v' (m)	1.211	1.300	108	393	300
Índice de Abertura de Vale – IAV (0-100)	0,36	0,24	0,02	0,21	0,020

Fonte: elaborado pelo autor.

A amplitude geral calculada para a sub-bacia foi de 166 m. O valor de amplitude encontrado no lado esquerdo foi de 164 m, e do lado direito 135 m. Estes valores indicam um relevo um pouco mais elevado no lado esquerdo, e que a relação vertical da topografia acompanha a configuração horizontal de assimetria, apontada pelos indicies geomórficos.

Os patamares interfluviais no contexto da sub-bacia são unidades esculpidas nas rochas neoproterozóicas da Formação Xambioá, que é recoberta por depósitos detrítico-lateríticos – NQdl (Figura 85), situação semelhantemente pode ser encontrada em alguns dos interflúvios do sistema Formoso e em topos aplainados da Depressão de Sandolândia.

Figura 85 – Perfil topográfico C-C', representado na figura 84.



Fonte: elaborado pelo autor.

O ponto mais alto da sub-bacia Grotta da Mata é um pico com características de planalto residual, com altitude máxima de 380 m. No perfil da figura 85, o ponto C indica as áreas mais elevadas na sub-bacia, correspondentes ao patamar interfluvial Dueré-Xavante (360-300 m). Os patamares representam 41% de área, sendo um conjunto de modelados de dissecação com topo tabular. A maior parte dos tributários nascem nas reentrâncias deste conjunto topográfico, formando vales de cabeceira encaixados.

O índice IAV do perfil C-C' aponta um vale com forte característica de assimetria, tendo no lado esquerdo as porções mais elevadas. A profundidade dos vales nas cabeceiras do Grotta da Mata varia entre 30 e 60 m, e a largura entre 1700 m em canais de 1ª e 2ª ordem. Nota-se que no mesmo perfil o sistema Três Lagoas apresenta um vale mais desenvolvido, em outro contexto litológico e bem denudado com até 5.000 m de largura.

Cassetti (2005) pontua que as bancadas ferruginosas ou detriticas, recorrentes em topos do atual relevo em áreas tropicais, são resultantes de mudanças paleoclimáticas, sendo antigos horizontes B, onde minerais eram precipitados, tendo sido exumados em fases mais úmidas. De tal forma, a partir de mudanças no nível de base regional e global, teria se estabelecido um novo trabalho erosivo, entalhando as concreções, e dando condições à inversão do relevo.

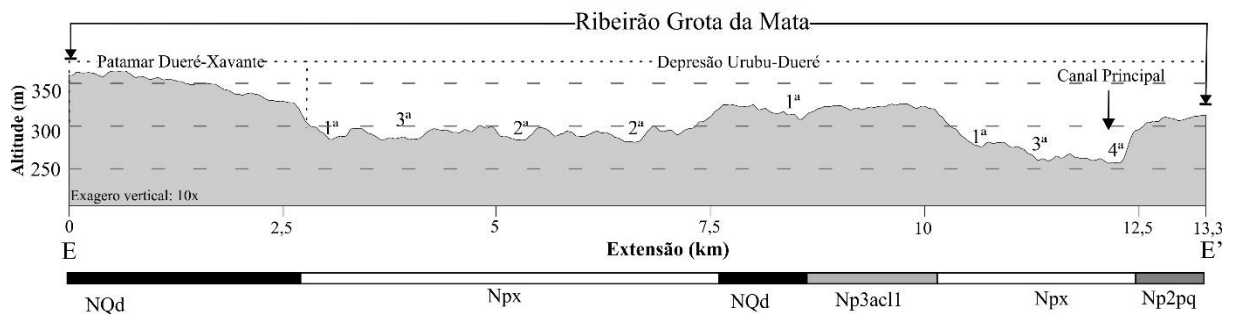
Faraco *et al.* (2004), Frasca *et al.* (2010) e Frasca e Lima (2010) mapearam os depósitos detríticos da área de estudo em diversas escalas. As descrições destes autores dão a entender que estes depósitos não têm origem ligada à deformação da rocha local. São pontuados como superfícies residuais compostas por sedimentos incoesos, de origem aluvionar, como areia

grossa e seixos alterados, que foram laterizados, podendo ter diferentes níveis de laterização e horizontes com até 20 m de espessura. Nos trabalhos de campo percebeu-se que existe discordância angular entre xistos da Formação Xambioá e depósitos indiferenciados, em afloramentos ao longo da TO 374, onde as rochas apresentam posição subverticalizadas e os depósitos um acamamento horizontal, com cor avermelhada em função da oxidação.

Abaixo da cota de 300 m o relevo apresenta vertentes mais suaves, com conjuntos colinosos marcando as maiores altitudes. As variáveis morfométricas indicam, ainda, que quase a metade da superfície da sub-bacia exhibe um relevo suave ondulado. Estas áreas correspondem às médias vertentes das sub-bacias, que já aparentam o nível de denudação regional da Depressão do Médio Araguaia, classificada neste estudo como unidade morfológica Depressão Urubu-Dueré (Figura 38).

Na figura 86 nota-se a morfologia tabular do patamar (próximo a E), provavelmente em função da superfície lateritizada, apresenta maior resistência frente à erosão superficial. Como descrito por Caseti (2005), o processo de erosão remontante é deflagrado na quebra do relevo (*nick point*). De tal forma, o processo de recuo paralelo das vertentes vai ampliando o vale aplainado da depressão. A relação de resistência das litologias e disposições topográficas pode indicar que ocorreram processos de incisão diferencial, resultando na assimetria dos vales e, conseqüentemente, da sub-bacia, com maior rebaixamento do lado direito da sub-bacia (E').

Figura 86 – Perfil topográfico E-E' do alto curso do ribeirão Grota da Mata.



Fonte: elaborado pelo autor.

Na fazenda da Mata foi observado um trecho do canal principal em 4ª ordem (Figuras 86, 87 e 88). Este ponto corresponde ao vale do canal principal, que é encaixado, porém muito assimétrico. O ribeirão Grota da Mata neste trecho é de 4ª ordem, e possui forte sinuosidade.

Nota-se que o ribeirão Grota da Mata está encaixado entre uma planície construída pelo próprio rio e um bloco 57 m mais elevado, que é o divisor de águas da sub-bacia, com forte declividade. A planície de inundação abriga vários paleocanais com dimensões entre 30 e 50 m de comprimento e 3 e 5 m de largura. No lado direito do ribeirão (E') notou-se nos trabalhos de

campo, um predomínio de vertentes convexas, intercaladas por segmentos côncavas, não sendo detectados canais fluviais com água corrente nesta porção da sub-bacia.

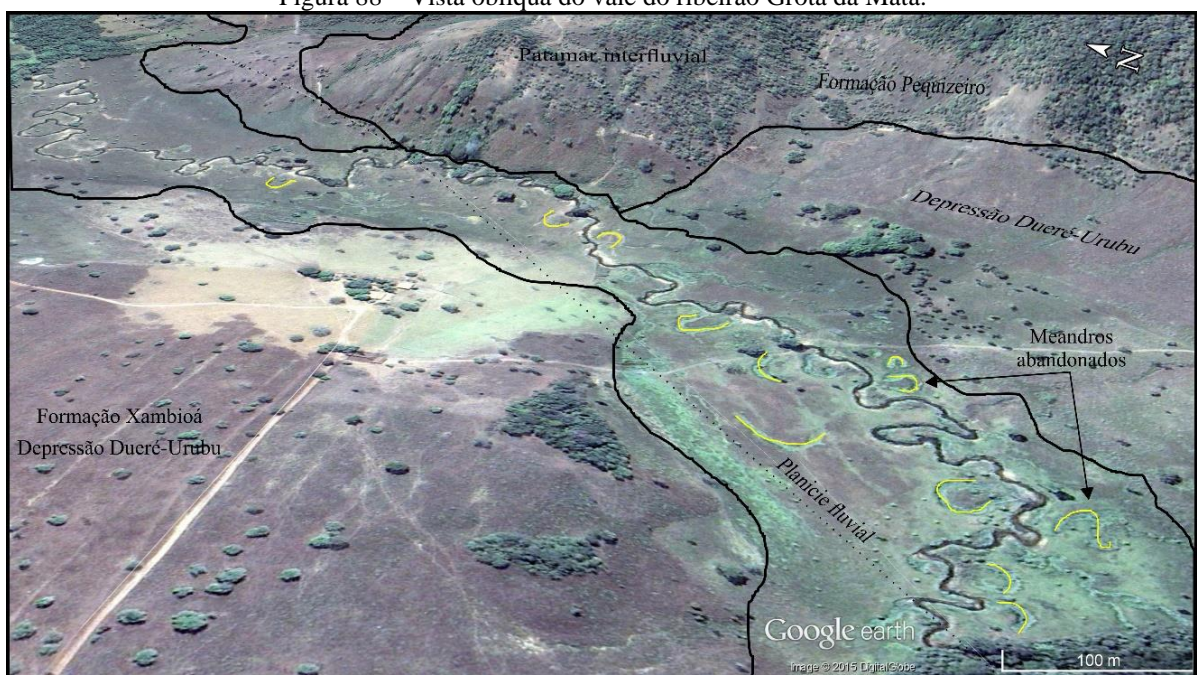
Figura 87 – Trecho de 4ª ordem do ribeirão Grota da Mata.



Foto o autor (2015).

Os dados de laboratório (dados orbitais) indicam que o plano de direção do canal na figura 88 é controlado por falhas (Figura 84), sendo possível notar pequenos desvios abruptos no canal e paleocanais. Destaca-se a proximidade e encaixe do canal principal em uma zona de transição litológica, sopé da encosta (divisor do lado direito). Nesta porção, os indicadores de direção do FSTT sugerem uma configuração de escarpa de falha (IBGE, 2009) (Figuras 87 e 88). Porém, nos trabalhos de campo não foi possível constatar controles estruturais transcorrentes como aqueles apontados pelo mapa geológico de Frasca e Lima (2010).

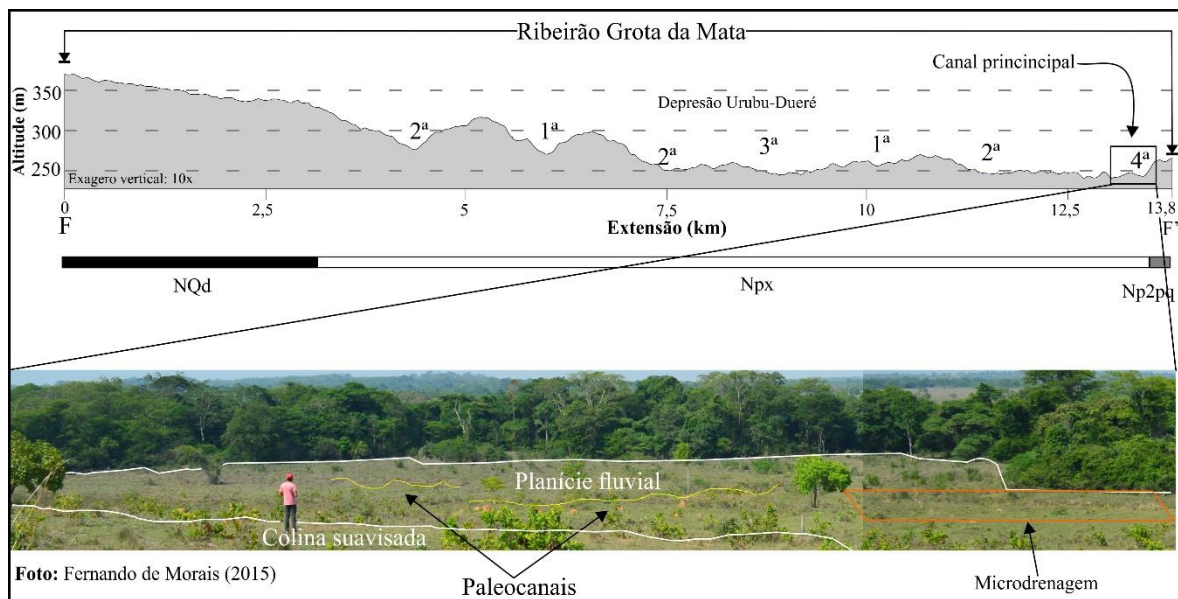
Figura 88 – Vista oblíqua do vale do ribeirão Grota da Mata.



Fonte: Adaptado de imagem do Google Earth (2015).

O Perfil F-F' (Figura 89) indica o predomínio de resquícios de superfícies de aplainamento da Depressão Urubu-Dueré na sub-bacia do ribeirão Grota da Mata, já próximo a seu nível de base (F'). Na depressão, os cursos fluviais possuem vales mais abertos e, em alguns casos, assimétricos, fato comprovado pelo índice de abertura do vale, que nesta área apontou forte assimetria (0,21). Nota-se um padrão escalonado das vertentes de F para F', onde os blocos a esquerda do canal são sempre mais elevados, apontando diferentes graus de resistência à erosão, onde se identificou em campo que os patamares apresentam horizontes latéuticos bem desenvolvidos.

Figura 89 – Perfil topográfico F-F' do médio curso do ribeirão Grota da Mata e foto do vale.



Fonte: elaborado pelo autor.

6.3. Canais e condutos fluviais anômalos na planície Formoso-Javaés

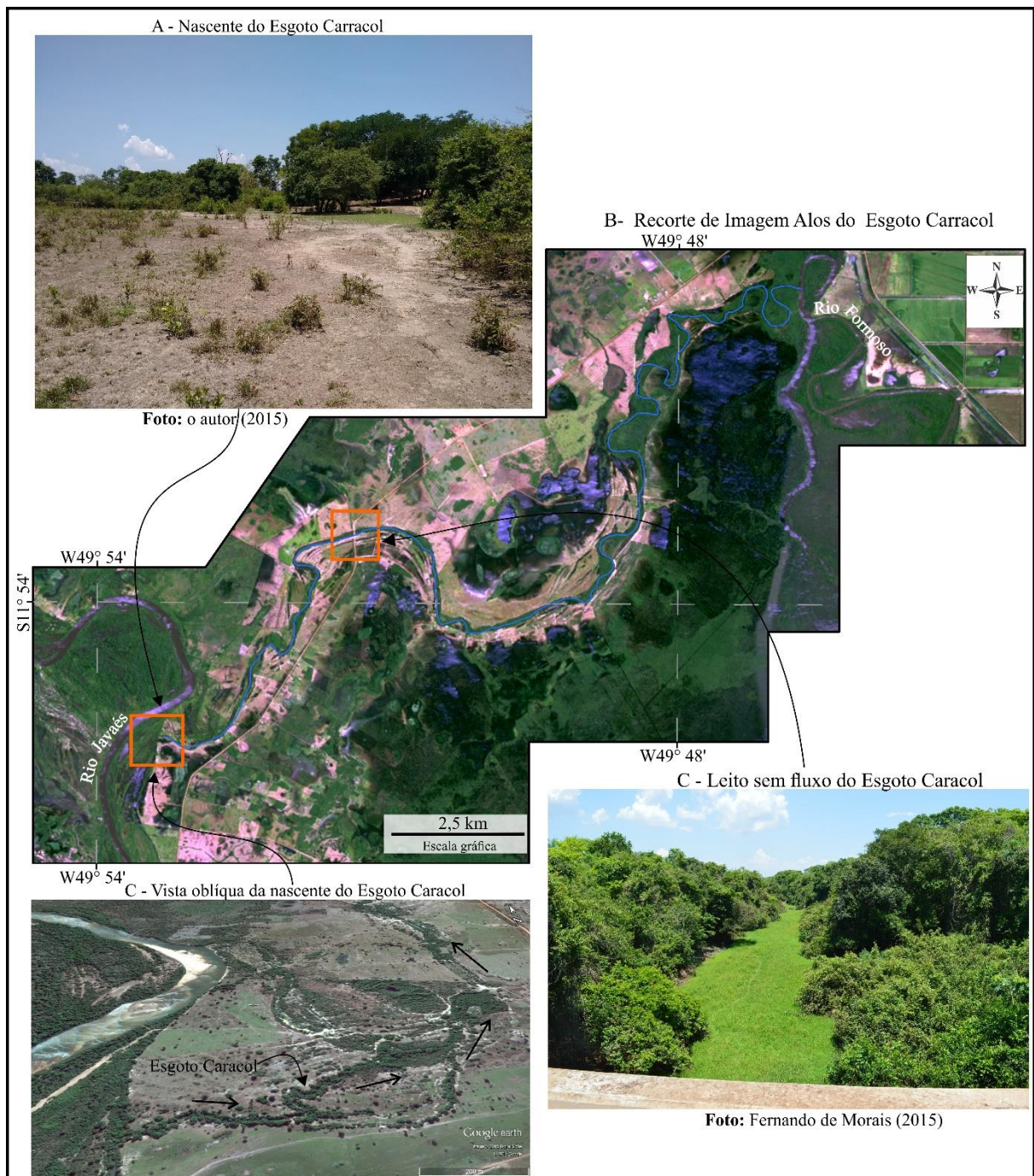
No conjunto de anomalias de drenagens identificadas na área de estudo, destacam-se algumas feições que chamam a atenção no contexto da geomorfologia regional, recorrentes no médio curso do rio Formoso, e no rio Dueré.

Os dados topográficos apontam que no médio e baixo curso, os interflúvios como aqueles idealizados em modelos clássicos de definição do fluxo superficial, são praticamente inexistentes na Planície Formoso-Javaés, estando a porção esquerda situada numa ampla zona de várzea, sazonalmente inundada (Figura 72). Nas imagens de satélite nota-se uma diversidade de paleodrenagens no interflúvio Javaés-Formoso, alinhadas no sentido S-N e SW-NE.

Mesmo com uma baixa declividade e pouca variação altimétrica, a planície oferece condições de originar canais com aspectos de intermitência, aliviando a saturação da planície no período de cheia.

A partir das cartas topográficas foram observadas situações fluviais pouco discutidas, as de esgotos fluviais, que apresentam morfologia semelhantes a canais normais. Tais esgotos (no total de cinco) na área da bacia fazem conexões anômalas entre canais fluviais e, em alguns casos, destes com lagoas perenes. Destaque-se uma destas feições estabelecida entre os sistemas Javaés e Formoso, um canal denominado nas cartas topográficas de “Esgoto Caracol” (Figura 90).

Figura 90 – Mapa e fotografias relacionadas ao Esgoto Caracol, no médio curso da área de estudo.



Fonte: elaborado pelo autor.

Nos trabalhos de campo observou-se a zona de nascente do Esgoto Caracol (Figura 90A). Chama a atenção nas figuras 90B e 90C a posição da nascente fluvial, que aparece nas bordas das linhas de deposição da planície do rio Javaés, que teoricamente é rebaixada no sentido do rio de maior ordem. Como descrito por moradores das margens do canal. No período de cheia as águas de um sistema aparentemente maior (Javaés) invade a zona de drenagem do Caracol, que desagua no rio Formoso. Ao considerar os relatos dos moradores, em alguns anos pode ocorrer a situação contrária de movimentação da água, de volta ao rio Javaés.

Os dados do SRTM indicam que o canal percorre a mesma cota na nascente e na foz no rio Formoso sem indicação de imposição vertical, o que descarta a ideia de indução topográfica ou uma movimentação de blocos. As interpretações dos dados de sensoriamento remoto ainda permitem notar que o Esgoto conserva paleofeições de conexão superficial com rede do “Esgoto do Capitão Vaqueiro”, outro canal que corre para norte, e depois para NW, desaguando em um conjunto de lagoas nas margens do rio Formoso (Figura 74A).

A partir dos dados avaliados, pode entender que o Esgoto Caracol é uma “pirataria” (GUERRA; GUERRA, 2008) ou captura fluvial em eminência ou ainda uma pré-captura, já que a conexão plena do fluxo não é reconhecida, apesar da grande proximidade entre os sistemas fluviais. Vale observar os apontamentos de Bishop (1995) Silva *et al.* (2006) quanto à captura de drenagem. O primeiro autor traz um modelo que relaciona aspectos tectônicos e de erosão das vertentes como influenciadores a diversas formas de capturas, no entanto, o mesmo não considera nesta proposta de classificação os processos que ocorrem em planícies fluviais, e que a metodologia é indicada para áreas com terreno firme, em juventude. O segundo trabalho descreve que para ocorrer a captura, é necessário que o gradiente do canal adjacente evolua, a ponto de estabelecer uma conexão entre os sistemas geomorfológicos, e possibilite laços processuais que dão dinâmica nova aos sistemas.

Pode-se propor duas ideias quanto a morfogênese destes canais, sendo: 1) Ao considerar suas dimensões de comprimento e largura que estes cursos fluviais indicam que já foram mais desenvolvidos, ou até mesmo trechos dos rios maiores, que foram perdendo competência e, por isso, abandonados; 2) O estabelecimento de um novo nível de base pela incisão fluvial (rio Formoso), deve ter condicionado a reativação de alguns canais, que apresentam marcas de paleocorrentes.

No baixo curso, Moraes e Santos (2013) apontaram uma feição identificada como anarquia de drenagem, entre os rios Formoso (7ª ordem) e Dueré (6ª ordem), com fuga de fluxo hídrico da bacia maior para a menor por um trecho retilíneo, condicionada por uma possível

descontinuidade geológica na direção E-W. Este conceito é pouco trabalhado por Lima (2002) como uma morfologia gerada a partir de rápidos processos de intervenção da dinâmica fluvial, como acumulação eólica, glacial ou ação tectônica. No presente trabalho, nega-se a ideia de anarquia, e considera-se que esta feição pode ser uma captura fluvial com conexão plena, ou seja, acredita-se que é uma evolução daquela dinâmica atual observada no Esgoto Caracol.

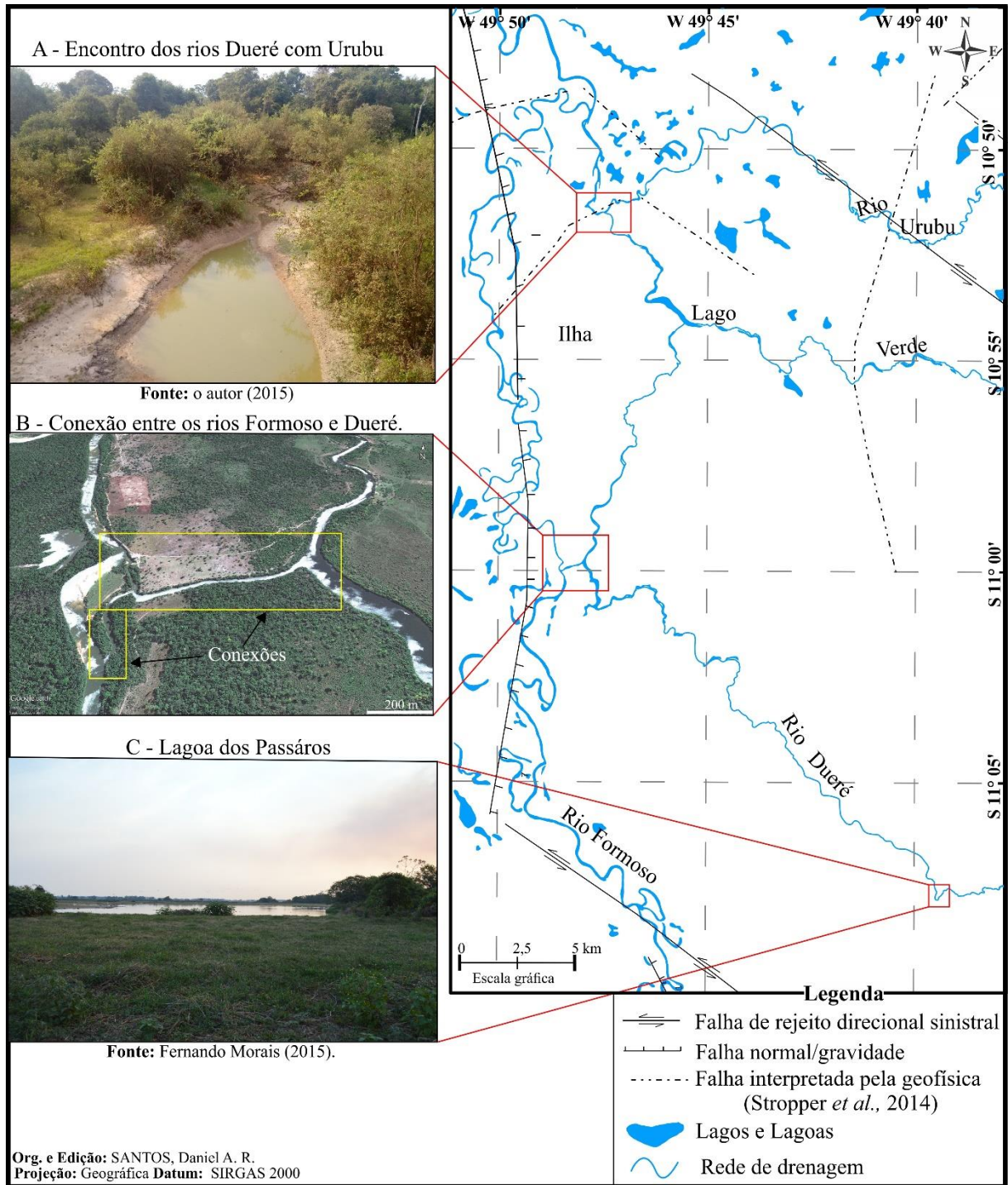
Neste contexto (Figura 91B) os rios Formoso e Dueré apresentam morfologias semelhantes, formando uma conexão em forma de “H”. Os paleocanais são bem expressivos no lado esquerdo do rio Formoso (W) e indicam a migração lateral do canal perene, que faz curva abrupta para E e em sequência para N. Curiosamente, o rio Dueré, que vem alinhado em SE-NW, desvia-se abruptamente para SW, e volta-se em curva de 90° para N, encontrando-se com a conexão anômala.

Pode-se considerar também que este processo de captura produziu uma ilha fluvial. O rio Dueré finaliza seu trajeto neste ponto, já que o mesmo braço que se conectou com o rio Formoso encontra-se a frente com o rio Lago verde, e Urubu e por fim deságua no rio maior (Figura 91A). Não foi encontrada na literatura menção à esta ilha, tendo em vista que as imagens utilizadas na confecção da carta de “Lagoa da Confusão” são de 1968, e o produto cartográfico faz o registro desta captura.

Em campo foi possível observar que o canal apresenta uma calha bem definida, diferente do que foi averiguado no Esgoto Caracol, que aparenta ser um tributário de 1ª ordem. Nota-se neste segmento a mesma configuração encontrada nos barrancos dos rios maiores, onde os horizontes são constituídos por sedimentos recentes (Qa2), que recobrem uma exposta camada laterítica bem entalha, que provavelmente dá forma ao canal.

A avaliação da anomalia permite afirmar que existe água no canal suficiente para considera-lo perene mesmo em um período de estiagem (Figuras 91B e 92A), porém, não foi observado no campo a movimentação da água em nenhum sentido. As imagens de alta resolução do *Google Earth* possibilitam entender que existe um fluxo que vêm do rio Formoso, ao se notar a morfologia das margens que indicaram fáceis erosivas. Outro fator observado é a forma das margens, que apontam o fluxo no sentido do encontro com o rio Dueré. Segundo as informações verbais de algumas pessoas que residem ou trabalham próximo a localidade estudada, os mesmos apontam que em alguns anos, durante o período chuvoso, ocorre fluxo inverso àquele apontado pela análise geomorfológica, e consideram o canal em questão como rio Dueré.

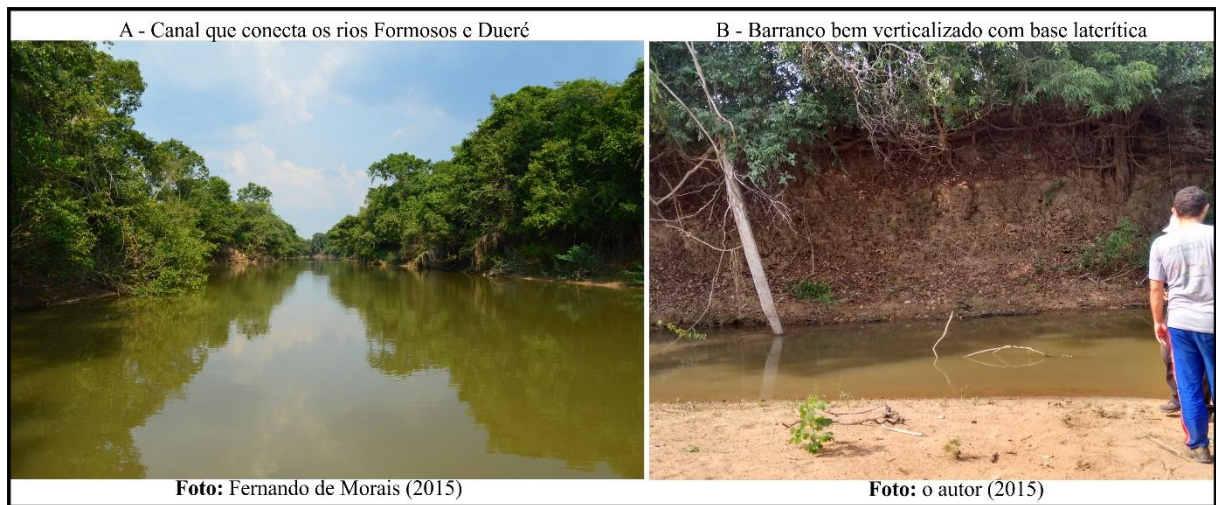
Figura 91 – Feições de destaque no baixo curso do rio Formoso.



Fonte: elaborado pelo autor.

Processos de agradação ocorridos na ultima estação chuvosa foram observados na anomalia e tambem na confluência entre os rios Dueré e Urubu, sendo fácies nas frações de areia grossa e média nas calhas fluviais, com tons alaranjados, semelhante ao horizontes lateríticos, observados nos barrancos (Figura 92B).

Figura 92 – Aspectos da conexão fluvial entre os sistemas Formoso e Dueré.



Fonte: elaborado pelo autor.

Em um trecho do rio Dueré foi identificada uma lagoa localizada em ambiente de transição para Planície Formoso-Javaés (Figura 93). Este nível de base local foi identificado em trabalho de campo, onde se notou que a lagoa recebe sedimentos areno-argilosos do rio, formando depósitos pontuais de borda e no seu centro. As bordas são cobertas principalmente por silte e argila, zona circular fluviolacustre. O trecho de saída da lagoa é aparentemente raso, possuindo aproximadamente 10 m de largura.

Figura 93 – Panorama da lagoa dos Pássaros no rio Dueré.



Foto: Fernando de Morais (2015).

Howard (1967) descreve lagoas anômalas como aquelas com gênese associada a mudanças no nível de base, como efeito da tectônica em áreas que apresentam aspectos de rifteamento, com represamento ou ainda fuga de fluxo para o subsolo. O mesmo autor ainda destaca os pântanos (varjões) como indicadores de processos de subsidência regional.

As dimensões máximas da lagoa, mensuradas com uso de *Google Earth*, são de 340 m de largura por 450 m de comprimento. Pode-se considerar que esta lagoa atua como um sumidouro no sistema fluvial, semelhante àqueles observados em áreas cársticas. Todavia não foram identificados afloramentos, blocos abatidos ou diques, indicadores que poderiam definir a gênese desta feição.

Conforme a figura 94, o rio Dueré vem de SE e muda para NW, com um expressivo volume hídrico comparativo com sua ordem (6^a). A montante da lagoa o rio possui trechos cuja largura varia entre 15 e 25 m, e a profundidade do entalhe de seu leito entre 2 e 3 m. É possível observar nas imagens de satélite e nas visitas de campo que esta lagoa captura boa parte do fluxo do rio Dueré.

Ainda observando as figuras 91 e 93, é possível notar que o canal de 6^a ordem é descaracterizado à jusante da lagoa, onde o rio percorre 15 km com dinâmica semelhante àquelas observadas em rios de 1^a e 2^a ordem, sendo praticamente efêmero até encontrar um tributário de 5^a ordem, que restabelece uma calha mais entalhada nos sedimentos cenozoicos. Assim só é possível identificar o rio nesta zona pantanosa mediante o uso de imagens de alta resolução do *Google Earth*, pois a vegetação ciliar aqui é um pouco mais densa.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho buscou contribuir para a compreensão de possíveis influências da tectônica recente no arranjo da rede de drenagem na bacia hidrográfica do rio Formoso, mediante a caracterização e análise morfométrica dos compartimentos fluviais. Diante dos dados trabalhados e discussões realizadas, considera-se que:

- ❖ O conjunto litológico da área de estudo é constituído predominantemente por rochas metamórficas e metassedimentares que se estabelecem em cotas superiores a 220 m, exibindo morros testemunhos com maior cota registrada de 647 m. Estas unidades geológicas apresentam discordâncias entre rochas neoproterozóicas que supostamente constituem o embasamento, e que são encobertas no nível de base pelas coberturas quaternárias da Bacia Sedimentar do Bananal.
- ❖ Os dados de densidade de drenagem e densidade hidrográfica favoreceram uma leitura rápida e precisa sobre a morfodinâmica do rio Formoso, sendo que as correlações apontaram que o controle litológico é determinante na bacia quanto à formação e manutenção de sua rede hidrográfica, no entanto, fatores topográficos como a baixa declividade configuram amplos ambientes com nenhum canal fluvial, o que responde a uma baixa densidade hidrográfica.
- ❖ A análise da rede de drenagem possibilitou identificar que o padrão de drenagem predominante no rio Formoso é o dendrítico. A variação sub-dendrítica foi observada em sub-bacias que apresentaram FABD moderado e forte. Também o padrão festonado foi notado nas sub-bacias estabelecidas em grande parte sobre a planície Formoso-Javaés.
- ❖ Nota-se que, no médio curso foram observados litotipos de fáceis de terraços fluviais no lado direito da sub-bacia rio Formoso 3 (LACERDA FILHO *et al.*, 2004), o que corrobora com eixo de migração regional apontado pelos índices morfotectônico. No entanto, avaliação das paleodrenagens mapeadas indicam que o rio Formoso vem se impondo em um período recente no quadro regional pela migração lateral sobre a Formação Araguaia, deixando registros de paleoformas mais implícitas em seu lado esquerdo, onde a densidade hidrográfica é quase nula, havendo o predomínio de planos abaciados sem fluxo superficial orientado (varjões).
- ❖ Entre os setores da bacia, destaca-se que o baixo curso soma a maior quantidade e diversidade de morfologias anômalas da rede de drenagem, como segmentos retilíneos, curvas anômalas, desvios abruptos e uma captura de drenagem. No entanto, a configuração estrutural deste domínio dificultou admissões mais elaboradas sobre o processo tectônico,

mesmo com a utilização de abordagens adaptadas, tendo em vista que a morfogênese deposicional é bastante relevante, o que inuma configurações de porte estrutural.

- ❖ Permanece um hiato quanto aos possíveis efeitos verticais da tectônica na configuração geomorfológica dos sistemas fluviais na área estudada; processos estes que fatalmente influenciam a instauração de níveis de base. A breve avaliação de perfis longitudinais e os dados topográficos não ofereceram condição de distinção de feições de quebra de relevo significativas, ou outras evidências claras que apontem controle longitudinal dos rios, sendo observado, de maneira geral, o predomínio de transições suavizadas nos rios ao longo dos compartimentos geomórficos.
- ❖ Pode-se inferir que a tectônica cenozóica é atuante na bacia do rio Formoso, sendo identificado o caimento do terreno no médio e baixo curso no sentido do Bacia Sedimentar do Bananal. Porém, foram identificados poucos indícios de basculamento regionais, que poderiam influenciar o desenvolvimento das sub-bacias, tendo como exceção o córrego Grota da Mata e o ribeirão Água Verde, localizados em zonas de cabeceira do baixo curso, que apresentaram altos valores de FABD e de FSTT e estruturas rúpteis que definem a direção de fluxo destes sistemas fluviais.
- ❖ Sobre a avaliação geomorfológica do ribeirão Grota da Mata, a análise sugere que a forte relação assimétrica encontrada seja um reflexo do controle dos depósitos Detrito-Lateríticos que caracterizam uma superfície neogênica (Ciclo Velhas), que recobrem os divisores de água, contribuindo regionalmente no papel da conservação de um alto estrutural frente as intemperes regionais e a instauração de níveis de base durante o Quaternário (Ciclo Paraguaçu). Identificou-se aqui um sistema fluvial sub-dendrítico com todos seus canais de 2ª e 3ª ordem no lado esquerdo da sub-bacia e orientados no sentido SW-NE, onde as posições das cabeceiras de drenagem indicaram um padrão que obedece em grande parte as linhas de falhas do Lineamento Transbrasiliano. No nível de base da sub-bacia, os canais de 4ª e 5ª ordem estão adaptados a um conjunto de falhas que direcionam o canal para NW no sentido do nível de base regional.
- ❖ Diante daquilo que foi pesquisado e considerado, admite-se pontos abertos na qual os objetivos desta pesquisa não abarcaram, mas que possibilitam possíveis problemáticas (ideias) no campo da Geomorfologia a serem investigadas:
 - Nota-se uma necessidade de estudos sobre a gênese e dinâmica dos sistemas cársticos observados no médio e baixo curso da bacia estudada, algo já apontado em outros trabalhos como um conjunto de carste encoberto, e que também exibem feições como lagoas, cavidades e morros cárstico nas proximidades dos sítios

urbanos de Formoso do Araguaia e Lagoa da Confusão. (BRASIL, 1981b; PONTALTI, 2010; PERREIRA, 2012, OLIVEIRA, 2014). Esta problemática permite ainda uma abordagem sobre as fragilidades dos sistemas carbonáticos frente aos aspectos de apropriação e modificação do relevo, em razão da vocação econômica de uso imputada as planícies do rio Araguaia.

- O comportamento dos fluxos superficiais e sub-superficiais devem ser melhor investigados em escala e abordagem específica, quanto a morfogênese da rede de drenagem pretérita e atual, e os processos de infiltração nas planícies, com vistas as conclusões de Pereira (2012) e Oliveira (2014) sobre o papel dos horizontes impermeáveis (crostas lateríticas) e rochas carbonáticas inumadas por sedimentos quaternários.
- Além das questões fluviais, as concreções lateríticas podem ser importantes indicadores e marcadores de processos de neotectônica no médio Araguaia, considerando os padrões de fraturamento dos horizontes e a idade em que formaram. Pode-se ainda indagar se estes horizontes se formaram pela deposição e alteração do material ou a partir da alteração das rochas do embasamento.
- Estudos e mapeamentos de paleodrenagens poderiam contribuir no sentido de entender os processos de evolução dos canais e permitirem propostas como modelos de desenvolvimento dos sistemas fluviais; a instalação e manutenção dos sistemas meandrantés, processos de preenchimento e o tipo de material colmatado; compreender os mecanismos litoestruturais e morfoclimáticos que controlam a formação de trechos retilíneos a jugar pela sinuosidade e competência nos processos morfodinâmicos.
- Terraços fluviais foram observados no alto curso, nas sub-bacias dos rios Piaus, Pau Seco e Escuro, e podem ser importantes indicadores de possíveis oscilações do nível de base regional, e talvez referências cronológicas e estratigráficas da tectônica cenozóica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969.
- ABREU, A. A. Quantificação e Sensoriamento Remoto na investigação geográfica. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 51, p. 89-93, 1976.
- ABREU, A. A. A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. **Revista do Instituto Geológico**, v. 4, n. 1-2, p. 5-23, 1983.
- ALABYAN, A. M.; CHALOV, R.S. Types of river channel patterns and their natural controls. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 23, n. 5, p. 467-474, 1998.
- ALVES, J. M. P.; CASTRO, P. T. A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do Rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamento. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 117-124, 2003.
- ARCANJO, J. B. A. **Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações**. Salvador, CPRM/SGB, 2011. 144 p.
- ASSUMPCÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research Solid Earth**, v. 97, n. B8, p. 11889-11903, 1992.
- BARBOSA, G. V.; SILVA, T. C.; NATALI FILHO, T.; DEL'ARCO, D. M.; COSTA, R. C. R. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL. **Geociências**, v. 2, n. 1, p. 7-20, 1983.
- BARBOSA, T. S.; FURRIER, M.; LIMA, V. F. Anomalias em padrões de redes de drenagem como fator de verificação de Neotectônica - um estudo de caso nas sub-bacias do rio Mamuaba - PB. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v. 26, p. 195-213, 2013.
- BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio físico de bacias hidrográficas: modelo e Aplicação**. Florianópolis, editora da UFSC, 1994. 112 p.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S. Considerações sobre o sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra, v. 3, p. 75-97, 1991.
- BIGARELLA, J. J.; PASSOS, E.; HERRMANN, M. L. P.; SANTOS, G. F.; MENDONÇA, M.; SALAMUNI, E.; SUGUIO, K. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**, v.3, 2. ed. Florianópolis, UFSC, 2007. 1.436 p.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.
- BOGGIONE, G. A.; SILVA, M. V. A.; CARVALHO JUNIOR, N. R.; TELES, T. L.; NAZARENO, N. R. X. Definição da escala em imagens de sensoriamento remoto: uma abordagem alternativa. In: Simpósio Brasileiro De Sensoriamento Remoto, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** p. 1739-1746. São José dos Campos: INPE, 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.18.03.28>>. Acesso em: 22 mar. 2015.
- BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. **Projeto RADAMBRASIL**: Folha SC.22 Tocantins: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra / Projeto RADAMBRASIL. Série: Levantamento de recursos naturais. Rio de Janeiro, v. 22, 520 p., 1981a.

- BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. **Projeto RADAMBRASIL**: Folha SD.22 Goiás: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, vegetação uso potencial da terra / Projeto RADAMBRASIL. Série: Levantamento de recursos naturais. Rio de Janeiro, v.25, 640 p., 1981b.
- BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 32, n. 3, p. 3-39, 1971.
- BURBANK, D.; ANDERSON, R. S. **Tectonic Geomorphology**. 1. ed. Blackwell Science, 2001. 274 p.
- CAMARGO, E. C. G.; FUCKS, S. D.; CÂMARA, G. Análise espacial de superfícies. In: FUCKS, S. D.; CARVALHO, M. S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A. M. V. **Análise Espacial de Dados Geográficos**. Brasília, EMBRAPA Cerrados, 2004. p. 79-122.
- CAMARGO, J. C. G.; REIS JÚNIOR, D. F. C. Considerações a respeito da geografia neopositivista no Brasil. **Geografia**, v. 29, n. 3, p. 355-382, 2004.
- CARVALHO, D. L. O. **Mapeamento geológico e gravimetria da porção central do Graben de Água Bonita, sudoeste de Tocantins e noroeste de Goiás**. 2011, 96 f. Dissertação (mestrado em Geociências Aplicadas) – Instituto de Geociências – IG, Universidade de Brasília – UNB, Brasília, 2011.
- CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.l.]: 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 15 de jun. de 2011.
- CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. 1. ed. São Paulo, Contexto, 1991.
- CHAMANI, M. A. C. **Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasiliiano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba**. 2011, 206 f. Dissertação (mestrado em Geoquímica e Geotectônica), Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 2011.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Routledge, 2007. 240 p.
- CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**, v. 9, n. 18, p. 35-64, 1969.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo, Edgard Blucher, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. v. 1, São Paulo, Edgard Blücher, 1981.
- CHRISTOFOLETTI, A. Análise topográfica de bacias de drenagem. **Geociências**, v. 5, n. 6, p. 1-29, 1987.
- CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M.; DE ARAÚJO, C. E. G.; FUECK, R. A. The significance of the transbrasiliiano-kandi tectonic corridor for the amalgamation of west Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 583-597, 2013.
- COSTA, J. B. S. A neotectônica na Amazônia. **Boletim**, 5º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. SBG, p. 35-38, 1996.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; DA SILVA BORGES, M.; JÚNIOR, C. R. P. F.; BEZERRA, P. É. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Revista Geonomos**, v. 4, n. 2, p. 23-43, 1996.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S. Tectônica mesozóico-cenozóica da região norte do Brasil. **Boletim**, 3º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro, UNESP e SBG, p. 108-110, 1991.

COUTO, E. V. **Influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do alto Ivaí, rio Alonzo - sul do Brasil**. 2011. 108f. Dissertação (mestrado em Geografia), Universidade Estadual de Maringá (UEM), Maringá - PR, 2011.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571-581, 1994.

CURTARELLI, M. P.; CREMON, É. H.; RENNÓ, C. D. Redução do efeito dossel no MDE-SRTM utilizando técnicas de processamento digital de imagens. In: Simpósio Brasileiro De Sensoriamento Remoto, 15. (SBSR), 2011, Curitiba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 7659-7666. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00056-0 (Internet), 978-85-17-00057-7 (DVD). Disponível em: <<http://urlib.net/3ERPFQRTRW/3A59BC2>>. Acesso em: 14 mar. 2015.

CREPANI, E.; MEDEIROS, J. S. de. **Imagens fotográficas derivadas de MNT do projeto SRTM para fotointerpretação na Geologia, Geomorfologia e pedologia**. São José dos Campos, INPE, 2004.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **The Geographical Journal**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DAY, M. J. Channel, Alluvial. In: GOUDIE, A. **Encyclopedia of geomorphology**. v. 1 (A-I), Routledge, 2004. p. 138-139.

DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico I. **Revista Brasileira de Geografia**, v.4, p. 3-26, 1943.

DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico II. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 5, p. 523-550, 1944.

DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v. 194, n. 3, p. 237-263, 1991.

DOS SANTOS, A. M.; TARGA, M., BATISTA, G. T., WELLAUSEN DIAS, N. (2012). Análise morfométrica das sub-bacias hidrográficas Perdizes e Fojo no município de Campos do Jordão, SP, Brasil. **Revista Ambiente e Água**, v. 7, n. 3, 2012.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAADI, A. R.; CASADO, F. C. Análise morfoestrutural aplicada no vale do rio do Peixe (SP): uma contribuição ao estudo da Neotectônica e da morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Geociências**, v.10, n. 6, 45-62. 2005.

FAIRBRIDGE, R. W. The concept of Neotectonics: an introduction. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 40, p.7-12, 1981.

FARACO, M. T. L.; MARINHO, P. A. C.; VALE, A. G.; COSTA, J. S.; FERREIRA, A. L.; VALENTE, C. R.; LACERDA FILHO, J. V.; MORETON, L.C.; CAMARGO, L.C.; CAMARGO, M.A.; FRASCA, A. A.; RIBEIRO, P.S.E.; VASCONCELOS, A.M.; OLIVEIRA, M.; OLIVEIRA, I.W. B.; ABREU FILHO, W.; GOMES, I.P. 2004. **Folha SC.22-TOCANTINS**. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LÉO NETO, R. MATOS; G. M. M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-Rom, 2004.

FIGUEIREDO FILHO, D. B.; ROCHA, E. C.; SILVA JUNIOR, J. A.; PARANHOS, R.; NEVES, J. A. B.; SILVA, M. B. Desvendando os mistérios do coeficiente de correlação de Pearson: o Retorno. **Leviathan - Cadernos de Pesquisa Política**, v. 2, p. 66-95, 2014.

- FLORENZANO, T. G. **Iniciação em Sensoriamento Remoto**. 2. ed. São Paulo, Oficina de textos, 2002. 101 p.
- FLORENZANO, T. G. Introdução à Geomorfologia. In: FLORENZANO, T. G. (Org.). **Geomorfologia: Conceitos e tecnologias atuais**. 1. ed. São Paulo, Oficina de Textos, 2008. p. 12-30
- FLORENZANO, T.G. Imagens TM-LANDSAT e 1-IRV-SPOT na elaboração de cartas geomorfológicas de unia região do rio Taquari, MS. **Empresa de Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 33, n. especial, p. 1721-1727, 1998.
- FONSECA, B. M. **O uso do Sistema de Informações Geográficas na análise morfométrica e morfológica de bacias de drenagem na Serra do Espinhaço Meridional, MG**. 2010, 93 f. Dissertação (mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2010.
- FORNACIARI, F. A. **Resposta da rede de drenagem à movimentação tectônica na bacia do rio São José (ES)**. 2009, 92 f. Monografia (graduação em Geografia) - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2009.
- FRASCA, A. A. S.; LIMA, H. A. F; MORAES, L. L.; RIBEIRO, P. S. E. **Projeto sudeste do Tocantins: Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi - SC.22-Z-D, escala 1:250.000**. Nota Explicativa. Org.: FRASCA, A. A. S. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia: 2010.
- FRASCA, A. A. S.; LACERDA FILHO, J. V. **Carta geológica folha SD.22-X-B - Alvorada**. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, 2010. Escala: 1:250.000.
- FRASCA, A. A. S; LIMA, H. A. **Carta geológica folha SC. 22-Z-D - Gurupi**. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, 2010. Escala: 1:250.000.
- FREITAS, R. O. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, n. 2, p. 171, 1951.
- FREITAS, R. O. Textura de drenagem e sua aplicação geomorfológica. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 11, p. 53-57, 1952.
- GILBERT, G. K. **Report on the Geology of the Henry Mountains**. US Government Printing Office, 1877.
- GORAYEB, P. S. S. Geologia do Estado do Tocantins: Aspectos Gerais e Conhecimento Atual. In: MORAIS, F. (organizador). **Contribuições a Geografia Física do Estado do Tocantins**. Goiânia, Editora Kelps, 2011.
- GUEDES, I. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C.; MORALES, N.; SAADI, A. R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio - SP para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista Universidade Guarulhos**, série Geociências, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.
- GUERRA, A. T. G.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 6. ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2008. 652 p.
- GUTIÉRREZ, M. **Geomorfología**. Editorial Prentice Hall. Madrid, España, 2008. 920 p.
- HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, v. 258A, p. 80-971, 1960.
- HANCOCK, P. L.; WILLIAMS, G. D. Neotectonics. **Journal of the Geological Society**, v. 143, n. 2, p. 325-326, 1986.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências (São Paulo)**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y. Compartimentação Geológica Do Brasil. In: HASUI, Y; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA F. F. M.; BARTORELLI. **Geologia do Brasil**. Oficina de textos, 2012. 900 p.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, v.1, 1990, Belo Horizonte. **Boletim...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 1-31, n. 11, 1990.

HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; SILVA, J. M. R. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. **Boletim IG-USP**, v. 8, p. 107-117, 1977.

HASUI, Y.; J. B. S. COSTA; ABREU, F.A.M. Província Tocantins: setor setentrional. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y (Orgs.). **O pré-cambriano do Brasil**. Edgard Blücher, 1984. p. 187-204.

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 4, 2013.

HERZ, N.; HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; MATTA, M. A. S.; The Araguaia fold belt, Brazil: a reactivated Brasiliano-Pan-African cycle (550 Ma) geosuture. **Precambrian research**, v. 42, n. 3-4, p. 371-386, 1989.

HIRUMA, S. T. **Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP**. 1999, 110 f. Dissertação (mestrado em Geologia sedimentar). Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v. 305, n. 1, p. 287-306, 1999.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, p. 275-370, 1945.

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

IBANEZ, D. M. **Análise do relevo da Amazônia Central com o emprego de modelo digital de elevação e geometria fractal**. 2012, 172 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

IBANEZ, D. M.; DE MIRANDA, F. P.; RICCOMINI, C. Geomorphometric pattern recognition of SRTM data applied to the tectonic interpretation of the Amazonian landscape. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 87, p. 192-204, 2014.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Geomorfologia**. IBGE, Coordenação de Recursos naturais e Estudos Ambientais, 2. ed. Rio de Janeiro, 2009. 182 p.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa Geológico do Tocantins**. Coordenação de Recursos naturais e Estudos Ambientais, 1. ed. Rio de Janeiro, IBGE, 2007. Escala: 1.000.000.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics**. 1. ed. Prentice Hall, 1996.

- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira Geografia**. v. 18, p. 147-265, 1956.
- KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Geological Society of America Bulletin**, v. 64, n. 7, p. 721-752, 1953.
- KLEIN, C. A noção de ciclo em geomorfologia. **Terrae didática**, v. 8, n. 1, p. 58-71, 2012.
- LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C. R.; BAHIA, R.B.C.; LOPES, R.C.; ROMANINI, S. J.; OLIVEIRA, I. W. B.; OLIVEIRA, C. C.; SACHS, L. L. B.; SILVA, V. A.; BATISTA, I. H.; **Folha SD. 22-GOIÁS**. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LÉO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM, 2004.
- LANDIM, P. M. B. **Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas**. DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, Lab. Geomatémática, Texto Didático, v. 2, p. 20, 2000.
- LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 187- 206, 2005.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River channel patterns; braided, meandering, and straight: U.S. **Geological Survey Professional Paper** 282-B, 51, 1957.
- LIMA, M. I. C. Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico. **Apostila**, Belém do Pará, 2002.
- LIMA, W. S. JUNIOR. G. P. H. Origem, evolução e classificação das bacias sedimentares. In: Bacias sedimentares brasileiras: Origem, evolução e classificação. **Phoenix**. Ano 5, n. 49, 2003. Acesso em: 21/01/2012. Disponível em: http://www.phoenix.org.br/Phoenix49_Jan03.html.
- LIU, W. T. **Aplicações de sensoriamento remoto**. 2. ed. ampliada, Oficina de Textos, 2015. 908 p.
- LUCKMAN, B. Neotectonics. In: GOUDIE, A. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. v. 2 (J-Z), Routledge, 2004. p. 713-718.
- MACHADO, F. G. FERREIRA, M. F. M. Morfotectônica da bacia hidrográfica Do rio Muzambo, município de Monte Belo – MG. **Anais**. I Simpósio Mineiro de Geografia, Alfenas, p. 183-193, 2014.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H.; SALES, V. C. Vales Fluviais do NE: Considerações Geomorfológicas. **Okara: Geografia em Debate** (UFPB), v. 1, p. 05-20, 2009.
- MARQUES, J. M. Ciência Geomorfológica. In: **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Org.: GUERRA, A. J. T.; CUNHA S. B. 7. ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2007. p. 23-45.
- MARTINS, A. K. E. **Ipucas da planície do Araguaia, estado do Tocantins: ambiente físico de ocorrência, solos e uso da terra**. 2004, 168 f. Tese (Doutorado em Ciência Florestal) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2004.
- MENESES, P. R. Princípios de Sensoriamento Remoto. In: MENESES, P. R.; ALMEIDA, T. D. **Introdução ao processamento de imagens de Sensoriamento Remoto**. 1. ed. Universidade de Brasília, Brasília, 2012. 266 p.

MIGON, P. Morphotectonics. In: GOUDIE, A. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. v. 2 (J-Z), Routledge, 2004. p. 699.

MISSURA, R. **Bacia do riacho Pioré - PE: Análise morfotectônica e morfoestratigráfica**. 2013, 196 f. Tese (doutorado em Geografia). Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), CFCH, Recife, 2013.

MORAIS, F.; SANTOS, D. A. R. Assimetria da bacia hidrográfica do rio Dueré como indicador de tectônica recente na bacia sedimentar do Bananal, Tocantins. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, 2013, Belém. **Anais... XIII Simpósio de Geologia da Amazônia**, 2013.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos de sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 4. ed. Viçosa, UFV, 2011. 422 p.

MOREIRA, R. **O que é Geografia**. Coleção primeiros passos. Brasiliense, 1985.

NERES, D. F. **Estudo das anomalias de drenagem como indicador de neotectônica na bacia do rio Douradinho, município de Lagoa da Confusão - TO**. 2015, 57 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em Geografia) - Universidade Federal do Tocantins – UFT, 2015.

OLIVEIRA, K. B. M. **Estudo dos fluxos hídricos do entorno da Lagoa da Confusão - TO**. 2014, 196 f. Dissertação (mestrado em Ciências do Ambiente) - Universidade Federal do Tocantins – IFT, Palmas, 2014.

OLIVEIRA, K. B. M. Estudo dos fluxos hídricos do entorno da Lagoa da Confusão - TO. Dissertação (Mestrado em Ciências do Ambiente) – Universidade Federal do Tocantins, Palmas, 2012.

OWEN, L. A. Tectonic geomorphology: a perspective. In: SHRODER, J. (Editor in Chief); OWEN, L. A. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, v. 5, p. 3–12, 2013.

PANIZZA, M.; CASTALDINI, D.; BOLLETINARI, G.; CARTON, A.; MONTOVANI, F. Neotectonic research in applied geomorphological studies. **Zeitschrift fuer Geomorphologie**, v.63, p.173-211, 1987.

PENCK, W. Die morphologische analyse. Ein Kapitel der physikalischen geologie. **J. Engelhorn's Nachf**, 1924.

PENHA, H. M. Processos endogenéticos na formação do relevo. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 51-91.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. 3. ed. Rio de Janeiro, IBGE, 1980. 186 p.

PEREIRA, G. C. **Geofísica aplicada ao estudo de fluxos subterrâneos no entorno da gruta casa de pedra e da Lagoa da Confusão – TO**. 2012. 50 f. Monografia (Graduação em Geografia). Universidade Federal do Tocantins – UFT, Porto Nacional, 2012.

PHARTIYAL, B.; KOTHYARI, G. C. Impact of neotectonics on drainage network evolution reconstructed from morphometric indices: case study from NW Indian Himalaya. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 56, n. 1, p. 121-140, 2012.

PONTALTI, A. L. **Evolução espeleogenética da gruta Casa de Pedra, Lagoa da Confusão – TO, Brasil**. 2010, 74 f. Monografia (Graduação em Geografia) - Universidade Federal do Tocantins, Porto Nacional – TO, 2010.

- PRESS, F; SIEVER R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para Entender a Terra**. 4. ed. Tradução, Porto Alegre, Bookman, 2006. p. 656.
- REVILLA, J. G. HEYDT, G. G. COX, R. T. Asimetría de cuencas de drenaje de distinto orden aplicación a la evolución fluvial en las depresiones de Madrid y del Misisipí. Geomorfología y territorio: actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. **Anais...** Santiago de Compostela. págs. 529-542. 2006.
- REVILLA, J. G. **La asimetría de la cuenca fluvial y otros índices morfométricos: Implicaciones para la cuenca de Madrid**. 2012, 372 f. Tesis (Doctoral). Universidad Complutense de Madrid. 2012.
- ROSGEN, D. L. A classification of natural rivers. **Catena**, v. 22, n. 3, p. 169-199, 1994.
- ROSS, J. L. S. **Ecogeografia do Brasil: subsídios para planejamento ambiental**. Oficina de Textos, 208 p., 2009.
- ROSS, J. L. S. Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia, FFLCH – USP**. v.6, 1992.
- RUELLAN, F. A evolução geomorfológica da baía de Guanabara e das regiões circunvizinhas. **Revista Brasileira de Geografia**, ano VI, n. 4, 1944.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares **Geonomos**. Revista de Geociências da UFMG, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
- SALAMUNI, E. **Tectônica da bacia sedimentar de Curitiba (PR)**. 1998, 235 f. Tese de (Doutorado em Geologia regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista. 1998.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H. D; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.
- SALGADO, A. A. R. Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, v. 3, n. 1, p. 64-78, 2007.
- SALVANY, J. M. Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, n. 2, p. 145-160, 2004.
- SANTOS, D. A. R. **Geomorfologia da bacia hidrográfica do rio Lago Verde, Lagoa da Confusão, TO**. 2012, 81 f. Monografia (graduação em Geografia) - Universidade Federal do Tocantins, Porto Nacional, 2013.
- SANTOS, D. A. R.; MORAIS. Indicadores de controle estrutural na bacia hidrográfica do rio Formoso, TO. In: XVI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 2015, Territórios brasileiros: dinâmicas, potencialidades e vulnerabilidades. Teresina – PI. **Anais...** p. 3064-3069, 2015.
- SANTOS, R. D.; CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H. R.; VIDOTTI, R. M.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; LIMA, T. P. C. Influência do Lineamento Transbrasiliano na formação do arcabouço estrutural da Bacia Parnaíba. In: 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. **Anais...** Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geofísica, 2013.
- SANTOS, R. F. Temáticas e temas usados em planejamento ambiental. In: SANTOS, R. F. **Planejamento ambiental: teoria e prática**. São Paulo. Oficina de Textos, 2004.
- SCHUMM, S. A. **A Tentative Classification of Alluvial River Channels**, U.S. Geological Survey Circular 477, 1963.

- SCHUMM, S. A. Alluvial River Response to Active Tectonics. In: **Active Tectonics, Geophysics Study Committee, National Research Council**. National Academy Press, Washington DC, p. 80-94, 1986.
- SCHUMM, S. A. **River variability and complexity**. Cambridge University Press, 236 p. 2005.
- SEPLAN, Secretaria de Planejamento e Meio Ambiente, Diretoria de Zoneamento Ecológico Econômico. **ATLAS DO TOCANTINS: subsídios ao planejamento da gestão territorial**. Secretaria do Planejamento e da Modernização da Gestão Pública - SEPLAN. Superintendência de Pesquisa e Zoneamento Ecológico-Econômico. Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico - ZEE. Organizado e atualizado por Paulo Augusto Barros de Sousa, Rodrigo Sabino Teixeira Borges e Ricardo Ribeiro Dias. 6. ed., Rev. Atu. Palmas, Seplan, 2012. 80 p.
- SILVA A. J. P.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.) **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (texto, mapas e SIG)**. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM/MME, 2003. p. 55-85.
- SILVA, G. B. R. **Análise morfométrica da bacia hidrográfica do córrego Brejinho, Lagoa da Confusão - TO**. 2012. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geografia) - Universidade Federal do Tocantins, 2012.
- SILVA, G. P. R. D.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B. Análise de perfis segmentados de drenagem para a avaliação morfotectônica na bacia hidrográfica do alto Rio Jaguarí (SP-MG). **Geociências**, v. 31, n. 2, p. 259-271, 2012.
- SILVA, T. I.; RODRIGUES, S. C. Tutorial de cartografia geomorfológica. **Manuais Técnicos – Revista Geográfica Acadêmica**, v. 3, n. 2, 2009.
- SILVA, T. M. D.; MONTEIRO, H. D. S.; CRUZ, M. A.; MOURA, J. R. D. S. D. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 210-224, 2006.
- SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Análise das densidades de drenagem e de lineamentos como subsídio aos estudos neotectônicos na bacia do Ribeirão Araquá-SP. In: XI Encontro Nacional da ANPEGE, 2015, Presidente Prudente. **Anais...** p. 6665-6680, 2015.
- STERNBERG, H. O. R. Vales tectônicos na planície amazônica? **Revista Brasileira de Geografia**, v. 12, n. 4, p. 513-533, 1950.
- STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 11, p. 1117-1142, 1952.
- STROPPER; J. L.; MARTINS, E. G.; FRASCA, A. A. S. **Carta geológica folha SC.22-Z-A - Santa Teresinha**. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, 2014. Escala: 1:250.000.
- SUGUIO, K. A Importância da Geomorfologia em Geociências e Áreas Afins. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 80-87, 2000.
- SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. 1. ed. São Paulo, Oficina de Textos, 2010.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. Longman, Harlow, 1991. 547 p.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. Routledge, 1991. 537 p.
- SUMMERFIELD, M. A. Neotectonics and landform genesis. **Progress in physical geography**, v. 11, n. 3, p. 384-397, 1987.

- SUMMERFIELD, M. A. Tectonic geomorphology: macroscale perspectives. **Progress in physical geography**, v. 10, n. 2, p. 227-238, 1986.
- TOCANTINS, SECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E MEIO AMBIENTE DO ESTADO DO TOCANTINS (SRHMA). **Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Formoso – PBH Rio Formoso, Relatório Síntese**. Estado Do Tocantins, Palmas, 2007.
- TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, n. 3, p. 159-218, 2004.
- VALENTE, C. R. **Controles físicos na evolução das unidades geoambientais da Bacia do Rio Araguaia, Brasil Central**. 2007. 156 f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais), CIAMB, Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2007.
- VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E. M. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, V. 356-357, Special Issue: Quaternary fluvial systems of Tropics, p. 62–74, 2012.
- VALERIANO, M. M. **TOPODATA: guia de utilização de dados geomorfométricos locais**. São José dos Campos: INPE, 2008. Acesso em: 17 de outubro de 2010. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/data/guia_enx.pdf>.
- VALERIANO, M. M. Visualização de imagens topográficas. In: Simpósio Brasileiro De Sensoriamento Remoto, 13. (SBSR). Florianópolis. **Anais...** p. 1377-1384. São José dos Campos: INPE, 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2006/11.14.18.02>>. Acesso em: 27 fev. 2015.
- VENTURA, D. B. R.; SOARES, J. E. P.; FUCK, R. A.; CARIDADE, L. D. C. C. Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 1, p. 130-140, 2011.
- VITTE, A. C. A construção da geomorfologia no Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3 p. 91-108, 2011.
- VITTE, A. C. Breve história da geomorfologia no Brasil. In: II ENCONTRO NACIONAL DE HISTÓRIA DO PENSAMENTO GEOGRÁFICO, 2009, SÃO PAULO. **Anais do II encontro nacional de história do pensamento geográfico**. São Paulo: departamento de Geografia, p. 1-15, 2009.
- VITTE, A. C. Breves considerações sobre a história da geomorfologia geográfica no Brasil/Brief observations on the history of geographical geomorphology in Brazil. **Geo UERJ**, v. 1, n. 21, p. 1-19, 2010.
- VITTE, A. C. Da ciência da morfologia à Geomorfologia geográfica: uma contribuição à história do pensamento geográfico. **Mercator**, v. 7, n.13, p. 113-120, 2008.
- ZERNITZ, E. R. Drainage Patterns and their significance. **The Journal of Geology**, v. 40, n. 6, p. 498-521, 1932.
- ZHANG, L.; GUILBERT, E. Drainage Pattern Recognition in River Networks. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 27, n. 12, p. 2319-2342, 2013.