

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

**ANÁLISE MORFOMÉTRICA COMO SUBSÍDIO À AVALIAÇÃO DA
INFLUÊNCIA TECTÔNICA NO REJUVENESCIMENTO TOPOGRÁFICO NA
BACIA DO RIO PRATA, BORDA OCIDENTAL NORTE DA BACIA
SEDIMENTAR DO PARANÁ**

Silvio Pimentel Martins

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Rio Claro (SP)
2024

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

SILVIO PIMENTEL MARTINS

ANÁLISE MORFOMÉTRICA COMO SUBSÍDIO À AVALIAÇÃO DA
INFLUÊNCIA TECTÔNICA NO REJUVENESCIMENTO
TOPOGRÁFICO NA BACIA DO RIO PRATA, BORDA OCIDENTAL
NORTE DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ

Tese de Doutorado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista “Júlio
de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Doutor em Geociências e Meio
Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição

Coorientador: Profa. Dra. Cenira Maria Lupinacci

Rio Claro – SP
2024

M386a	Martins, Silvio Pimentel Análise morfométrica como subsídio à avaliação da influência tectônica no rejuvenescimento topográfico na bacia do Rio Prata, borda ocidental norte da Bacia Sedimentar do Paraná / Silvio Pimentel Martins. -- Rio Claro, 2024 124 p. : il., tabs., fotos, mapas Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Orientadora: Fabiano Tomazini da Conceição Coorientadora: Cenira Maria Lupinacci 1. Perfil Longitudinal de drenagem. 2. Domínio intraplaca. 3. Geomorfologia tectônica. 4. Knickpoints. 5. Paisagem transiente. I. Título.
-------	--

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

IMPACTO POTENCIAL DESTA PESQUISA

A compreensão do papel da tectônica na geomorfologia é crucial para entender a distribuição das formas de relevo e os processos geológicos. As ferramentas da geomorfologia tectônica são essenciais para identificar padrões e entender como a deformação tectônica afeta as formas de relevo modernas. Além disso, pesquisas sobre esse tema são fundamentais para a avaliação de riscos naturais, especialmente em relação aos perigos sísmicos. A configuração tectônica também influencia a taxa e os padrões de erosão, moldando a paisagem ao longo do tempo. Ao investigar a influência de fenômenos tectônicos no desenvolvimento do relevo da bacia do Rio Prata (MT), a pesquisa contribuiu significativamente para o avanço do conhecimento científico, especialmente na detecção de perturbações de origem tectônica em ambientes de baixa amplitude tectônica ou de domínio intraplaca.

Assim, este estudo pode fornecer subsídios para previsões sobre como a paisagem responderá às mudanças ambientais globais ou regionais, ajudando a compreender os fatores que controlam a resiliência geomorfológica da paisagem da área estudada. Além disso, essa pesquisa pode ser útil não apenas para avançar o conhecimento científico local, mas também questões relacionadas à conservação e gestão do uso do solo da região.

POTENTIAL IMPACT OF THIS RESEARCH

Understanding the role of tectonics in geomorphology is crucial to understanding the distribution of landforms and geological processes. Tectonic geomorphology tools are essential for identifying patterns and understanding how tectonic deformation affects modern landforms. Furthermore, research in this field is fundamental for the assessment of natural risks, especially in relation to seismic hazards. Tectonic setting also influences the rate and patterns of erosion, shaping the landscape over time. By investigating the influence of tectonic phenomena on the development of the relief of the Rio Prata (MT) basin, the research contributed significantly to the advancement of scientific knowledge, especially in the detection of disturbances of tectonic origin in environments of low tectonic amplitude or intraplate domain.

Thus, this study can provide support for predictions about how the landscape will respond to global or regional environmental changes, helping to understand the factors that control the geomorphological resilience of the landscape in the studied area. Furthermore, this research can be useful not only to advance local scientific knowledge, but also issues related to conservation and land use management in the region.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

SILVIO PIMENTEL MARTINS

ANÁLISE MORFOMÉTRICA COMO SUBSÍDIO À AVALIAÇÃO DA
INFLUÊNCIA TECTÔNICA NO REJUVENESCIMENTO
TOPOGRÁFICO NA BACIA DO RIO PRATA, BORDA OCIDENTAL
NORTE DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ

Tese de Doutorado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista “Júlio
de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Doutor em Geociências e Meio
Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. FABIANO TOMAZINI DA CONCEIÇÃO (orientador)
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. NORBERTO MORALES
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. EDER PAULO SPATTI JUNIOR
FCT / UNESP/Presidente Prudente (SP)

Prof. Dr. FABIO CORRÊA ALVES
CEHU / UFOB/Barreiras (BA)

Prof. Dr. FRANCISCO SERGIO BERNARDES LADEIRA
IG/UNICAMP/Campinas (SP)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro (SP), 14 de fevereiro de 2024.

A minha filha Náta! Alves Martins.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela vida e pela saúde, especialmente nestes últimos quatro anos desafiadores!

Agradeço à minha família, em especial à minha esposa, Jaqueline Souza Alves Martins, pelo apoio, especialmente nos momentos mais difíceis.

Expresso minha gratidão ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, por proporcionar aperfeiçoamento profissional aos seus servidores por meio de licença capacitação remunerada.

Sou grato a todos os servidores do IBGE que, de alguma forma, contribuíram para o meu programa de doutoramento, com um reconhecimento especial à Millane Chaves da Silva pelo apoio nesta capacitação.

Agradeço à Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP (câmpus de Rio Claro), à Coordenação Acadêmica e à Secretaria da Pós-Graduação do IGCE pela ajuda, oportunidade de estudos e utilização de suas instalações.

Agradeço aos meus orientadores Fabiano Tomazini da Conceição e Cenira Maria Lupinacci pela amizade, conhecimento passado e, pela orientação e apoio na realização deste trabalho.

Agradeço ao corpo docente do programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente da UNESP de Rio Claro pelo conhecimento compartilhado nas disciplinas e nas contribuições neste trabalho.

Agradeço aos alunos da coordenação da Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente pela ajuda, especialmente na organização dos encontros anuais dos pós-graduandos.

Agradeço ao colega Fabio Corrêa Alves pelos esclarecimentos em uma das metodologias empregadas neste estudo.

Poucos de nós dedicam tempo para perceber como a topografia exerce influência em nossas vidas cotidianas, ou como os processos da superfície terrestre moldam o mundo que nos rodeia. No entanto, os princípios fundamentais da geomorfologia estão em constante ação em todos os lugares - basta saber observar e reservar um momento para contemplar (Bierman & Montgomery, 2013, p. xiv).

RESUMO

Abordagens morfométricas adotadas em estudos em ambientes de domínio intraplaca, como a intraplaca brasileira, caracterizados por baixa amplitude tectônica, têm evidenciado a natureza transiente ou o rejuvenescimento destas paisagens, cujo desequilíbrio tem sido comumente associado a variações climáticas e/ou litológicas. No entanto, a influência da tectônica de baixa magnitude no desenvolvimento dos relevos nesses ambientes ainda é pouco compreendida. O objetivo deste estudo foi investigar a geomorfologia de uma porção da borda ocidental norte da Bacia Sedimentar do Paraná com o intuito de reconhecer evidências de influência tectônica. Métricas topográficas, como a análise do perfil longitudinal da drenagem, têm sido eficazes na identificação de perturbações tectônicas, mesmo em regiões intraplaca. A metodologia empregada fundamentou-se na análise integrada de métricas topográficas, tais como perfis longitudinais de drenagem, *knickpoints* e o índice de inclinação do canal (k_{sn}), juntamente com propriedades morfométricas adequadas para identificação de indicadores tectônicos, incluindo lineamentos morfoestruturais, assimetria de bacia de drenagem, análise do padrão e anomalias de drenagem. A análise dos perfis longitudinais e métricas derivadas revelou uma maior incidência de *knickpoints* de *slope break* e *vertical step*, juntamente com valores mais elevados de k_{sn} nas transições entre as áreas elevadas e rebaixadas. Esses indicadores corroboram a hipótese de influência tectônica no desenvolvimento da paisagem e evidenciam o estado transiente da área de estudo. O mapeamento dos lineamentos morfoestruturais mostrou direções principais N70-80E e N60-70E, consistentes com grandes descontinuidades crustais magnéticas. A presença de sismos alinhados com essas estruturas fortalece a hipótese de que os lineamentos resultam da reativação de fraturas e/ou falhas do embasamento. A análise de drenagem revelou um padrão geometrizado da rede drenagem, evidenciando controle estrutural nos traçados dos canais. Já a análise de fatores de assimetria de drenagem indicou assimetria com direções de basculamentos, em geral, ortogonais a estruturas NE e NW. Os resultados obtidos neste estudo reforçam a suposição da contribuição de estruturas de origem tectônica no rejuvenescimento topográfico. O principal mecanismo tectônico atribui-se às forças compressivas resultantes da interação da deriva da Placa Sul-Americana

com a Placa de Nazca, especialmente a terceira fase orogenética da Cadeia Andina, a fase Quéchua. Essas tensões resultaram na elevação e, conseqüentemente, desencadearam fenômenos tectônicos e/ou reativação de zonas de fraqueza preexistentes.

Palavras-chave: Knickpoints; Perfil longitudinal; Geomorfologia tectônica; Domínio intraplaca.

ABSTRACT

Morphometric approaches adopted in studies in intraplate domain environments, such as the Brazilian intraplate, characterized by low tectonic amplitude, have highlighted the transient nature or rejuvenation of these landscapes, whose imbalance has been commonly associated with climatic and/or lithological variations. However, the influence of low-magnitude tectonics on the development of reliefs in these environments is still poorly understood. The objective of this study was to investigate the geomorphology of a portion of the western edge of the northern Paraná Sedimentary Basin in order to recognize evidence of tectonic influence. Topographic metrics, such as longitudinal drainage profile analysis, have been effective in identifying tectonic disturbances, even in intraplate regions. The methodology used was based on the integrated analysis of topographic metrics, such as longitudinal drainage profiles, knickpoints and the channel steepness index (k_{sn}), together with morphometric properties suitable for identifying tectonic indicators, including morphostructural lineaments, asymmetry of drainage basin, analysis of drainage patterns, and anomalies. Analysis of the longitudinal profiles and derived metrics revealed a higher incidence of slope break and vertical step knickpoints, along with higher k_{sn} values in the transitions between elevated and depressed areas. These indicators corroborate the hypothesis of tectonic influence on the development of the landscape and highlight the transient state of the study area. Mapping of the morphostructural lineaments showed main directions N70-80E and N60-70E, consistent with large magnetic crustal discontinuities. The presence of earthquakes aligned with these structures strengthens the hypothesis that the lineaments result from the reactivation of fractures and/or basement faults. Drainage analysis revealed a geometric pattern of the drainage network, demonstrating structural control in the channel layouts. The analysis of drainage asymmetry factors indicated asymmetry with tipping directions, generally orthogonal to NE and NW structures. The results obtained in this study reinforce the assumption of the contribution of structures of tectonic origin to topographic rejuvenation. The main tectonic mechanism is attributed to the compressive forces resulting from the interaction of the drift of the South American Plate with the Nazca Plate, especially the third orogenic phase of the Andean Chain,

the Quechua phase. These tensions resulted in elevation and, consequently, triggered tectonic phenomena and/or reactivation of pre-existing zones of weakness.

Keywords: Knickpoints; Longitudinal profile; Tectonic geomorphology; Intraplate domain.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 -	Mapa de localização da área de estudo.....	17
Figura 2.1 -	(a) Contexto tectônico simplificado da plataforma Sul-Americana. (b) Representação do contexto geológico regional da área de estudo. O retângulo preto no painel (a) corresponde à localização de (b). A = Cráton Amazônico; B = Cráton São Francisco; C = Bloco Paranapanema; 1 = Cinturão Paraguai (setor norte); 2 = Cinturão Araguaia; 3 = Cinturão Brasília.....	21
Figura 2.2 -	Mapa geológico da bacia do Rio Prata.....	23
Figura 2.3 -	Mapa geomorfológico simplificado da bacia do Rio Prata.....	25
Figura 2.4 -	Mapa geomorfológico da bacia do Rio Prata. Consultar Quadro 2.1 para o significado da simbologia.....	27
Figura 2.5 -	Mapa hipsométrico regional da área de estudo.....	29
Figura 2.6 -	a) Mapa hipsométrico com a rede de drenagem simplificada da bacia do Rio Prata. O retângulo amarelo em (a) corresponde à localização da imagem em vista plana do Google Earth em (b).....	30
Figura 2.7 -	Unidades de solos ocorrentes na área de estudo.....	32
Figura 2.8 -	Unidades climáticas ocorrentes na área de estudo. Ver descrição das unidades climáticas no Quadro 2.2.....	34
Figura 2.9 -	Mapa de uso e cobertura do solo da área de estudo.....	35
Figura 3.1 -	Padrões de drenagem. 1. Padrões de drenagem básicos. 2. Padrões de drenagem modificados. 3. Outros padrões de drenagem básicos modificados.....	40
Figura 3.2 -	Exemplos de anomalias de drenagens. A, B e E (Bacia Amazônica). D (Kent County, Texas). C (Louisiana). F e G (exemplos generalizados)	40
Figura 3.3 -	Propriedades de drenagem. Critérios para classificação de rede de drenagem.....	42
Figura 3.4 -	Bloco diagrama mostrando como o Fator de Assimetria é calculado.....	44
Figura 3.5 -	Diagrama de um trecho de uma bacia de drenagem mostrando como o fator de simetria topográfica transversal (T) é calculado para um segmento de canal.....	45

Figura 3.6 -	a) Perfil longitudinal em estado estacionário e o gráfico <i>log-log slope-area</i> correspondente em (b). A linha vertical tracejada (Acr) indica a transição de processos coluviais para processos fluviais. Observar a linha de ajuste no gráfico <i>log-log slope-area</i> e a concavidade (θ) constante, típica de canais em estado estacionário.....	47
Figura 3.7 -	Gráficos de perfis longitudinais e <i>log-log slope-area</i> . Canal côncavo sem perturbação ou em equilíbrio (a e b), a linha tracejada indica o Acr. <i>Knickpoint</i> de <i>vertical step</i> (c e d), observar o pico anômalo de valores no gráfico <i>log-log slope-area</i> . <i>Knickpoint</i> de <i>slope break</i> (e e f), observar o aumento de k_s (ou seja, a interceptação em y)	49
Figura 4.1 -	Drenagens selecionadas para análise de perfil longitudinal.....	58
Figura 5.1 -	A. Visão oblíqua da bacia do Rio Prata com a representação dos compartimentos geomorfológicos. B. Fotografia com amostras da transição dos compartimentos PCBP e DC (visada para NE a partir da BR 364) na posição SW da bacia.....	60
Figura 5.2 -	Exemplo de elementos topográficos retilíneos mapeados como lineamentos morfoestruturais.....	62
Figura 5.3 -	Mapa de lineamentos morfoestruturais da bacia do Rio Prata. Os números dentro dos círculos brancos representam as sub-bacias.....	63
Figura 5.4 -	Mapa de rede de drenagem da bacia do Rio Prata sobre imagem sombreada (315° de ângulo azimutal e 45° de ângulo solar). Os números dentro dos círculos brancos representam as sub-bacias. As letras em vermelho dentro ou próximas dos retângulos vermelhos indicam as anomalias que podem ser observadas em maior detalhe na Figura 5.5.....	65
Figura 5.5 -	Detalhes das feições anômalas em imagem de alta resolução (vista plana). Consultar Figura 5.4 para localização.....	66
Figura 5.6 -	Espacialização do fator de assimetria (FA) das sub-bacias dos principais tributários do Rio Prata. Os valores de FA são segundo a classificação de Perez-Peña et al. (2010). As setas pretas indicam a direção do basculamento.....	69
Figura 5.7 -	Espacialização dos valores da média de T por sub-bacia dos principais tributários do Rio Prata, classificados por quantil.....	71

Figura 5.8 -	Gráficos de elevação- χ e perfil longitudinal com a localização aproximada dos <i>knickpoints</i> . a) Rio Prata (tronco) e dez tributários (2 a 9, 13 e 14); b) Canal principal da sub-bacia 15 e tributários (a e b). c) Canal principal da sub-bacia 10 e tributários (c e d). d) Canal principal da sub-bacia 11 e tributários (e, f e g). e) Canal principal da sub-bacia 12 e tributário (h).....	73
Figura 5.9 -	Localização dos <i>knickpoints</i> nos canais de drenagem da bacia do Rio Prata analisados.....	74
Figura 5.10 -	Distribuição espacial dos valores de índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn}) sobre o mapa geológico. Os números dentro dos círculos brancos referem-se as sub-bacias. O retângulo azul escuro destaca o segmento com maior valor de k_{sn} ($603 \text{ m}^{0,9}$) e o retângulo amarronzado destaca um segmento encachoeirado no Rio Prata típico de <i>knickpoint</i> (Figura 5.10), mas que não foi identificado no gráfico de elevação- χ .	77
Figura 5.11 -	Segmento encachoeirado típico de <i>knickpoint</i> num trecho de estreitamento de vale no médio curso do Rio Prata, conforme indicado pelo retângulo amarronzado na Figura 5.10.....	78
Figura 5.12 -	Mapa de k_{sn} suavizado. Os números em vermelho destacam as áreas com altos valores de k_{sn} . Os números dentro dos círculos brancos referem-se as sub-bacias.	79
Figura A.1 -	Carta clinográfica da bacia do Rio Prata e áreas adjacentes.....	104
Figura C.1 -	Mapa ilustrando o esquema dos parâmetros usados para o cálculo do Fator de Simetria Topográfica Transversal (T). Os números nos círculos amarelos se referem as sub-bacias do Rio Prata.....	112
Figura D.1 -	a) Rio Prata (tronco). Canais principais das sub-bacias: b) 1; c) 3; d) 4 e) 5; f) 6; g) 7; h) 8; i) 9; j) 14; k) 13; l) 10; m) 10(c); n) 10(d); o) 11 e; p) 11(e); q) 11(f); r) 11(g); s) 12 e; t) 12(h); u) 15; v) 15(b); e; x) 15(a). Acr é a área de limiar crítico (área de drenagens dominados por processos de fluxo de detritos)	113

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 - Fator de assimetria (FA) da bacia do Rio Prata e 15 de suas sub-bacias segundo a classificação de Perez-Peña et al. (2010)	68
Tabela 5.2 - Média dos valores de Fatores de Simetria Topográfica Transversal (T) para a bacia do Rio Prata e 15 de suas sub-bacias.....	70

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1 - Unidades geomorfológicas do 1º ao 4º táxon e outros atributos.....	28
Quadro 2.2 - Descrição das unidades de solo apresentadas na Figura 2.7. É mostrado o 1º ao 4º nível categórico (Ordem, Subordem, Grande Grupo e Subgrupo) de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos e outros atributos.....	33
Quadro 2.3 - Descrição das unidades climáticas apresentadas na Figura 2.8.....	34
Quadro 4.1 - Lista de drenagens selecionadas para análise de perfil longitudinal.....	56
Quadro 5.1 - Principais características dos 41 <i>knickpoints</i> de <i>slope break</i> e <i>vertical step</i> para drenagens analisadas na bacia do Rio Prata.....	75
Quadro 5.2 - Propostas da evolução do relevo da região da área de estudo baseado em revisão bibliográfica. As fases orogenéticas andina, segundo Zalan, 2004 e Hasui et al. (2019). Os paleoclimas do Paleógeno são segundo Oliveira et al. (2014). As fases glaciais e o clima são segundo Casseti (2005). A cronologia foi aproximada ou inferida.....	83
Quadro B.1 - Análise dos padrões, anomalias e propriedades de drenagem.....	105
Quadro C.1 - Valores de Fatores de Simetria Topográfica Transversal (T) obtidas para 15 sub-bacias do Rio Prata.....	108

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA.....	16
1.1	Objetivos.....	18
2	ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO.....	20
2.1	Geologia regional.....	20
2.2	Contexto geomorfológico e rede de drenagem.....	25
2.3	Pedologia, clima, vegetação, uso e cobertura do solo.....	31
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	36
3.1	Compartimentação geomorfológica.....	36
3.2	Lineamentos morfoestruturais.....	37
3.3	Padrões, anomalias, propriedades e assimetria de drenagem.....	38
3.4	Perfis longitudinais, <i>knickpoints</i> e índice de inclinação do canal normalizado.....	45
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	50
4.1	Compartimentação geomorfológica.....	50
4.2	Lineamentos morfoestruturais.....	51
4.3	Padrões, anomalias e propriedades de drenagem.....	52
4.4	Assimetria de bacia de drenagem.....	53
4.5	Perfis longitudinais, <i>knickpoints</i> e índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn}).....	55
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	59
5.1	Resultados.....	59
5.1.1	<i>Compartimentação geomorfológica.....</i>	59
5.1.2	<i>Lineamentos morfoestruturais.....</i>	62
5.1.3	<i>Padrões, anomalias e propriedades de drenagem.....</i>	64
5.1.4	<i>Assimetria de bacia de drenagem.....</i>	68
5.1.5	<i>Perfis longitudinais, <i>knickpoints</i> e índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn}).....</i>	72
5.2	Discussão.....	80
5.2.1	<i>Prováveis mecanismos de reativação tectônica.....</i>	86
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	91

REFERÊNCIAS.....	95
APÊNDICE A.....	104
APÊNDICE B.....	105
APÊNDICE C.....	108
APÊNDICE D.....	113

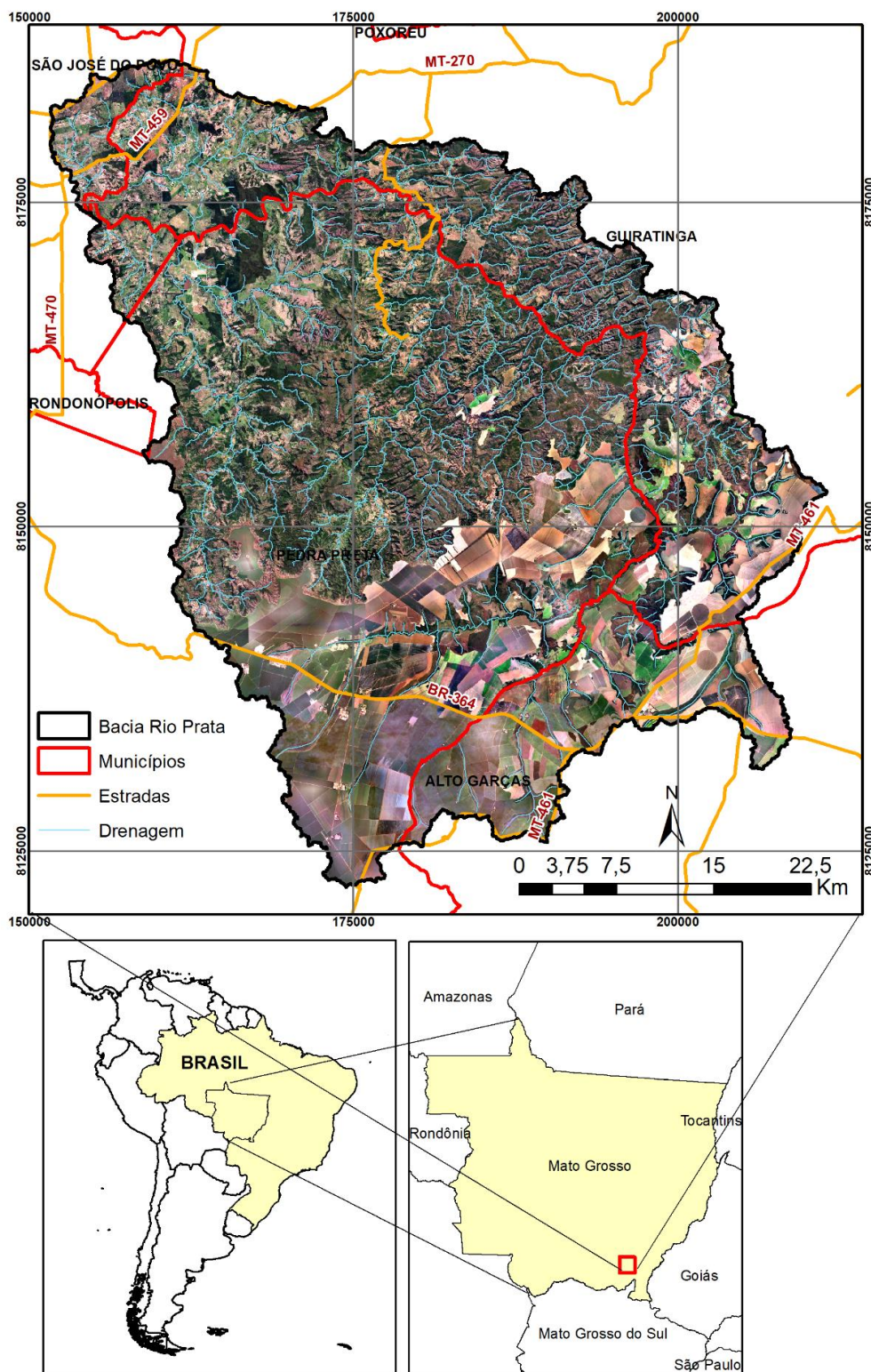
1 INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

O uso de propriedades morfométricas tem desempenhado um papel importante em estudos geomorfológicos, especialmente na análise de perfil longitudinal de drenagem. Este método se destaca por este ser um indicador topográfico mais sensível em detectar perturbações causadas por fenômenos tectônicos, variações litológicas, características topográficas e condições climáticas, em detrimento de outros elementos topográficos, como interflúvios, vertentes e a área da bacia (BURBANK e ANDERSON, 2012). Perturbações topográficas detectadas por abordagens morfométricas podem revelar o estado de equilíbrio ou de desequilíbrio de uma paisagem. Paisagens em estado estacionário ou em equilíbrio refletem uma relação de igualdade entre o soerguimento tectônico e a erosão durante um longo período ($> \sim 10^4$ anos), variando apenas ligeiramente ao longo do tempo. (KIRBY e WHIPPLE, 2012; WHIPPLE, DiBIASE e CROSBY, 2013). Paisagens transientes ou em desequilíbrio tendem a se ajustar a perturbações dentro de um período finito. Dependendo da eficiência erosiva do sistema fluvial, da natureza da perturbação e do tamanho do sistema, o período de transitoriedade pode persistir no sistema por 10^4 a 10^6 anos (KIRBY e WHIPPLE, 2012; WHIPPLE, DiBIASE e CROSBY, 2013).

A utilização de abordagens morfométricas adotadas em pesquisas em diferentes domínios morfoestruturais no âmbito da intraplaca brasileira (FACINCANI, 2000; PINHEIRO, 2014; NASCIMENTO, 2016; SANTOS et al., 2019; SOUZA et al., 2020; MARQUES, 2021, ALVES et al., 2022) tem revelado feições topográficas anômalas ou perturbações que evidenciam o carácter transiente ou o rejuvenescimento dessas paisagens. Tais perturbações têm sido comumente associadas não apenas a variações litológicas, topográficas e/ou climáticas, mas também à reativação neotectônica, contradizendo o pressuposto de quiescência tectônica própria de domínios intraplaca (a exemplo do território brasileiro, que ocupa a área central da Placa Sul-americana; HASUI, 2012a). No entanto, ainda há pouca compreensão sobre como a tectônica de baixa amplitude, característica das regiões intraplacas, contribui para a diversidade topográfica dessas regiões. Dessa forma, abordagens morfométricas, especialmente aquelas baseadas na análise do perfil longitudinal de drenagens e métricas derivadas, como o índice de inclinação normalizado (k_{sn}), combinadas com informações geológicas, têm sido cruciais não apenas para melhor elucidar o desenvolvimento de paisagens fluviais em regiões tectonicamente ativas

(WOBUS et al., 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012), mas também em ambientes de domínio intraplaca (ALVES et al., 2020, ALVES et al., 2022).

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Google Earth

As bacias e coberturas sedimentares fanerozoicas do território brasileiro apresentam padrões de relevo de planaltos e chapadas desenvolvidos sobre rochas sedimentares horizontais a sub-horizontais, eventualmente dobradas e/ou falhadas, em ambientes de sedimentação diversos (IBGE, 2009). As chapadas ou relevos tabulares são um subtipo de planalto e apresentam feições caracterizadas por topos tabulares (planos) ou suavemente ondulados, limitados por escarpas, elaborada, em geral, em rochas sedimentares. A Bacia Sedimentar do Paraná (BSP) é uma das grandes bacias intracratônicas ou sinéclises do território brasileiro (CARNEIRO et al., 2012; PEREIRA et al. 2012). Na borda ocidental do norte da BSP ocorrem planaltos, chapadões, patamares e depressões, bem como relevos residuais como mesas, morros testemunhos de patamares e pináculos.

A bacia do Rio Prata (Figura 1.1) é um exemplo da variação de relevo na borda ocidental norte da BSP. Está contida na porção de níveis altimétricos intermontanos a oeste de uma unidade geomorfológica caracterizada por planaltos em estruturas monoclinais, posicionados nas bordas da BSP, ocupando grandes extensões que se estendem até o sudoeste de Goiás (IBGE, 2022b). Os níveis de cimeira desta unidade, com cerca de 1000 m de altitude, corresponderiam às superfícies de aplainamento do ciclo Sul-Americano de Lester King (KING, 1956; MAMEDE et al., 1983; HASUI et al., 2019). As áreas rebaixadas da bacia do Rio Prata estariam relacionadas a processos de circundesnudação da borda oeste da BSP, provavelmente ocorridos entre o Plioceno e o Pleistoceno, precedido por processos tectônicos distensivos concomitantes a epirogênese no Cretáceo Superior, removendo quase totalmente depósitos do Grupo Bauru e cenozoicos, exumando estruturas mesozoicas e paleozoicas (AB'SABER, 1949; MAMEDE et al., 1983; CASSETI, 2005). Admite-se que a região sofreu rejuvenescimento topográfico por fenômenos tectônicos tardios (neocenozoicos) de *horst* e *graben* em diferentes períodos entre o fim do Neógeno até o final do Quaternário, evidenciando soerguimento diferencial de porções da BSP (ROSS e SANTOS, 1982; FRANCO e PINHEIRO, 1982; SANTOS, 2000b, c e d; IBGE, 2022b; MATHIAS e JEZUZ, 2022).

1.1 Objetivos

O objetivo deste estudo foi investigar aspectos geomorfológicos buscando reconhecer evidências de influência de fenômenos tectônicos no rejuvenescimento

topográfico de uma porção da borda ocidental norte da BSP, a bacia do Rio Prata, através da análise integrada de abordagens morfométricas elementares e robustas.

Para isso, os seguintes objetivos específicos foram delineados:

- a) Caracterizar a diversidade geomorfológica atual através da individualização ou compartimentação de porções do relevo com características do meio físico semelhantes;
- b) identificar as direções preferenciais de lineamentos morfoestruturais a fim de verificar como estas direções se relacionam com estruturas tectônicas no contexto regional;
- c) detectar feições possivelmente condizentes com perturbações tectônica/estrutural, variação litológica, topográfica e/ou processos erosivos através da análise dos padrões, anomalias e propriedades de drenagem da bacia do Rio Prata;
- d) Analisar a assimetria de bacias a partir de índices geomórficos para investigar a ocorrência de basculamentos tectônicos e aferir uma possível influência de atividade tectônica;
- e) Investigar o estado transiente ou de equilíbrio da paisagem através da análise de perfis longitudinais de drenagem e *knickpoints* para investigar as possíveis causas de um eventual estado transiente ou de rejuvenescimento da paisagem;
- f) Examinar o nível de incisão das drenagens através da análise do índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn}) e investigar suas variações na área de estudo, com o objetivo de inferir a ocorrência de possíveis episódios de rejuvenescimento topográfico em diferentes períodos.

Foram adotadas abordagens morfométricas propícias para detectar indicadores tectônicos, incluindo a análise de perfis longitudinais de drenagens e *knickpoints*, lineamentos morfoestruturais, assimetria de bacia de drenagem, padrão e anomalias de drenagem e índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn}), visando alcançar os objetivos propostos.

2 ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

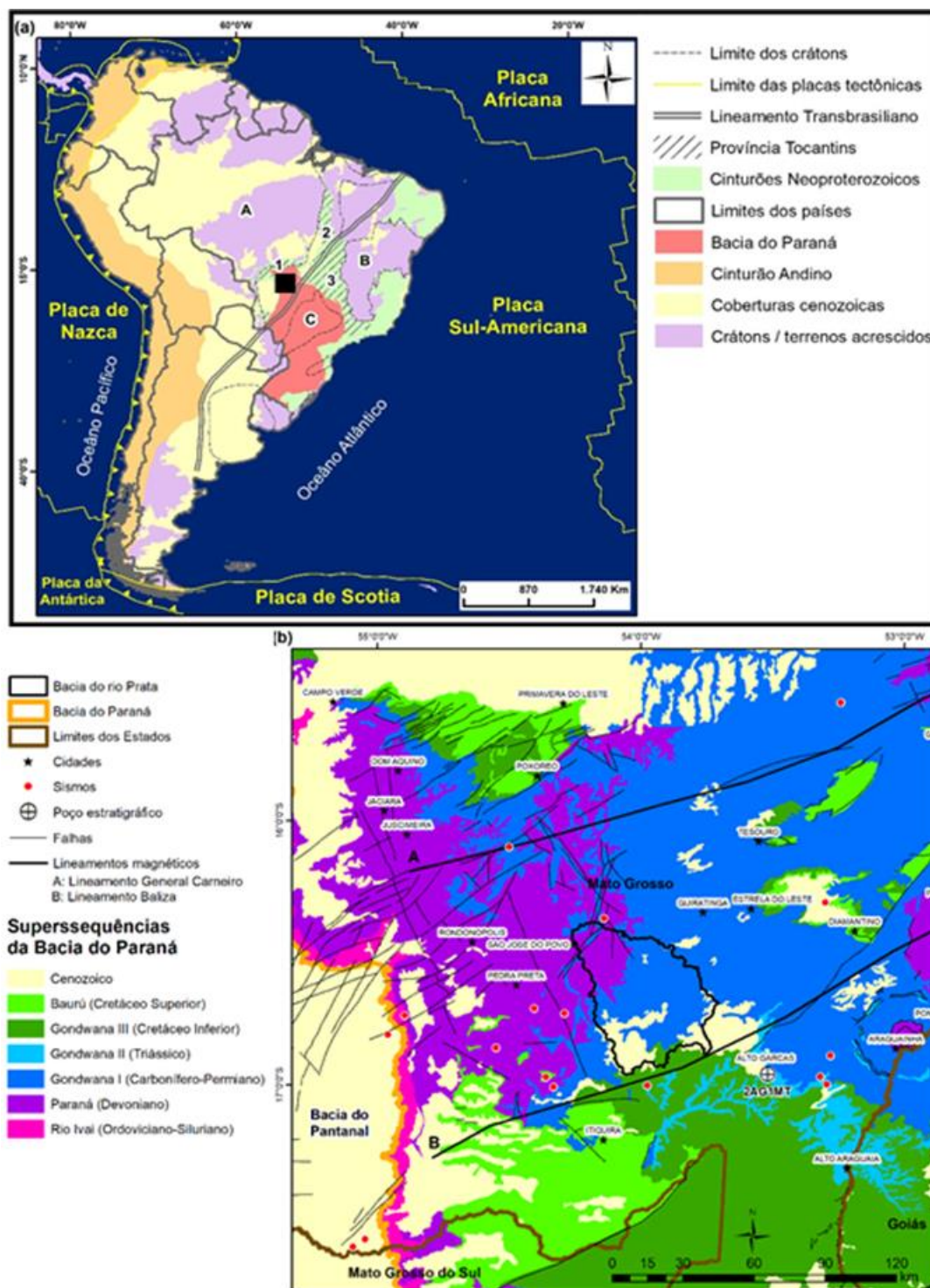
2.1 Geologia regional

A área de estudo está localizada na porção noroeste da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 2.1), cujos sedimentos fanerozoicos cobrem as rochas metassedimentares neoproterozoicas do Grupo Cuiabá, que é a unidade basal do setor norte da Faixa Paraguai (Figura 2.1 (a)).

A Faixa ou Cinturão Paraguai, juntamente com os cinturões Araguaia e Brasília, compõe o sistema orogênico Tocantins, que resultou da convergência dos crátons Amazônico a oeste, São Francisco a leste e do bloco Paranapanema a sudeste. O Cinturão Paraguai bordejia o Cráton Amazônico em Mato Grosso e Mato Grosso do Sul e foi formado durante os eventos orogênicos mais tardios do Ciclo Brasileiro, isto é, do fim do Neoproterozoico ao fim do Cambriano (600-500 Ma; ALVARENGA et al., 2009; HASUI, 2012c). O Lineamento Transbrasileiro (LTB; Figura 2.1(a)) é um sistema de falhas transcorrentes de estrutura linear de direção N30-35E com cerca de 100 km de largura, formado na fase final do Ciclo Brasileiro/Panafricano (< 560 Ma; CORDANI et al., 2013). Na América do Sul, se estende de nordeste-sudoeste, desde do oeste do Ceará até a Argentina, passando pela Província Tocantins, Bacia do Paraná e Cinturão Paraguai (HASUI, 2012c; CURTO et al., 2015).

A Bacia Sedimentar do Paraná (BSP) vem a ser uma das grandes bacias intracratônicas ou sinéclises paleozoicas do território brasileiro (CARNEIRO et al., 2012; PEREIRA et al., 2012), tem forma aproximadamente elíptica e está situada na porção sudoeste da América do Sul, cujo eixo maior encontra-se em posição norte-sul. A maior porção da BSP situa-se em território brasileiro (cerca de 1.100.000 km²), estendendo-se também pelo Paraguai, Argentina e Uruguai. O registro litológico, envolvendo rochas sedimentares e vulcânicas alcança espessuras máximas de cerca de 6.000 m, sendo que, na porção norte da BSP, o poço estratigráfico da Petrobrás “2AG1MT”, localizado em Alto Garças próximo à área de estudo (Figura 2.1(b)), atingiu o embasamento neoproterozoico (Grupo Cuiabá) em 1943 m de profundidade (CURTO et al., 2014; PINTO e VIDOTTI, 2019).

Figura 2.1 (a) Contexto tectônico simplificado da plataforma Sul-Americana. (b) Representação do contexto geológico regional da área de estudo. O retângulo preto no painel (a) corresponde à localização de (b). A = Cráton Amazônico; B = Cráton São Francisco; C = Bloco Paranapanema; 1 = Cinturão Paraguai (setor norte); 2 = Cinturão Araguaia; 3 = Cinturão Brasília.



Fonte: adaptado de Milani, 1997, Curto et al., 2015, Gómez et al., 2019; Pinto e Vidotti, 2019. Localização dos sismos: Catálogo Sísmico Brasileiro do Centro de Sismologia da Universidade de São Paulo (<http://moho.iag.usp.br/rq/event>)

O conteúdo litológico da BSP abarca estratos cujas idades variam do Neo-Ordoviciano ao Neocretáceo (MILANI, 1997; PEREIRA et al., 2012), de modo que esses estratos são representados por seis grandes ciclos ou supersequências na divisão estratigráfica regional mais recente da BSP proposta por Milani (1997). As rochas correspondentes às seis supersequências afloram na porção norte-noroeste da BSP (Figura 2.1(b)).

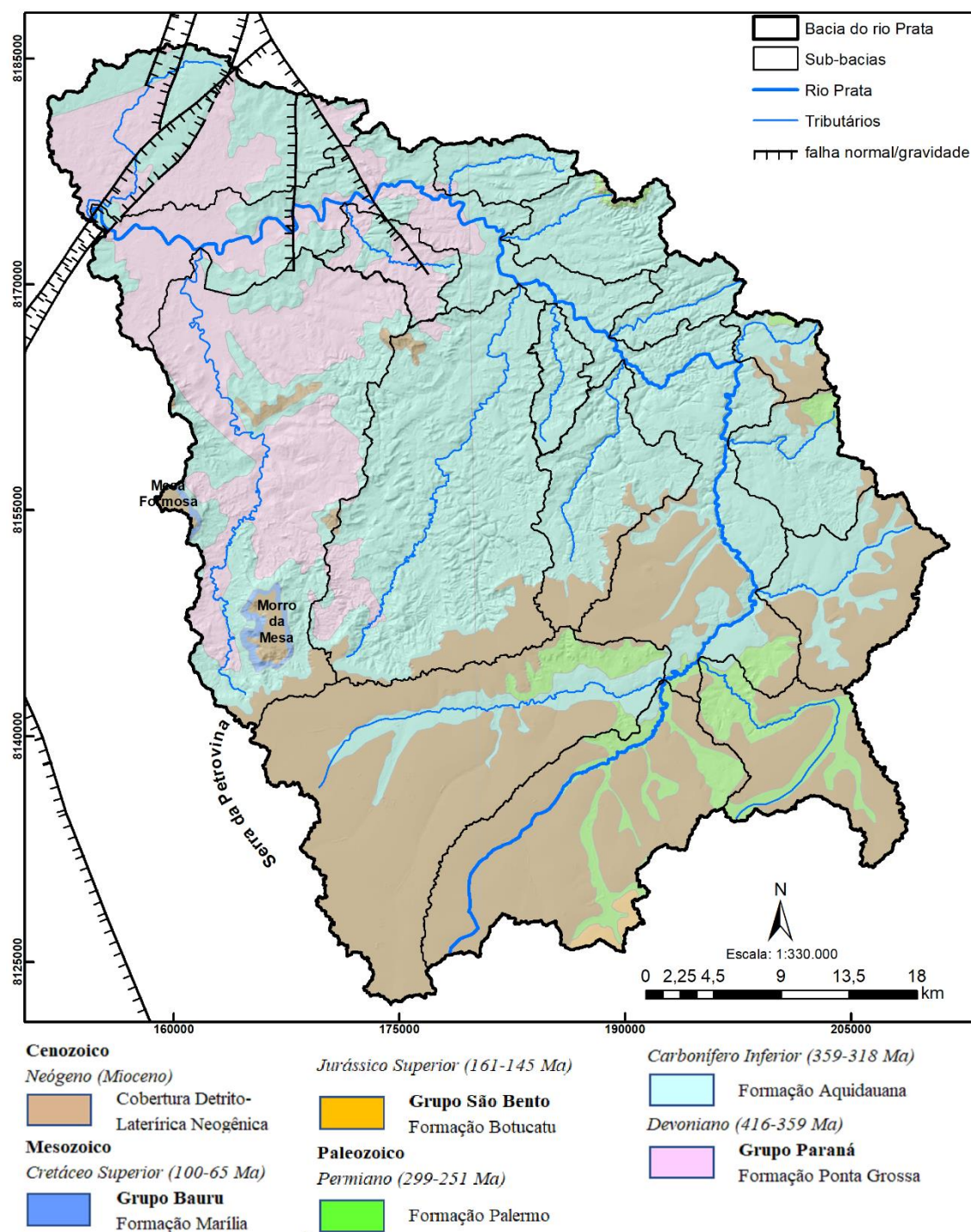
O embasamento ou substrato da BSP é caracterizado por complexa trama de elementos crustais consolidados pelos fenômenos tectonomagmáticos do Ciclo Brasileiro, no intervalo Neoproterozoico-Eopaleozoico (MILANI, 1997; PEREIRA et al., 2012). O arcabouço estrutural da BSP é dominado por elementos tectônicos lineares agrupados em três direções: NW-SE, NE-SW e W-E, que representam falhas ou zonas de falhas, que se interceptam umas às outras, reproduzindo o arcabouço de blocos e megablocos do embasamento da BSP (PEREIRA et al., 2012). Os elementos lineares com direção NE-SW, na parte norte-ocidental da BSP, são derivados dos cinturões móveis Paraguai-Araguaia, que se estendem por baixo da bacia e, também, a partir do LTB, reativado ao longo da evolução da BSP. Curto et al. (2014) identificaram dois lineamentos magnéticos de 1ª ordem de direção ENE adjacentes a área de estudo: os lineamentos General Carneiro e Baliza (Figura 2.1(b)). Para os autores, esses lineamentos teriam relação com o Cinturão Paraguai e o LTB, e são interpretados como estruturas reativadas tectonicamente, por estarem alinhados a ocorrência de sismos (Figura 2.1(b)).

A geologia da área de estudo (Figura 2.2) indica que nas áreas topograficamente mais elevadas, predominam cobertura ferruginosa da unidade Cobertura Detrito-Laterítica Neogênica, a qual se sobrepõe às formações Aquidauana, Marília e Palermo, que afloram em níveis altimétricos mais baixos (SANTOS, 2000b; IBGE, 2022a). As áreas mais rebaixadas da área de estudo são constituídas por rochas sedimentares paleozoicas das formações Ponta Grossa e Aquidauana.

A Formação Ponta Grossa consiste de folhelhos argilosos, micáceos e finamente laminados e de folhelhos silticos a arenosos, com siltitos e arenitos muito fino subordinados. Sobrepõe-se à Formação Furnas de modo concordante e gradual e é subjacente a Formação Aquidauana, por discordância erosiva. Recobrem-na, na região, as Formações Botucatu e Marília e aluviões holocênicas (GODOI FILHO, 1984). O poço de Alto Garças perfurado pela PETROBRAS (2AG1MT) apresentou os

intervalos litoestratigráficos de 981 a 1.448 m para a Formação Ponta Grossa, ou seja, 467 m de espessura (SANTOS, 2000a).

Figura 2.2 - Mapa geológico da bacia do Rio Prata.



Fonte: adaptado de IBGE, 2022a

A Formação Aquidauana é formada por arenitos vermelhos com intercalações de siltitos, folhelhos, conglomerados e diamictitos. Aflora na área de estudo e tem

espessura de 400 metros na serra da Petrovina (GODOI FILHO, 1984). No poço 2AG1MT, verificou-se espessura de 799 metros (IBGE, 2022a). Apresenta-se sobre a Formação Ponta Grossa em discordância erosiva (SANTOS, 2000a). São reconhecidos, de maneira geral, dois níveis estratigráficos da Formação Aquidauana, sendo que o superior corresponde aos bancos de arenitos maciços que sustentam os relevos alcantilados, enquanto que o nível inferior apresenta maior predomínio de sedimentos finos, siltico-argilosos, argilo-arenosos e argilosos (SANTOS, 2000a). Seu contato superior é discordante com as formações Palermo, Botucatu e Marília e, em parte, é recoberta por aluviões holocênicos (GODOI FILHO, 1984).

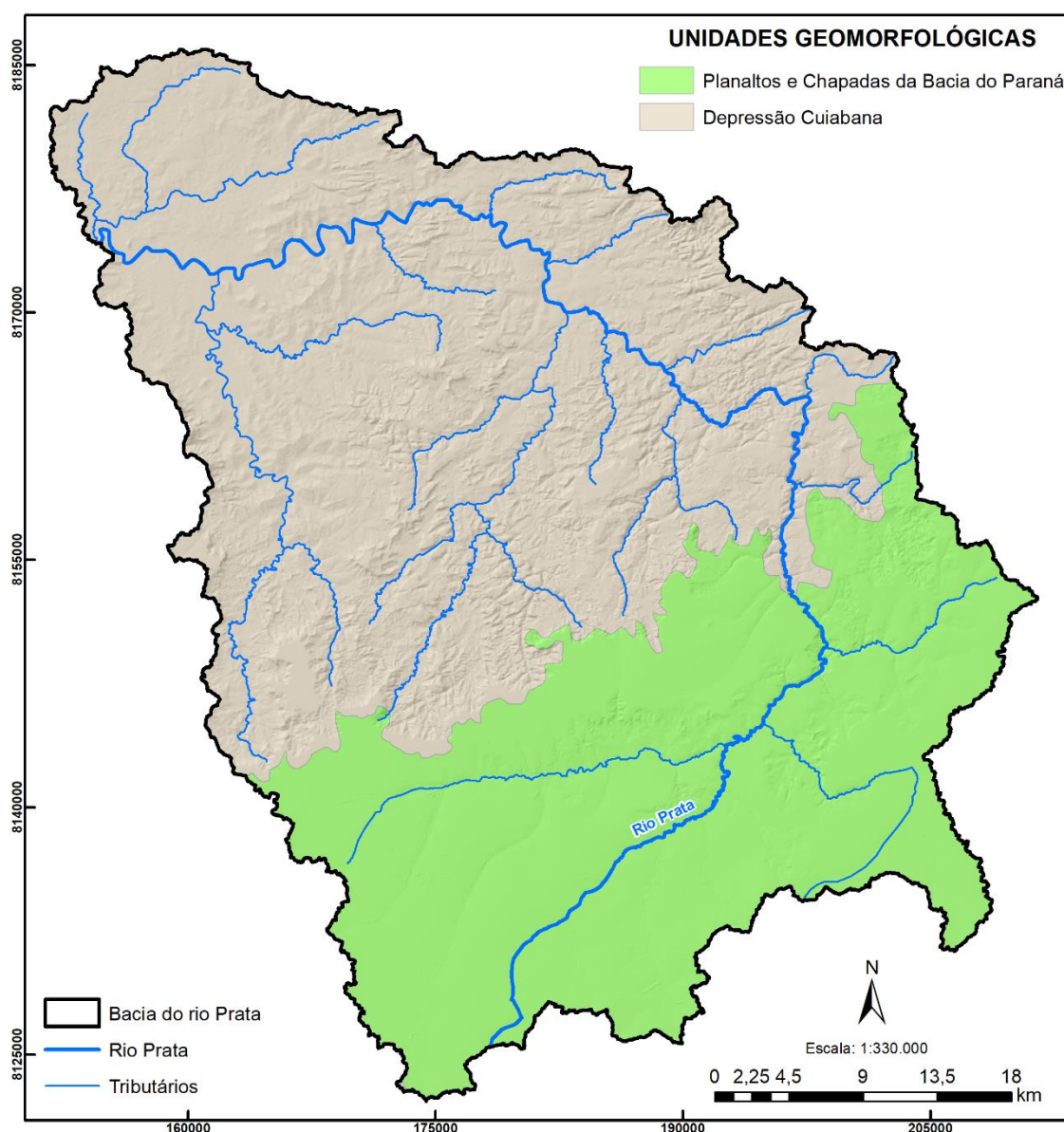
A Formação Palermo caracteriza-se por arenitos cinza – arroxeados e finos, siltitos amarelados e avermelhados, estratificados e silicificados, com intercalações de sílex oolítico e coquinas silicificadas (GODOI FILHO, 1984). Sobrepõe-se discordantemente à Formação Aquidauana (IBGE, 2022a). Já a Formação Botucatu, constitui-se arenitos eólicos com estratificação cruzada, arenitos finos a médios, avermelhados, às vezes, laminadas e com lentes conglomeráticas (GODOI FILHO, 1984). O contato inferior com a Formação Palermo é discordante erosivo (IBGE, 2022a). A Formação Marília consiste de conglomerados, arenitos quartzosos, arenitos calcíferos e siltitos, recobrimo discordantemente as formações inferiores (GODOI FILHO, 1984). Na área de estudo, aflora nas escarpas de morros testemunhos, como no Morro da Mesa, subjacente às coberturas detrito-lateríticas.

As coberturas detrito-lateríticas englobam os extensos depósitos eluviais, coluviais e colúvio-aluviais laterizados que ocorrem nos topos das chapadas e chapadões da área de estudo. Compreende, em geral, uma zona basal com rochas subjacentes alteradas, areias, argilas e níveis conglomeráticos, parcialmente laterizadas; uma zona média concrecionária de lateritos ferruginosos compactos; uma zona superior com solos argilosos amarelos. Constitui importante marcador litoestratigráfico e, portanto, cronológico das deformações relacionadas ao regime neotectônico atuante na Placa Sul-americana após o Mioceno (IBGE, 2022a). Na área de estudo, as coberturas detrito-lateríticas se sobrepõem as rochas das formações Aquidauana, Palermo e Marília. Esta última nas colinas residuais de Morro da Mesa e Mesa Formosa (Figura 2.2).

2.2 Contexto geomorfológico e rede de drenagem

A área de estudo está contida na região geomorfológica dos chapadões dos planaltos setentrionais da Bacia Sedimentar do Paraná, cujos planaltos e chapadas são desenvolvidos sobre rochas sedimentares horizontais a sub-horizontais, eventualmente dobradas e/ou falhadas (IBGE, 2009). Na classificação do relevo brasileiro proposta por Ross (2011), às áreas altas da bacia do Rio Prata correspondem à classe Planaltos e Chapadas da Bacia do Paraná e as áreas deprimidas da referida bacia correspondem à classe Depressão Cuiabana (Figura 2.3).

Figura 2.3 - Mapa geomorfológico simplificado da bacia do Rio Prata.



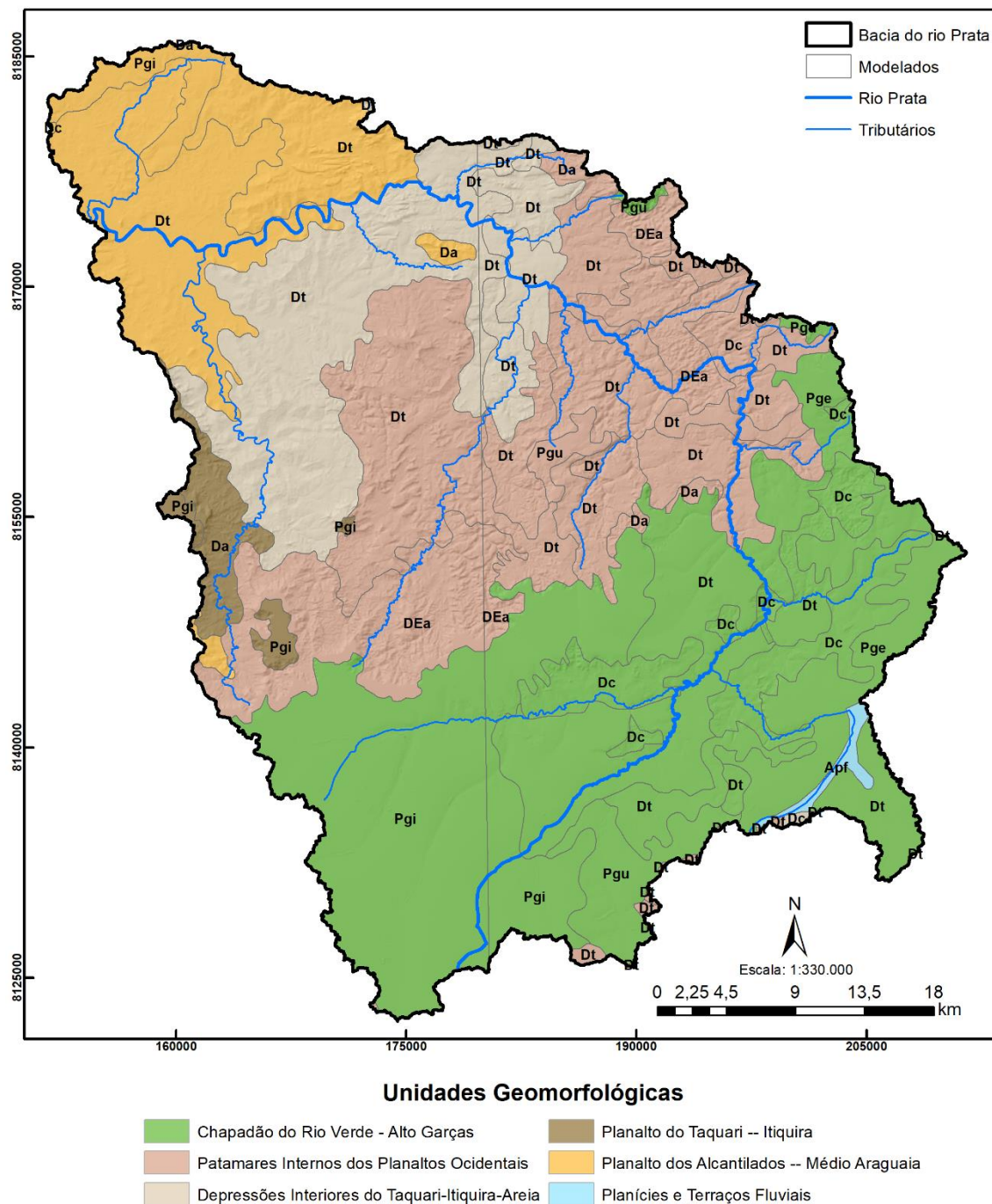
Fonte: adaptado de Ross, 2011

Os Planaltos e Chapadas da Bacia do Paraná englobam terrenos sedimentares com idades desde o Devoniano ao Cretáceo, bem como extensa ocorrência principalmente na parte sul da bacia, das rochas vulcânicas básicas e ácidas do Jura-Cretáceo (ROSS, 2011). Nas bordas norte e noroeste, ocorre a presença de extensas superfícies altas e planas que atingem entre 900 e 1000 metros de altitude denominadas de chapadas (ROSS, 2011). Na porção noroeste, no contato com o Pantanal Matogrossense e a Depressão Cuiabana, observam-se chapadas caracterizadas por topos tabulares (planos) ou suavemente ondulados, limitados por escarpas, elaborada, em geral, em rochas sedimentares desdobradas (IBGE, 2019).

A Depressão Cuiabana encontra-se embutida entre as Serras Residuais do Alto Paraguai a oeste e norte e a leste na escarpa da chapada da borda noroeste da bacia do Paraná. Apresenta um modelado levemente convexo esculpido nos metassedimentos do Grupo Cuiabá também pertencente ao Cinturão Paraguai. Esta unidade constitui-se em uma superfície em rampa que gradualmente se eleva dos 150 metros no contato com o Pantanal aos 400 metros na extremidade norte (ROSS, 2011).

Os mapas geomorfológicos do Projeto RADAMBRASIL e do IBGE utilizam a mesma metodologia de representação geomorfológica, que é baseada em uma classificação estruturada em diferentes níveis hierárquicos ou táxons (IBGE, 2009; IBGE, 2019; BOTELHO e PELECH, 2019). Do maior nível para o menor, tem-se: domínios morfoestruturais, regiões geomorfológicas; unidades geomorfológicas; e modelados (IBGE, 2009). Na Figura 2.4, é apresentado um recorte da bacia do Rio Prata destacando os 3º e 4º táxons, a Unidade Geomorfológica e o Modelado, respectivamente, conforme delimitado no mapa geomorfológico do IBGE (IBGE, 2022b). O Quadro 2.1 mostra a correspondência destes táxons com os táxons anteriores, bem como os modelados do 4º táxon e seus símbolos correspondentes, além de outros atributos. No âmbito da bacia do rio Prata, ocorrem 6 unidades geomorfológicas (3º táxon), a saber: Chapadão Rio Verde – Alto Garças, Planícies e Terraços Fluviais (áreas elevadas), Patamares Internos dos Planaltos Ocidentais, Planalto do Taquari – Itiquira, Depressões Interiores do Taquari – Itiquira – Areia e Planalto dos Alcantilados – Médio Araguaia (áreas rebaixadas).

Figura 2.4 - Mapa geomorfológico da bacia do Rio Prata. Consultar Quadro 2.1 para o significado da simbologia.



Fonte: IBGE, 2022b

O quarto táxon (Modelado) abrange um padrão de formas de relevo que apresenta definição geométrica similar em função de uma gênese comum e dos processos morfogenéticos atuantes. São identificados quatro tipos de modelados: acumulação, aplainamento, dissolução e dissecação (IBGE, 2009). Na bacia do Rio

Prata, encontram-se os modelados de acumulação, aplainamento e dissecação. A Figura 2.4 mostra os polígonos do táxon Modelado e seus respectivos símbolos contidos nos polígonos das Unidades Geomorfológicas (3º táxon), enquanto o Quadro 2.1 fornece o significado dos símbolos. Consultar IBGE, 2022b para uma descrição detalhada das unidades geomorfológicas dos táxons três e quatro.

Quadro 2.1 – Unidades geomorfológicas do 1º ao 4º táxon e outros atributos.

UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS (IBGE, 2009)							
1º TÁXON - DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS	2º TÁXON - REGIÃO GEOMORFOLÓGICA	3º TÁXON - UNIDADE GEOMORFOLÓGICA	4º TÁXON - MODELADO	Símbolo	Altimetria (m)	Morfogênese	Padrão de Drenagem
BACIAS E COBERTURAS SEDIMENTARES FANEROZOICAS	Chapadões dos Planaltos Setentrionais da Bacia Sedimentar do Paraná	Chapadão do Rio Verde - Alto Garças	Aplainamento	Pgi	650 a 1000		retangular
				Pgu			
				Pge			
			Dissecação	Dc			
				Dt			
	Planaltos e Patamares da Borda Ocidental da Bacia do Paraná	Patamares Internos dos Planaltos Ocidentais	Aplainamento	Pgu	400 a 800		sub-dendrítico; dendrítico
				Dc			
			Dissecação	Dt			
				Da			
				DEa			
	Planaltos Areníticos-Basálticos	Planalto do Taquari - Itiquira	Aplainamento	Pgi	300 a 800	Química	
				Dt			
	Depressões dos Planaltos Ocidentais da Bacia Sedimentar do Paraná	Depressões Interiores do Taquari - Itiquira - Areia	Dissecação	Dt	350 a 450	Química	dendrítico
				Dc			
	Planaltos Alcantilados da Borda Noroeste da Bacia Sedimentar do Paraná	Planalto dos Alcantilados - Médio Araguaia	Aplainamento	Pgi	300 a 700	Química	
				Dc			
			Dissecação	Dt			
				Da			
	Formas Agradacionais Atuais e Subatuais Interioranas	Planícies e Terraços Fluviais	Acumulação	Apf		Mecânica	

Fonte: adaptado de IBGE, 2009 e 2022b

A bacia do Rio São Lourenço (Figura 2.5) pertence a bacia do alto Rio Paraguai, sendo o Rio São Lourenço um dos principais afluentes da margem esquerda do Rio Paraguai. As cabeceiras da bacia contornam áreas elevadas dos planaltos e áreas topograficamente mais rebaixadas das depressões (IBGE, 2019). A referida bacia tem área aproximada de 24.000 km² e altitude que decrescem de cerca de 800 metros nos divisores de água para cerca de 200 metros no exutório para o Pantanal, encontrando-se alojada num grande anfiteatro de erosão (CORRADINI e ASSINE, 2012). Por serem os arenitos paleozoicos muito fraturados e, conseqüentemente, apresentarem boa porosidade, a densidade de drenagem é baixa. A rede de drenagem apresenta predominantemente rios de leito rochoso, estando condicionada por fraturas e falhas que controlam o traçado dos canais, caracterizados por apresentarem segmentos retilíneos (CORRADINI e ASSINE, 2012). A água e sedimentos vindos do Rio São Lourenço alimenta a borda noroeste do Pantanal Matogrossense, uma das maiores

A Figura 2.6 (b) apresenta um recorte da imagem Google Earth em vista plana, mostrando o trecho do canal do Rio Prata onde ocorre essa inflexão brusca de NE para NW, concomitante com a formação de incisões profundas ou um *canyon*.

O Rio Prata tem características de canal de leito rochoso e traçado retilíneo em praticamente toda sua extensão, evidenciando controle estrutural no traçado dos canais. Entretanto, essa configuração muda para característica de canal aluvial no seu baixo curso, em que alarga suas margens de deposição e o traçado torna-se mais sinuoso, inclusive apresentando meandros abandonados.

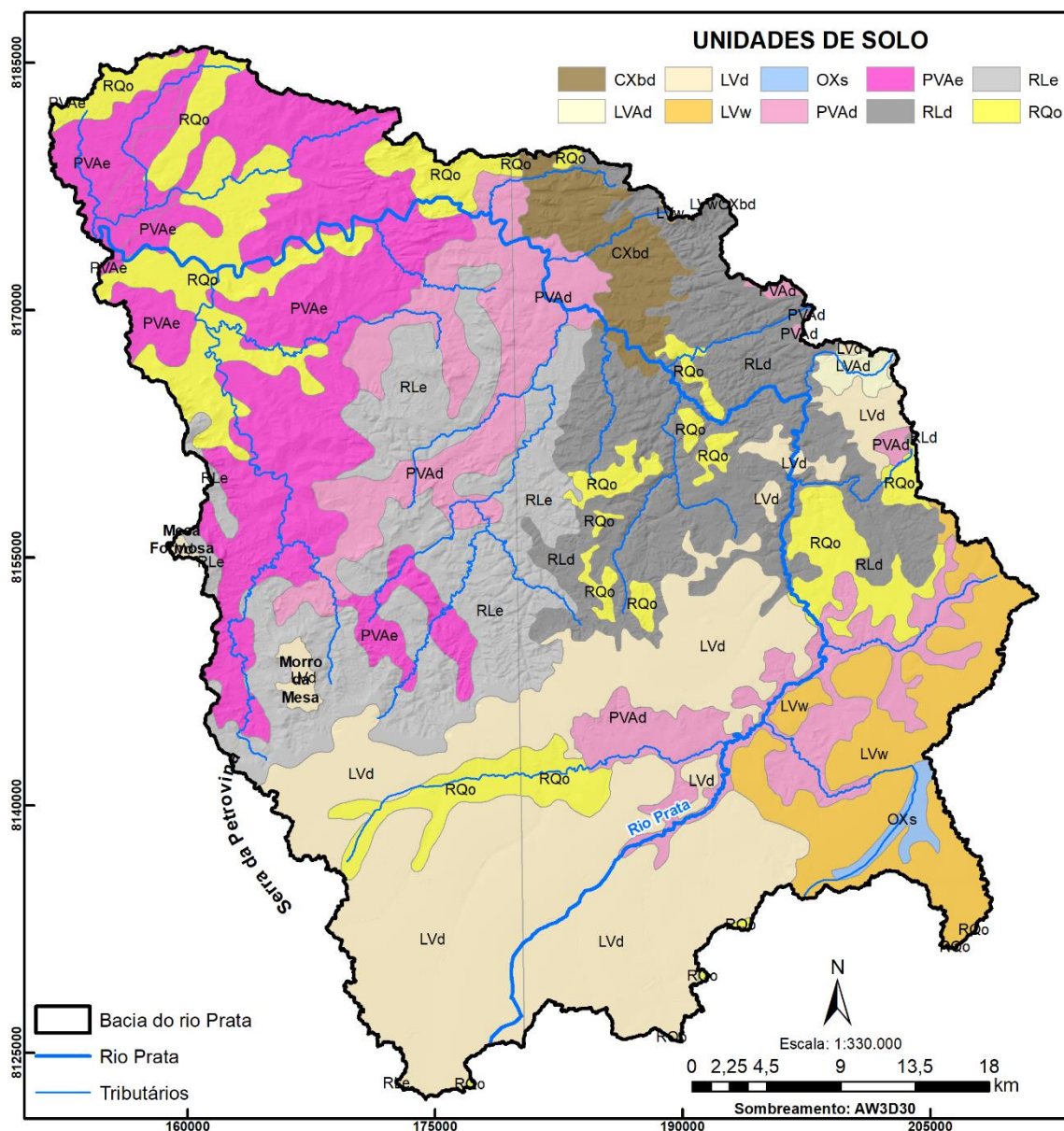
2.3 Pedologia, clima, vegetação, uso e cobertura do solo

Os solos predominantes na área de estudo são apresentados na Figura 2.7, cuja descrição da legenda é apresentada no Quadro 2.2, de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, do 1º ao 4º nível categórico, e outros atributos de solo, conforme IBGE (2022c). Nas áreas topograficamente mais elevadas predominam os Latossolos, com ocorrências menos expressivas de Argissolos, Neossolos e Organossolo. Nas áreas escarpadas e com elevações intermediárias, predominam os Neossolos e nas áreas rebaixadas predominam os Argissolos, mas com ocorrências de Neossolos e Cambissolo menos expressivas.

O clima da região é classificado como Aw (tropical de Savana) na classificação de Koppen (IBGE, 2002), apresentando uma estação seca (inverno) e chuvosa (verão). De acordo com SEPLAN-MT/CNEC (2001a) ocorrem cinco unidades climáticas na área de estudo, conforme a Figura 2.8, cuja descrição da legenda está no Quadro 2.3. Os dados utilizados para o cálculo das médias de temperatura e pluviosidade partiram de várias estações meteorológicas entre o período de janeiro de 1983 a dezembro de 1995 (SANTOS, 2000e).

As unidades climáticas das áreas topograficamente mais elevadas (III A3a e III A3b) apresentam temperaturas médias mais amenas (22,6 °C e 22°C, respectivamente) e maior pluviosidade (1700 a 1900 mm) do que nas áreas mais rebaixadas. A unidade III B7, que está numa faixa topográfica intermediária, apresenta média de temperatura e pluviosidade anual ligeiramente menor em relação às unidades climáticas mais elevadas. As unidades III C9 e III D4 representam as áreas mais rebaixadas da área de estudo, apresentando temperaturas médias mais altas e pluviosidade anual mais baixas do que as unidades topograficamente mais altas.

Figura 2.7 - Unidades de solos ocorrentes na área de estudo.



Fonte: adaptado de IBGE, 2022c

A área de estudo está contida dentro do Bioma Cerrado (IBGE, 2004), onde as principais formações vegetais incluem: *Formação Savânica Associada a Vertentes, com Enclaves de Matas em Grotões de Drenagem*; *Formação Savana Arborizada ou Cerrado*; *Formação Justafluvial*; *Formação Savana Parque*; *Savana Gramíneo-Lenhosa ou Campo Úmido*; *Formação Floresta Estacional/Savana* e; *Formações secundárias* (SEPLAN-MT/CNEC, 2002).

Em relação ao uso e cobertura do solo atual, segundo IBGE (2015), na área de estudo predominam as áreas antrópicas agrícolas (culturas temporárias e pastagens) e as áreas de vegetação natural (áreas florestais e campestres) (Figura 2.9). Nas

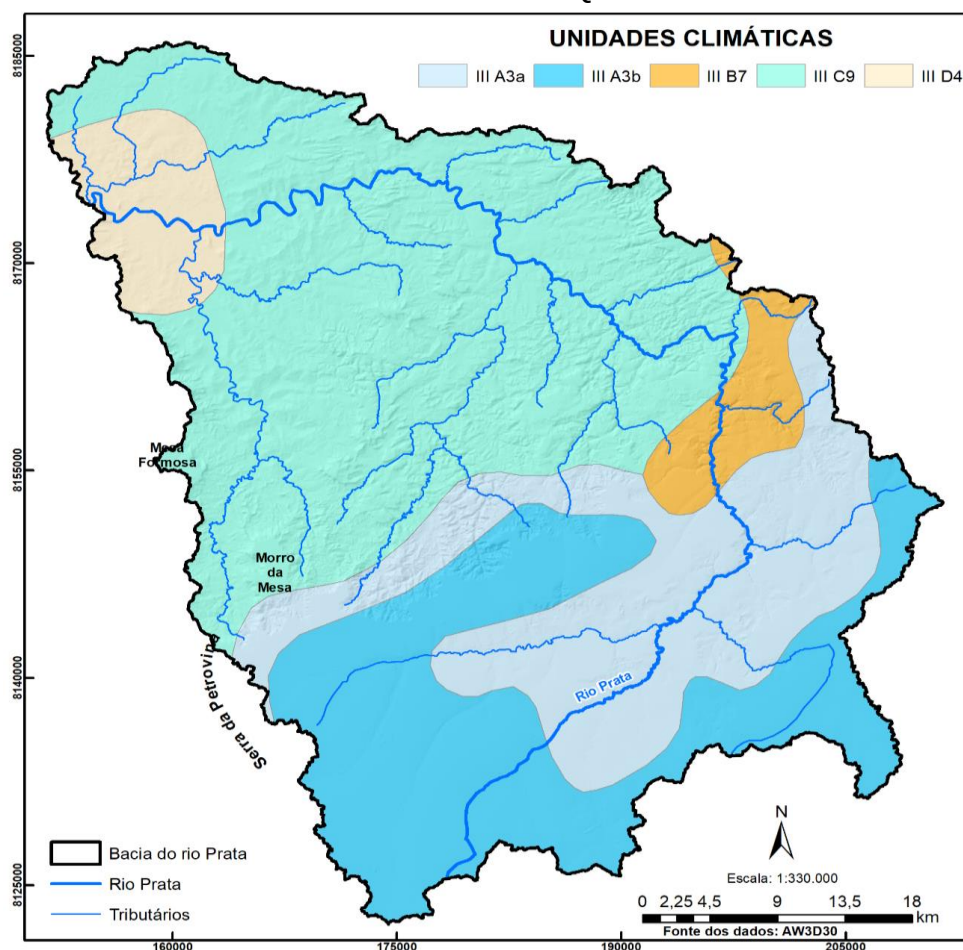
áreas topograficamente mais elevadas predominam as culturas temporárias de soja, milho, feijão e algodão, bem como milho e pecuária de animais de grande porte em áreas campestres menos predominantes. Nas áreas de elevação intermediária predominam áreas campestres com pecuária de animais de grande porte. Nas áreas mais rebaixadas predominam pastagens com pecuária de animais de grande porte, bem como culturas temporárias (soja, milho e milho). Nas áreas mais rebaixadas também ocorrem, com menos predominância, extrativismo vegetal (lenha e madeira em tora) em áreas florestais, bem como pecuária de animais de grande porte tanto em áreas florestais como em áreas campestres.

Quadro 2.2 – Descrição das unidades de solo apresentadas na Figura 2.7. É mostrado o 1º ao 4º nível categórico (Ordem, Subordem, Grande Grupo e Subgrupo) de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos e outros atributos.

SISTEMA BRASILEIRO DE CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS					OUTROS ATRIBUTOS		
ORDEM	SUBORDEM	GRANDE GRUPO	SÍMBOLO	SUBGRUPO	TEXTURA	HORIZONTE	RELEVO
LATOSSOLO	Vermelho	Ácrico	LVw	Típico	Argilosa e muito argilosa	A moderado	Plano e suave ondulado
	Vermelho	Distrófico	LVd	Típico	Argilosa	A moderado	Plano e suave ondulado
	Vermelho-Amarelo	Distrófico	LVAAd	Típico	Média	A moderado	Suave ondulado
NEOSSOLO	Litóico	Distrófico	RLd	Típico	Indiscrimanda cascalhenta	A moderado	Forte ondulado
	Litóico	Eutrófico	RLe	Típico	Indiscrimanda cascalhenta	A moderado	Forte ondulado e ondulado
	Quartzarênico	Órtico	RQo	Típico	Arenosa	A moderado	Plano e suave ondulado
ARGISSOLO	Vermelho-Amarelo	Distrófico	PVAAd	Típico	Arenosa/média	A moderado	Suave ondulado
	Vermelho-Amarelo	Eutrófico	PVAe	Chernossólico	Média cascalhenta/argilosa cascalhenta	A chernozêmico	Ondulado e forte ondulado
CAMBISSOLO	Háplico	Tb Distrófico	CXbd	Típico e Léptico	Média	A moderado	Ondulado e forte ondulado
ORGANOSSOLO	Háplico	Sáprico	OXs	Típico	Orgânica	Hístico	Plano

Fonte: adaptado de IBGE, 2022c

Figura 2.8 - Unidades climáticas ocorrentes na área de estudo. Ver descrição das unidades climáticas no Quadro 2.3.



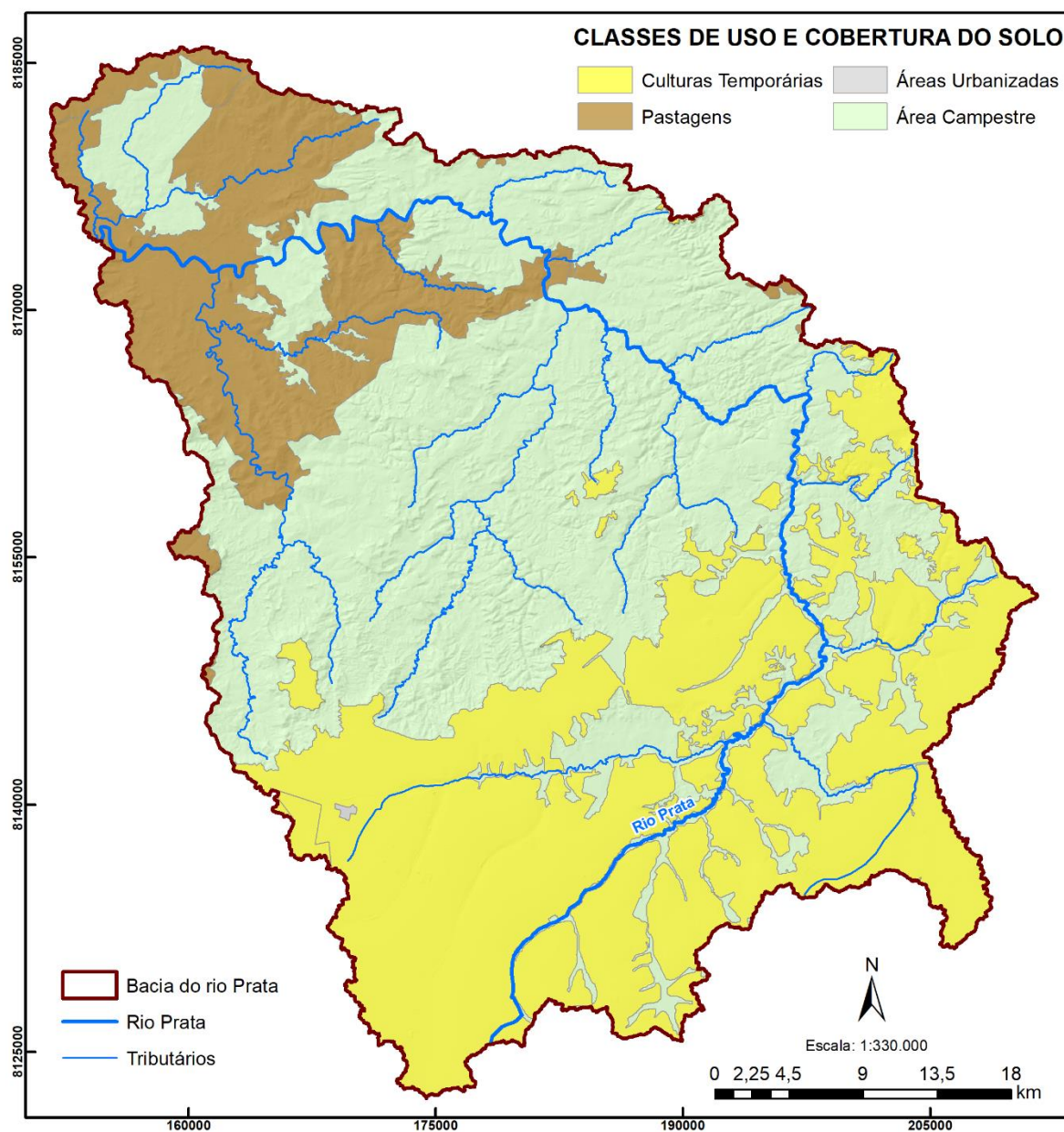
Fonte: adaptado de SEPLAN-MT/CNEC, 2001a

Quadro 2.3 – Descrição das unidades climáticas apresentadas na Figura 2.8.

UNIDADES CLIMÁTICAS			CONTROLES CLIMÁTICOS	ATRIBUTOS CLIMÁTICOS				
				TEMPERATURA			PLUVIOSIDADE (mm)	
				ALTITUDE (m)	MED (°C)	MAX (°C)	MIN (°C)	TOTAL ANUAL
III CLIMA TROPICAL CONTINENTAL ALTERNADAMENTE ÚMIDO E SECO DAS CHAPADAS, PLANALTOS E DEPRESSÕES	A - MESOTÉRMICO DOS TOPOS DE CIMEIRA	III A3a	600-700	22,6	29,6	17	1700 a 1900	2
		III A3b	700-900	22	29	16	1770 a 1900	4
	B - MESOTÉRMICO QUENTE E ÚMIDO DOS PARECIS E ALTO XINGU- ARAGUAIA	III B7	500-600	23	30	18	1700 a 1800	6
	C - MESOTÉRMICO QUENTE E ÚMIDO DA FACHADA MERIDIONAL DOS PLANALTOS	III C9	300-700	23	30	18	1600 a 1800	4
	D - MESOTÉRMICO ÚMIDO DOS BAIXOS PLANALTOS E DEPRESSÕES	III D4	180-300	25	32	20	1400 a 1600	5

Fonte: adaptado de SEPLAN-MT/CNEC, 2001a

Figura 2.9 - Mapa de uso e cobertura do solo da área de estudo.



Fonte: adaptado de IBGE, 2015.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Compartimentação geomorfológica

Ab'Saber (1969) estabelece as bases geomorfológicas que servem de diretrizes para os estudos do Quaternário do território brasileiro, de maneira que três níveis de abordagem são considerados essências pelo autor: a compartimentação topográfica, a estrutura superficial da paisagem e o estudo da fisiologia da paisagem. A compartimentação topográfica inclui observações relativas aos diferentes níveis topográficos e características do relevo, enquanto a estrutura superficial da paisagem é responsável pelo entendimento da evolução histórica ou cronológica dos diferentes tipos de depósitos que ocorrem em diferentes condições climáticas, considerando sua posição em relação aos níveis de base atuais, vinculados ou não a ajustamentos tectônicos. Já a fisiologia da paisagem, tem por objetivo compreender a ação dos processos morfodinâmicos atuais, inserindo-se na análise o homem como sujeito modificador, incluindo desequilíbrios morfológicos como movimentos de massa, assoreamento, boçorocamento, entre outros (CASSETI, 2005). Casseti (2005) observa que, no estudo desses níveis, do primeiro em relação ao terceiro, os processos evoluem desde uma escala de tempo geológica para uma escala de tempo histórica ou humana. Além disso, há um ordenamento escalar espacial, de modo que escalas de estudo macro ou regional corresponderiam ao primeiro nível de abordagem e as escalas de estudo de detalhes, meso e micro, corresponderiam aos níveis subsequentes, respectivamente.

A compartimentação topográfica ou morfológica inclui a separação de domínios morfológicos que se individualizam por apresentarem características semelhantes e atributos físicos comuns, diferentes das áreas adjacentes, como determinados tipos de formas ou domínios altimétricos (CASSETI, 2005; MORALES, 2005). Casseti (2005) acrescenta que um conjunto de formas com características semelhantes pode ter sido elaborado em determinadas condições morfogenéticas ou morfoclimáticas que apresentem relações litoestratigráficas ou que tenham sido submetidas a eventos tectodinâmicos, de modo que a compartimentação topográfica evidencia o resultado das relações processuais e respectivas implicações tectônico-estruturais registradas ao longo do tempo. Assim, os efeitos paleoclimáticos e eventos tectônicos em determinadas condições estruturais, se constituem em pilares de sustentação para a

compreensão do modelado atual, cuja semelhança ou similitude de formas permite a identificação de um compartimento, independente da escala de estudo.

3.2 Lineamentos morfoestruturais

Os lineamentos são feições topográficas lineares ou segmentos retilíneos (ou levemente curvilíneos) que incluem, por exemplo, linhas retilíneas de fundo de vale, cristas e drenagens alinhadas (EHLEN, 2004; O'LEARY et al., 1976). Estas feições podem ser consideradas anomalias em terrenos geologicamente homogêneos, cuja a erosão tende a modelá-los em forma curvilínea, arredondada, interrompida, desordenada. Portanto, a pesquisa das causas que podem ter originado esses lineamentos constitui ponto de primeira importância na fotointerpretação geológica (RICCI e PETRI, 1965), além de ser um importante método de análise geomorfológica para interpretações de regimes tectônicos (HASUI et al., 2019).

Os lineamentos morfoestruturais referem-se a qualquer feição linear no terreno e, em Geologia, correspondem a vales e elevações longilíneas, reconhecíveis em mapas, fotos aéreas e imagens de sensores remotos. Grandes lineamentos, em geral, são reflexos de zonas de fraqueza crustal (falhas ou zonas de cisalhamento verticais ou subverticais), que são geradas por regimes tectônicos e, com frequência, após sua formação, acomodaram movimentos em regimes tectônicos posteriores, que foram reativados (HASUI, 2012b).

Os lineamentos podem estar associados a fraturas (juntas e falhas), mas podem também expressar outros processos de causas geológicas, como a diferença de litologia, atitude das estratificações, foliações e xistosidades, e não geológicas, como tipos distintos de vegetação, solo e construções antrópicas. Contudo, a interpretação de todos os lineamentos retilíneos foto-interpretados pode, com suficiente segurança, ser atribuída a fraturas ou juntas e falhas. As fraturas nas rochas exercem controle significativo sobre a topografia e a evolução do relevo, pois representam zonas de fraqueza, que facilitam a ação erosiva linear. As juntas e falhas são formadas por tensões que resultam de processos tectônicos, mas as juntas também podem estar associadas a processos atectônicos, como fatores reológicos, alívio de pressão, dissolução e resfriamento heterogêneo da rocha (FOSSEN, 2016).

O mapeamento dos lineamentos morfoestruturais é importante para visualizar a distribuição das juntas e caracterizar, com boa aproximação, o padrão de fraturamento

do maciço rochoso regional (MORALES, 2005), além de ser o principal objeto de análise geomorfológica para determinação do campo de tensão (HASUI et al., 2019). Morales (2005) observa que o padrão de fraturamento do maciço rochoso pode ser responsável pelo controle, pelo menos parcial, da rede de drenagem. Ricci e Petri (1965) acrescentam que canais retilíneos tem pouca interação com sedimentos laterais, mas tem forte controle estrutural ou litológico.

3.3 Padrões, anomalias, propriedades e assimetria de drenagem

A análise de drenagem é uma ferramenta importante na interpretação fotogeológica, principalmente em relevos de baixa amplitude, em que o desnível topográfico é reduzido. Pode ser um guia para o reconhecimento de feições estruturais inativas expostas na superfície, bem como de feições estruturais ativas e, possivelmente, de feições estruturais antigas, de subsuperfície (HOWARD, 1967). Bloom (1991) salienta a importância das classificações empíricas e genéticas de redes de drenagem estruturalmente controladas como uma das ferramentas mais úteis da análise geomórfica. O comportamento da drenagem, seus padrões e anomalias são tomados como referencial à medida que revelam as relações entre os ambientes climáticos, atuais ou passados, e as condicionantes litológicas ou tectônicas (IBGE, 2009). Neste estudo, os seguintes aspectos na análise de drenagem são considerados: (a) análise dos padrões e anomalias de drenagem; e (b) propriedades de drenagem, incluindo densidade, angularidade, tropia e assimetria.

Os padrões de drenagem referem-se ao arranjo espacial dos cursos fluviais disposto no terreno em vista plana, que podem ser influenciados em sua atividade morfogenética pela natureza e disposição das camadas rochosas, pela resistência litológica variável, pelas diferenças de declividade e pela evolução geomorfológica da região. Uma ou várias bacias de drenagem podem estar englobadas na caracterização de determinado padrão (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Segundo Summerfield (1991), o fator que mais influencia os padrões de drenagem é a estrutura geológica, visto que são dramaticamente afetados por controles tectônicos ativos e passivos. Os controles tectônicos ativos envolvem a resposta dos sistemas fluviais à atividade tectônica contínua. Esses controles são mais evidentes em ambientes tectonicamente ativos, mas mesmo em regiões aparentemente tectonicamente quiescentes, os sistemas de drenagem podem ser

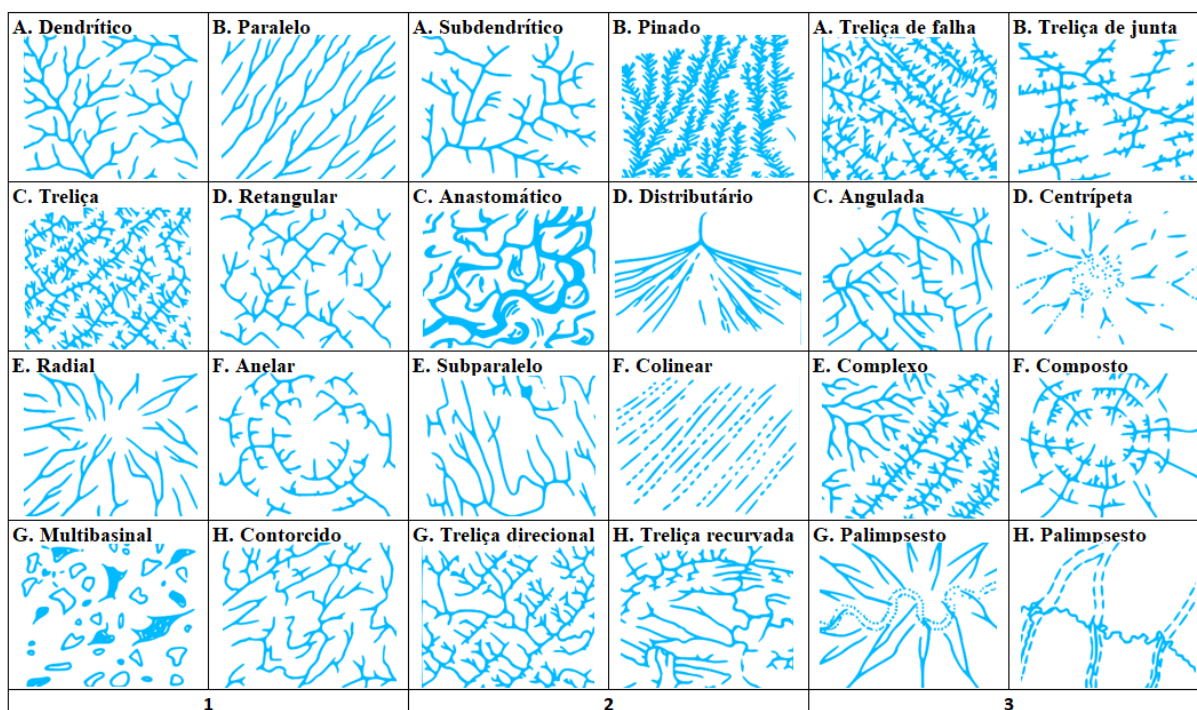
significativamente afetados por controles tectônicos ativos. Os controles tectônicos passivos (às vezes também chamados de controles estruturais) operam por meio da influência exercida pela atividade tectônica anterior no desenvolvimento de drenagem subsequente. Esses controles são geralmente mais sutis do que aqueles decorrentes do tectonismo ativo e são mais difíceis de desvendar porque a erosão posterior pode ter removido muitas das evidências de estruturas pré-existentes. Embora a distinção entre controles ativos e passivos seja útil, é importante enfatizar que ambos os tipos frequentemente operam juntos influenciando o desenvolvimento de sistemas de drenagem. O referido autor ainda salienta que os próprios padrões são frequentemente usados como base para desvendar estruturas geológicas em fotografias aéreas e imagens de satélite.

Keller e Pinter (2002) destacam ainda a assinatura estrutural/tectônica no padrão de drenagem como uma ferramenta de reconhecimento em várias aplicações, incluindo a exploração de hidrocarbonetos. Bierman e Montgomery (2013) especificam que as drenagens controladas estruturalmente exibem padrões de drenagem retangulares e em treliça.

Howard (1967) compilou e classificou os padrões de drenagem em categorias de padrões básicos, padrões básicos modificados e variedades nos padrões modificados (Figura 3.1). Os principais tipos de padrão de drenagem associados a controles tectônicos e que ocorrem mais comumente em meso e macroescala são: subdendrítico (Figura 3.1-2A), treliça (Figura 3.1-1C), retangular (Figura 3.1-1D), angulado (Figura 3.1-3C), paralelo (Figura 3.1-1B), subparalelo (Figura 3.1-2E) e anelar (Figura 3.1-1F). Descrições detalhadas das características dos padrões de drenagem supracitados são encontrados em outros trabalhos (HOWARD, 1967; SUMMERFILED, 1991; CHRISTOFOLETTI, 1980; IBGE, 2009; KELLER e PINTER, 2002; BIERMAN e MONTGOMERY, 2013).

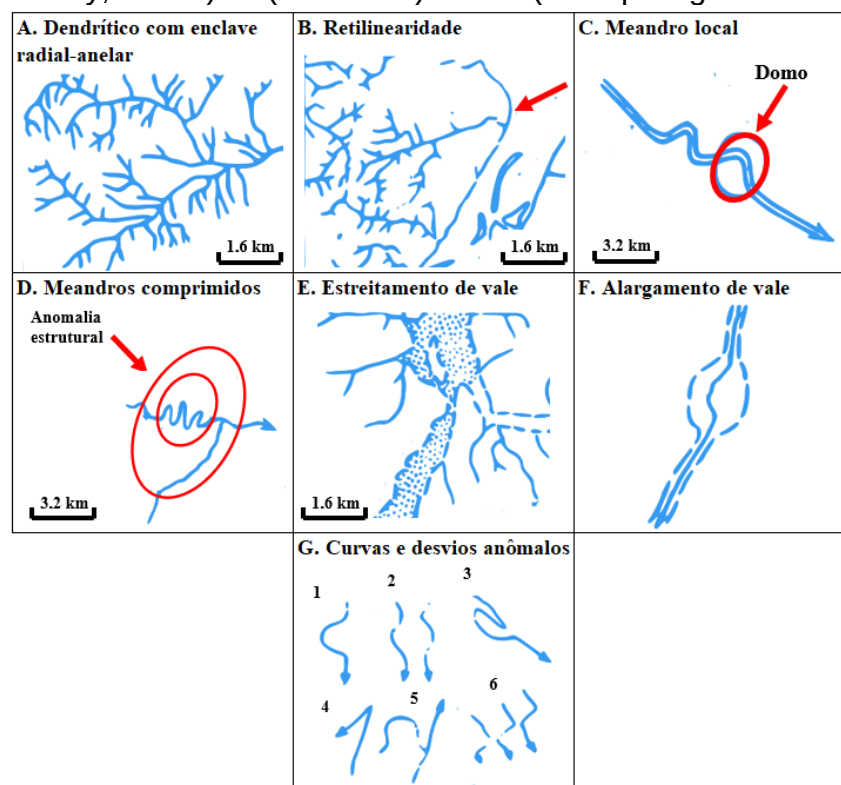
Howard (1967) define anomalia de drenagem como uma diferença estrutural ou topográfica em relação ao padrão regional, em que o padrão é considerado a norma e as diferenças as anomalias. O autor supracitado lista vários exemplos de anomalias de drenagens relacionados a padrões de drenagens compostos, como um pequeno enclave de um padrão dentro do outro e anomalias ao longo de drenagens individuais, algumas delas ilustrada na Figura 3.2 com seus significados estruturais e tectônicos descritos abaixo.

Figura 3.1 Padrões de drenagem. 1. Padrões de drenagem básicos. 2. Padrões de drenagem básicos modificados. 3. Outros padrões de drenagem básicos modificados.



Fonte: adaptado de Howard, 1967; Bloom, 1991

Figura 3.2 Exemplos de anomalias de drenagens. A, B e E (Bacia Amazônica). D (Kent County, Texas). C (Louisiana). F e G (exemplos generalizados).



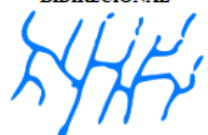
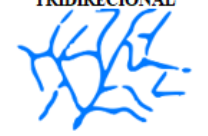
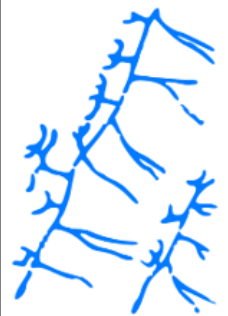
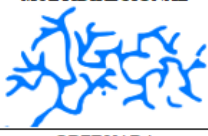
Fonte: Adaptado de Howard, 1967

- a) retilinearidade: longos segmentos retilíneos de drenagem, constituindo uma anomalia se o padrão regional for diferente do retangular, angular ou treliça. O segmento pode ser atribuído a uma fratura, em veio ou dique facilmente erodível (Figura 3.2-B, com a seta indicando a drenagem retilínea);
- b) meandros isolados: interrupção do padrão normal, que pode estar relacionada a uma redução sutil a montante do gradiente do canal causada pelo aparecimento de um domo ao longo de seu curso (Figura 3.2-C);
- c) meandros comprimidos: anomalia aparentemente relacionada ascensão tectônica ou estrutura dômica (Figura 3.2-D);
- d) estreitamento ou alargamento anômalos de vales ou canais: alargamento ou estreitamento local de vales ou canais, que não é uma feição repetitiva do padrão de drenagem regional, pode indicar estrutura local. Um soerguimento superficial, por exemplo, pode trazer materiais ligeiramente mais fracos ou mais resistentes ao nível do rio, influenciando assim a taxa de alargamento do vale; ou o soerguimento pode resultar na incisão da drenagem, sendo o vale mais largo a montante e a jusante (Figuras 3.2-E e F);
- e) curvas e desvios anômalos: uma curva ou desvio anômalo é aquele que é anormal dentro do padrão de drenagem em que ocorre. As feições curvilíneas geralmente estão associadas a soerguimento tectônico ou falhas. As feições do tipo cotovelos ou desvios formando ângulos retos podem ser resultado da ação de falhas transcorrentes ou normais (Figura 3.2-G).

Feições de drenagem do tipo cotovelo ou que formam um ângulo reto também podem estar associados à captura de drenagem ou drenagem pirata, que ocorrem devido a processos erosivos, seja por erosão remontante (mais comum) ou erosão lateral (SALA, 2004).

As propriedades da drenagem referem-se às particularidades no traçado que os segmentos de drenagem apresentam em função de características físicas do terreno: litologia, índice de pluviosidade, forma de relevo, tipos de solos e cobertura vegetal, além de eventos tectônicos responsáveis pela deformação e formação de relevo, bem como as influências climáticas (IBGE, 2009). As propriedades de drenagem consideradas neste estudo são descritas abaixo (Figura 3.3 - Soares e Fiori, 1976).

Figura 3.3 Propriedades de drenagem. Critérios para classificação de rede de drenagem.

A - DENSIDADE	B - ANGULARIDADE	C - TROPIA	D - ASSIMETRIA
ALTA 	ALTA 	UNIDIRECIONAL 	FRACA 
		BIDIRECIONAL 	
MÉDIA 	MÉDIA 	TRIDIRECIONAL 	FORTE 
		MULTIDIRECIONAL 	
BAIXA 	BAIXA 	ODERNADA 	

Fonte: adaptado de Soares e Fiori, 1976

- a) densidade de drenagem: correlaciona o comprimento total dos canais (em km) de escoamento com a área da bacia hidrográfica (em km²), calculada pela Equação 3.1 (CHRISTOFOLETTI, 1980);

$$Dd = \frac{L}{A} \quad (3.1)$$

onde Dd é a densidade da drenagem, L é o comprimento total dos canais e A é a área da bacia.

- b) Angularidade: se refere ao ângulo de confluência entre os canais: baixo (ângulos agudos < 60°), médio (ângulos retos 60° a 120°) e alto (> 120°) (Figura 3.3-B);

- c) Tropia: se refere às direções preferenciais dos canais: unidirecional quando houver apenas uma única direção; bidirecional quando houver duas direções;

tridirecional para três direções e; multidirecional para drenagens ordenadas e não ordenadas (Figura 3.3-C);

d) Assimetria: é caracterizada pela presença de elementos com tamanho ou estrutura sistematicamente diferentes em canais tributários das duas margens do canal. A assimetria fraca é caracterizada apenas por diferença no tamanho dos elementos e a forte é caracterizada por tamanho e forma (Figura 3.3-D).

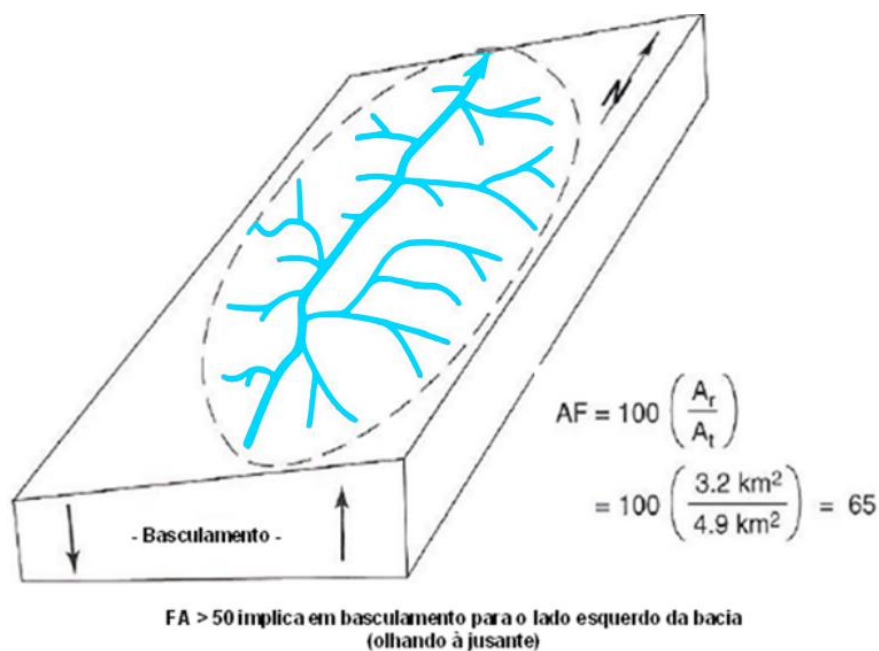
Para avaliar a assimetria de bacia de drenagem dois índices podem ser usados: o Fator de Assimetria (FA) (HARE e GARDNER, 1985; KELLER e PINTER, 2002) e o Fator de Simetria Topográfica Transversal (T) (COX, 1994). Os fatores *FA* e o *T* são importantes em estudos de bacias de drenagens para identificar possíveis basculamentos tectônicos. O fator *FA* é obtido através da Equação 3.2.

$$FA = 100 \left(\frac{Ar}{At} \right) \quad (3.2)$$

onde *Ar* é a área da bacia à direita (voltada para jusante) do canal tronco e *At* é a área total da bacia de drenagem. Para a maioria das bacias simétricas que se formaram e continuam a fluir em configurações estáveis, *FA* deve ser igual a cerca de 50.

O *FA* é sensível à inclinação perpendicular à tendência do canal tronco, em que valores de *FA* significativamente maiores ou menores que 50 podem sugerir basculamento. Valores de *FA* < 50 indicam um basculamento do canal na sua margem direita, se *FA* > 50 demonstram provável basculamento na margem esquerda (Figura 3.4). Keller e Pinter (2002) salientam que o fator *FA* é mais apropriado em bacias de drenagem sustentadas pelo mesmo tipo de rocha e em áreas onde nem os controles litológicos (como o mergulho de camadas sedimentares) nem o clima localizado (como as diferenças de vegetação entre encostas voltadas para o norte e para o sul) causam a assimetria.

Figura 3.4 Bloco diagrama mostrando como o fator de assimetria é calculado.



Fonte: adaptado de Keller e Pinter, 2002.

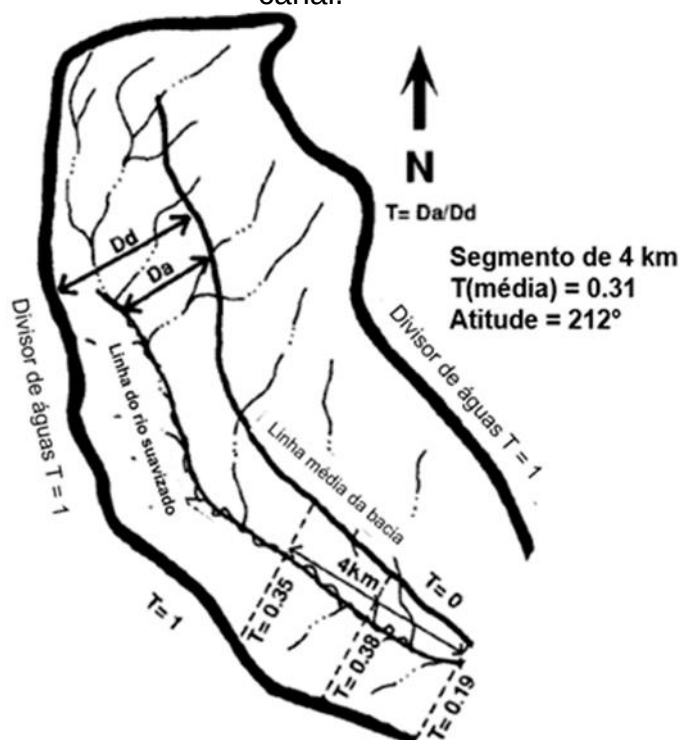
Perez-Peña et al. (2010) dividiram o *FA* em quatro classes, usando a Equação 3.3, onde $FA < 5$ definem bacias simétricas, $FA = 5 - 10$ definem bacias pouco assimétricas, $FA = 10 - 15$ definem bacias medianamente assimétricas, e $FA > 15$ definem bacias com forte assimetria.

$$FA = \left| 50 - 100 \left(\frac{A_r}{A_t} \right) \right| \quad (3.3)$$

Finalmente, o fator *T* (COX, 1994) da bacia de drenagem é obtido pela Equação 3.4, onde *Da* é a distância do eixo ou da linha média da bacia de drenagem à linha do rio principal suavizado, e *Dd* é a distância da linha média da bacia ao divisor da bacia (Figura 3.5). Para uma bacia perfeitamente simétrica, $T = 0$. À medida que a assimetria aumenta, *T* aumenta e se aproxima do valor 1, podendo indicar força tectônica.

$$T = \frac{Da}{Dd} \quad (3.4)$$

Figura 3.5 Diagrama de um trecho de uma bacia de drenagem mostrando como o fator de simetria topográfica transversal (T) é calculado para um segmento de canal.



Fonte: adaptado de Cox, 1994.

As linhas Da/Dd são traçadas a partir da linha média da bacia e perpendicularmente ao traçado da linha do canal suavizado, fornecendo a direção da deflexão do canal. O exemplo mostrado na Figura 3.5 sugere uma migração preferencial do canal em direção NW, perpendicular ao basculamento para sudoeste (SW), com uma atitude de 212° .

3.4 Perfis longitudinais, *knickpoints* e índice de inclinação do canal normalizado

O perfil longitudinal de um canal é um gráfico que representa um corte transversal de sua elevação desde sua cabeceira até sua foz (KELLER e PINTER, 2002). A análise do perfil longitudinal de drenagens tem sido uma propriedade morfométrica importante em estudos geomorfológicos, visto que abrange 80% ou mais do desnível topográfico (WHIPPLE et al., 2013). Este indicador topográfico é mais sensível a perturbações impostas pela tectônica, litologia, topografia e clima, em detrimento de outros elementos topográficos (interflúvios, vertentes e a área da bacia)

(BURBANK e ANDERSON, 2012), além de ser um guia útil para indicar o estado estacionário ou transiente de uma paisagem.

O perfil longitudinal de um canal em estado estacionário ou em equilíbrio é definido como um perfil côncavo para cima, com declividades maiores à montante e valores que decrescem logaritmicamente à jusante ou em direção ao nível de base (HACK, 1957; WHIPPLE et al., 2013; BIERMAN e MONTGOMERY, 2013; PEIFER et al., 2020). Pode ser descrito, com ajuste razoável, por funções exponencial, logarítmica ou de potência (GOUDIE, 2004). Perfis longitudinais estacionários refletem uma paisagem em equilíbrio dinâmico, isto é, quando há uma relação de igualdade entre o soerguimento da rocha e a erosão durante um longo período ($> \sim 100$ ka), variando apenas ligeiramente ao longo do tempo (KIRBY e WHIPPLE, 2012; WHIPPLE et al., 2013).

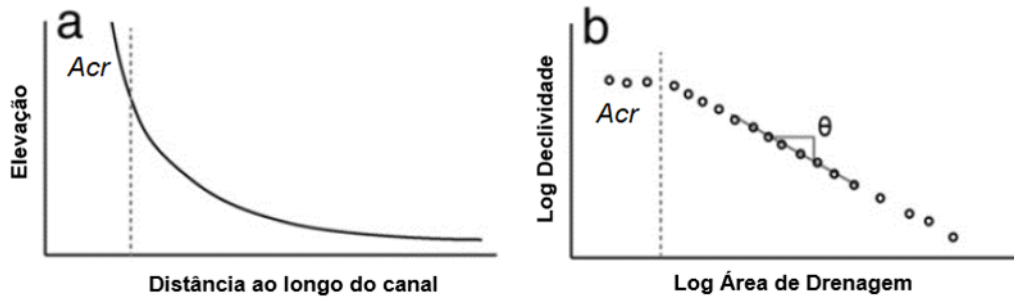
Flint (1974) formulou uma equação empírica (Equação 3.5) que descreve a relação entre a declividade do canal (S) e a área de drenagem contribuinte a montante (A), onde k_s é referido como o índice de inclinação do canal ou a intensidade com que um canal incide no leito rochoso e θ é um índice adimensional que descreve a concavidade do canal. A Equação 3.5 tem sido comumente aplicada na análise de redes fluviais por meio de Modelos Digitais de Elevação, pois estes permitem realizar medições contínuas da área de drenagem à montante ao longo do canal (KIRBY e WHIPPLE, 2012; BURBANK e ANDERSON, 2012).

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (3.5)$$

Quando a Equação (3.5) é expressa em um gráfico log-log, os índices de concavidade (θ) e de inclinação (k_s) podem ser determinados por regressão linear, através da Equação 3.6, onde o coeficiente angular da linha de ajuste no gráfico log-log é a concavidade e intercepto-Y é igual a $\log[k_s]$ (Figura 3.6; WOBUS et al., 2006; PEIFER et al., 2020). Na literatura, este gráfico é frequentemente chamado de “log-log slope-area”, e esta terminologia será adotada nesta tese. Essas observações aplicam-se apenas para uma faixa de área de drenagem crítica (A_{cr}), que separa áreas dominadas por processos difusivos de vertentes (fluxos de detritos em canais coluviais) de áreas dominadas por processos de incisão fluvial, cuja transição pode ser abrupta ou gradual (KIRBY e WHIPPLE, 2012; PEIFER et al., 2020).

$$\log S = \log k_s - \theta \log A \quad (3.6)$$

Figura 3.6 a) Perfil longitudinal em estado estacionário e o gráfico *log-log slope-area* correspondente em (b). A linha vertical tracejada (Acr) indica a transição de processos coluviais para processos fluviais. Observar a linha de ajuste no gráfico *log-log slope-area* e a concavidade (θ) constante, típica de canais em estado estacionário.



Fonte: adaptado de Boulton et al., 2014

Para a comparação eficaz de perfis longitudinais de drenagens de tamanhos diferentes, o k_s é determinado a partir de uma concavidade de referência (θ_{ref}), comumente referido como índice de inclinação do canal normalizado ou k_{sn} (Equação 3.7 - WOBUS et al., 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Estudos empíricos e numéricos mostram que valores de θ variam dentro de um intervalo de $\sim 0,4$ a $0,6$, de modo que valores θ_{ref} de $0,45$ ou $0,50$ têm sido frequentemente usados em várias paisagens do mundo para caracterizar drenagens em estado estacionário, onde as taxas de soerguimento e erosão são iguais. Em relevos sob condições climáticas e litológicas homogêneas, o k_{sn} é bastante sensível a variações temporais e espaciais no soerguimento e erosão (WOBUS et al., 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012).

$$S = k_{sn} A^{-\theta_{ref}} \quad (3.7)$$

Visando diminuir erros e incertezas de dados topográficos extraídos de MDE, Perron e Royden (2013) criaram um método que permite a extração do k_{sn} por simples integração numérica da Equação 3.5, cuja a principal componente é uma transformação da coordenada horizontal em uma variável χ com dimensões de comprimento que é linearmente relacionada à elevação ao longo do perfil longitudinal analisado, descartando a obtenção da declividade do canal (S) do MDE (PEIFER et al. 2020). Esse método é referido como método integral ou análise χ (chi) (PERRON e ROYDEN, 2013; WANG et al., 2017). A função converte um perfil longitudinal em

estado estacionário em uma linha reta, de modo que a Equação 3.5 pode ser rescrita, substituindo S por dz/dx , onde dz é a mudança de elevação e dx a distância ao longo do canal, de maneira que a integração desta equação é realizada a montante da foz ou do nível de base do canal (x_b), da seguinte forma:

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{ks}{A_0^\theta}\right) \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)}\right)^\theta dx \quad (3.8)$$

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)}\right)^\theta dx \quad (3.9)$$

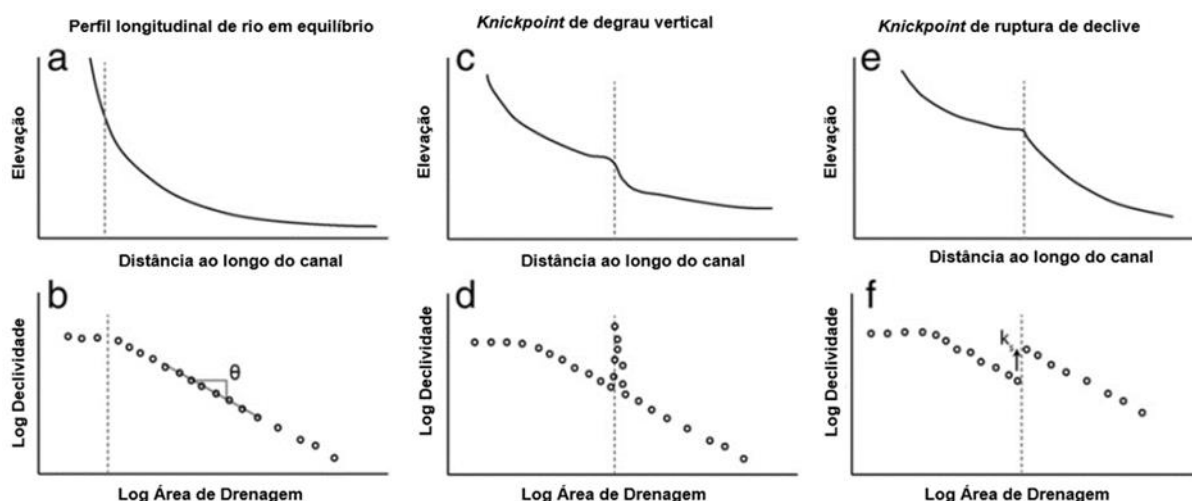
onde, A_0 é uma área de drenagem de referência que transforma em adimensionais os termos referentes à área de contribuição ($A_0/A(x)$), de forma que os perfis longitudinais transformados pelo método χ sejam caracterizados por unidades de comprimento em ambos os eixos.

Uma das vantagens dos gráficos χ demonstrada por Perron e Royden (2013) é o fácil reconhecimento visual de desvios ao longo do perfil longitudinal de uma determinada drenagem. Esses desvios de inclinação apontam mudanças bruscas no canal, que podem estar associados a feições naturais conhecidas como *knickpoints*. Esses *knickpoints* são indicadores característicos de paisagens em estado transiente. A resposta das drenagens e paisagens perturbadas são transientes porque tendem a se ajustar dentro de um período finito (tempo de reposta). Dependendo da eficiência erosiva do sistema fluvial, da natureza da perturbação e do tamanho do sistema, o período de transitoriedade pode persistir no sistema, juntamente com o canal, a vertente e o orógeno ativo, por 10^4 a 10^6 anos (KIRBY e WHIPPLE, 2012; WHIPPLE et al., 2013).

O perfil longitudinal de drenagens de leito rochoso transiente exhibe um *knickpoint* ou trecho anômalo declivoso em relação aos trechos adjacentes (BOULTON et al., 2014). Este trecho demarca uma região ajustada à perturbação, à jusante, de uma região remanescente, à montante, que retêm características topográficas ajustadas desde do estado pré-existente. A forma e comportamento dos *knickpoints* dependem tanto da natureza da perturbação quanto da mecânica de incisão do rio (WHIPPLE et al., 2013; KIRBY e WHIPPLE, 2012; BURBANK e ANDERSON, 2012).

Os *knickpoints* são classificados como *knickpoints* de degrau vertical (*vertical-step*) e *knickpoints* de ruptura de declive (*slope-break*) (Figura 3.7 - HAVIV et al., 2010; WHIPPLE et al., 2013). Esta tese seguirá com a terminologia *vertical step* e *slope break* para a discriminação dos *knickpoints*. Ambos os tipos de *knickpoint* são marcados por uma mudança peculiar na declividade do canal, podem ser móveis ou estáveis e ocorrer em paisagens transientes, semi-estacionárias e estacionárias. Os *knickpoints* de *vertical-step* estão relacionados a uma perturbação local eventual, como um substrato rochoso localmente resistente, fluxo de detritos ou deslizamento de terra (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Segundo Boulton et al., (2014), os *knickpoints* de *slope break* representam mecanismos de forçamento que podem ser devido a ocorrência de falha ou a uma mudança na taxa de deslocamento ao longo da falha e, como tal, os *knickpoints* de *slope break* permitem a interpretação da tectônica em paisagens erosivas. De modo geral, os *knickpoints* de *slope break* se propagam à montante em direção às cabeceiras como uma onda transiente de incisão (BOULTON et al., 2014)

Figura 3.7 Gráficos de perfis longitudinais e *log-log slope-area*. Canal côncavo sem perturbação ou em equilíbrio (a e b), as linhas tracejadas indicam o *Acr*. *Knickpoint* de *vertical step* (c e d), observar o pico anômalo de valores no gráfico *log-log slope-area*. *Knickpoint* de *slope break* (e e f), observar o aumento de k_s (ou seja, a interceptação em y).



Fonte: adaptado de Whipple et al., 2013; Boulton et al., 2014

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados cartográficos utilizados para as análises morfométricas foram obtidos das folhas topográficas Pedra Preta (SE-21-X-B-VI) e Jarudoré (SE-21-X-B-III), do DSG (1976a e b), escala 1:100.000, e Guiratinga (SE-22-V-A-I) e Alto Garças (SE-22-V-A-IV), do IBGE (1978a e b), também na escala 1:100.000, além de modelos digitais de elevação - MDEs SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) na versão NASADEM, Copernicus (*TanDEM-X Mission*) e ALOS AW3D30, todos de 30 metros de resolução espacial.

Os procedimentos metodológicos adotados neste estudo envolveram abordagens morfométricas, incluindo técnicas como: compartimentação geomorfológica; identificação de lineamentos morfoestruturais; análise do padrão, anomalia e densidade de drenagens; estudo de assimetria de bacia de drenagem e; análise de perfis longitudinais, *knickpoints* e índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn}). Os aplicativos empregados, os materiais utilizados, juntamente com uma explicação de como os métodos foram utilizados, são descritos abaixo.

4.1 Compartimentação geomorfológica

Para subsidiar a discriminação de zonas homólogas e posterior delimitação dos compartimentos geomorfológicos foram utilizados dados derivados de imagens MDE (ALOS - AW3D30) como curvas de nível, hipsometria, clinografia (ver Apêndice A) e fatiamento altimétrico do relevo. O MDE foi reprojetoado para UTM, zona 22 S, *datum* horizontal SIRGAS 2000, com as dimensões dos *pixels* reamostradas para valores inteiros (30 x 30 m) por interpolação bilinear. A utilização deste MDE se justifica, pois demonstrou ser menos ruidoso em comparação com o MDE Copernicus, que também foi testado. Além desses dados, imagens de alta resolução (Google Earth e Bing), estudos geomorfológicos prévios da região da bacia do Rio Prata (IBGE, 2009 e 2022b; SEPLAN-MT/CNEC, 2001b e 2001c; SEPLAN-MT, 2011) e características do meio físico como dados geológicos, hidrográficos, pedológicos, climáticos, vegetação e uso e cobertura do solo, abordados no capítulo 2, também foram utilizados.

A rede de drenagem da bacia do Rio Prata foi gerada no aplicativo *Topographic Analysis Kit* (TAK; FORTE e WHIPPLE, 2019) baseados nas funções do *TopoToolbox* (SCHWANGHART e SCHERLER, 2014) e os outros dados topográficos (hipsometria,

curvas de nível / fatiamento altimétrico do relevo e clinografia) foram gerados no Global Mapper 20.0. A partir da análise destes dados, os mapas, como o mapa clinográfico, foi elaborado no ArcGIS 10.3.

4.2 Lineamentos morfoestruturais

Os lineamentos das feições positivas (relevo) e das feições negativas (drenagens) podem ser interpretados a partir de fotografias aéreas, modelos digitais de elevação e vários tipos de imagens de satélite em diferentes resoluções e escalas. Neste trabalho, os lineamentos foram identificados a partir de imagens sombreadas derivadas do MDE Copernicus-DEM (*Copernicus Space Component Data Access PANDA Catalogue*, 2021), de 30 m de resolução espacial. De acordo com Grohmann (2021), o Copernicus-DEM é o MDE mais atual e preciso em relação a outros MDEs de acesso gratuito, por isso optou-se pelo MDE do Copernicus-DEM. Os MDEs permitem gerar diversas imagens sombreadas do relevo através da mudança dos ângulos solar e azimutal, que realçam a visualização dos lineamentos. As imagens sombreadas foram geradas no Global Mapper 20.0 e posteriormente exportadas para o QGIS 3.22, onde foram extraídos os lineamentos.

Os lineamentos foram compilados em um mapa na escala 1:100.000 elaborado no ArcGIS 10.3, restrito à área de estudo, sendo utilizadas 16 imagens sombreadas no total. Chiang (1984) observou que as imagens obtidas sob baixa iluminação solar forneceram as maiores quantidades de informação, devido ao maior realce da topografia. Desse modo, o mapeamento dos lineamentos neste trabalho baseou-se em imagens sombreadas com ângulo de 22° de elevação solar nos seguintes ângulos azimutais: 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270°, 315° e 360°. Além destas, imagens com ângulo 45° de elevação solar para os mesmos azimutes supracitados foram utilizadas.

Para auxiliar na precisão do mapeamento dos lineamentos, foram utilizados a versão digital da rede de drenagem das folhas topográficas mencionadas e linha de cristas, este último gerado automaticamente do MDE no Global Mapper através da ferramenta *Find Ridge Lines*, além de imagens Sentinel-2A (ESA) na composição R(12)G(11)B(2), adequada para identificar feições geológicas e na composição R(8)G(4)B(3), que realça a vegetação (GISGeography, 2022). Imagens de alta resolução (Google Earth e Bing) foram especialmente úteis para evitar o mapeamento de feições antrópicas, como estradas, ferrovias e cercas.

Chiang (1984) e Souza (2008) utilizaram elementos topográficos retilíneos do relevo como critério para o reconhecimento e extração de lineamentos, a saber: linhas ou segmentos de escarpa; alinhamentos de cristas; vales e trechos de drenagens; lagos ou linhas de costa alongados; depressões alongadas (dolinas). Os lineamentos curvos foram divididos em dois ou mais segmentos. Ricci e Petri (1965) salientam a importância de análise minuciosa da rede de drenagem: às vezes, dois tributários opostos de um rio se apresentam marcadamente alinhados, formando ângulos de junção com o curso principal, notadamente anômalos. Setzer (1966) corrobora a importância destas feições na identificação de aquíferos.

Para a análise dos lineamentos foram utilizados diagrama de rosetas, que são comumente usados para investigar a distribuição das direções preferenciais dos lineamentos numa dada região. Os gráficos de rosetas apresentam a frequência dos azimutes e comprimento acumulados, isto é, a soma do comprimento de todos os lineamentos em um determinado intervalo. Utilizou-se o software Spring 5.5.6 em intervalo de 10° para representar os lineamentos.

4.3 Padrões, anomalias e propriedades de drenagem

Para a análise dos padrões, anomalias e propriedades de drenagem foi necessário a elaboração de um mapa de drenagem da área de estudo, pois as drenagens das folhas topográficas de fuso 21 (DSG) e de fuso 22 (IBGE) que abrangem a área de estudo, apesar de estarem na mesma escala, são incongruentes. Por exemplo, as folhas elaboradas pelo DSG diferenciam drenagens permanentes das temporárias, o que não ocorre nas folhas elaboradas pelo IBGE. Também, há divergências em relação à densidade de drenagem, não sendo, portanto, um dado apropriado para as análises de drenagem propostas neste estudo. Para contornar esse problema, foi elaborado um mapa de drenagem, seguindo os seguintes passos:

- a) extração da drenagem pelo aplicativo TAK a partir do MDE AW3D30, pois este se mostrou mais robusto do que o MDE Copernicus, que também foi testado. O tratamento dos dados e parâmetros de projeção cartográfica foram os mesmos descritos na seção 4.1. O detalhamento da rede de drenagem foi de 1 km^2 ;

- b) ajuste da drenagem utilizando imagens de alta resolução Google Earth, Bing e Sentinel-2A na composição R(8)G(4)B(3) de 10 m de resolução espacial, que realça a vegetação;
- c) toponímias e outras informações disponíveis nas folhas topográficas (DSG, 1976a e 1976b; IBGE, 1978a e 1978b) foram acrescentadas à tabela de atributos dos vetores digitais criados no QGIS.
- d) O mapa foi elaborado no ArcGIS 10.3

A análise do padrão, tropia, assimetria e feições anômalas da rede de drenagem baseou-se na análise visual das drenagens e das imagens mencionadas acima, isto é, numa abordagem qualitativa, enquanto que a densidade de drenagem e a angularidade se basearam numa abordagem quantitativa. Para o cálculo da densidade de drenagem utilizou-se a calculadora do QGIS para medir a área e o comprimento total das drenagens de cada sub-bacia, sendo os dados, então, transferidos para uma planilha eletrônica, onde se calculou a densidade de drenagem para cada unidade de drenagem. As unidades de drenagem correspondem às sub-bacias do Rio Prata e trechos referentes às áreas do alto, médio e baixo curso do canal principal, o Rio Prata. Para o cálculo da angularidade os seguintes passos foram seguidos:

- a) Hierarquização da rede de drenagem de cada unidade de drenagem, conforme Strahler (1957);
- b) Suavização da rede drenagem para uma generalização dos ângulos formados pela confluência das drenagens;
- c) Medição dos ângulos a partir da rede de drenagem suavizada através da opção “ângulo” da ferramenta de medição de linha, área, azimuth e ângulo do QGIS. Os valores dos ângulos formados pelas confluências dos canais foram anotados numa planilha eletrônica por ordem de drenagem efetuando-se, em seguida, o cálculo da média dos ângulos para cada ordem.

4.4 Assimetria de bacia de drenagem

Tanto o Fator de Assimetria (FA) como o Fator de Simetria Topográfica Transversal (T) foram aplicados à bacia do Rio Prata e 15 de suas sub-bacias. Para o cálculo de FA, as sub-bacias foram divididas a partir do canal principal e os valores de área total e da área à direita do canal principal foram calculados através da

“calculadora de campo” do QGIS. Utilizou-se a projeção UTM/fuso 22 para todas as sub-bacias (a bacia do Rio Prata engloba os fusos 21 e 22, mas a maior parte da bacia se encontra no fuso 22). Para o cálculo de T , foi traçada a linha central de cada sub-bacia utilizando a ferramenta *Polygon to Centerline Tool* (DILTS, 2015) na versão 10.2.1 e, posteriormente, incorporada ao ArcGIS 10.3. Após a geração das linhas centrais, estas foram exportadas ao QGIS e ajustadas visualmente, sobretudo nas extremidades. A próxima etapa foi suavizar a linha do canal principal de cada bacia. Isto foi feito automaticamente através da ferramenta “simplificar” do QGIS, sendo feito pequenos ajustes manualmente. O próximo passo foi a criação de pontos de referência sobre a linha do canal suavizado para posterior delineamento das linhas transversais para o cálculo dos valores de Da e Dd .

No trabalho de Cox (1994) foi utilizado a equidistância de 4 km. Neste trabalho, a fim de aumentar a precisão dos resultados, foram utilizadas medidas correspondentes com o tamanho da bacia. A fim de garantir a precisão cartográfica da plotagem dos pontos, foi utilizado a ferramenta “Vetorização Avançada” do QGIS, que permite fixar o cursor do mouse em equidistâncias pré-estabelecidas.

As linhas transversais para o cálculo de Da e Dd foram então traçadas a partir dos pontos criados anteriormente perpendicularmente à orientação do trecho da linha do canal suavizado, formando um ângulo de 90° , até a linha central da bacia. A ferramenta “Vetorização avançada” também foi usada para fixar os ângulos para garantir precisão cartográfica.

Após a digitalização, foi criada uma coluna (Da) na tabela de atributos e as distâncias foram calculadas através da função *\$length* na “calculadora de campo” do QGIS. Em seguida, estas mesmas linhas foram editadas e estendidas para a linha do divisor da bacia, então foi criada uma coluna (Dd) na tabela de atributos e as distâncias calculadas como descrito acima. Em seguida foi criada mais uma coluna na tabela de atributos com os valores de T através da função Da/Dd .

Os mapas com os valores de FA e T especializados foram elaborados no ArcGIS 10.3

4.5 Perfis longitudinais, *knickpoints* e índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn})

Para a análise dos perfis longitudinais, *knickpoints* e valores de inclinação do canal normalizado (k_{sn}) da rede de drenagem da bacia do Rio Prata foi utilizado a versão compilada¹ do TAK.

Para a geração da rede de drenagem utilizou-se o MDE de 30 m de resolução espacial do SRTM na versão NASADEM, que consiste num reprocessamento dos dados do SRTM incluindo várias melhorias (CRIPPEN et al. 2016). A escolha pelo SRTM foi feita devido ao seu histórico de utilização em trabalhos anteriores (ALVES et al., 2020; ALVES et al., 2022) com abordagens semelhantes a este estudo. O MDE foi reprojetoado para UTM, zona 22 para sul, no *datum* horizontal SIRGAS 2000 e as dimensões dos pixels foram reamostradas para valores inteiros (30 x 30 m) por interpolação bilinear no Global Mapper 2.20. A interpolação bilinear apresentou melhor resultado do que as interpolações bicúbica e vizinho mais próximo, que também foram testadas.

A rede de drenagem foi gerada com um nível de detalhamento ou área de drenagem mínima (threshold area) de 1 km² (1e+06). Para eliminar segmentos de drenagens dominados por processos de fluxo de detritos ou limiar crítico – Acr (WOBUS et al., 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012), utilizou-se o método *average of selected streams*.

As áreas de Acr foram delimitadas visualmente em gráficos $\log(\text{slope})$ - $\log(\text{area})$ em 5 amostras de drenagens. A amostragem gerou uma área média de 1,7 km² de Acr e uma distância média de 2,5 km entre as cabeceiras dos canais e os divisores de drenagem.

A rede de drenagem sem as áreas de Acr foi, então, submetida a um processo de suavização de ruídos e artefatos para amenizar os efeitos de erros e incertezas do MDE. O algoritmo de suavização utilizado foi o “crs” (SCHWANGHART e SCHERLER, 2017), sendo os seguintes parâmetros utilizados: $\tau = 0,5$; Gradiente Mínimo = 0;

¹ A versão compilada (TAK GUI version) utiliza as funções gratuitas do “Matlab Runtime Environment” para quem não possui licença do Matlab. Os links dos tutoriais da versão compilada do TAK e instruções de instalação para Windows e Mac estão disponíveis em Forte e Whipple (2019).

Processamento Paralelo = verdadeiro; Rigidez (Stiffness) = 10; Rigidez nos tributários = verdadeiro e; *Provide Knicks* = falso.

A partir da rede de drenagem suavizada foram gerados os seguintes dados: gráficos de perfil longitudinal, elevação- χ (chi) e *log-log slope-area* para as principais drenagens da área de estudo, assim como valores de k_{sn} para a rede de drenagem. O valor da concavidade de referência (θ_{ref}) utilizado foi de 0,45, de modo que o k_{sn} assume a unidade de $m^{0,9}$ (WOBUS et al. 2006) e cujo valor tem sido comumente utilizado em outros trabalhos realizados no contexto da intraplaca brasileira (ALVES et al., 2022; PEIFER et al., 2021; ALVES et al. 2020), permitindo comparações.

Quadro 4.1 – Lista de drenagens selecionadas para análise de perfil longitudinal.

		Principais Tributários	
		Margem direita	
BACIA DO RIO PRATA	Rio Prata	3	
		4	
		5	
		6	
		7	
		8	
		9	
		15	Margem direita
			a
			Margem esquerda
			b
		Margem esquerda	
		2	
		10	Margem direita
			c
			d
		11	Margem direita
			e
			Margem esquerda
			f
			g
		12	Margem direita
			h
		13	
		14	

Fonte: elaborado pelo autor

Os gráficos de perfil longitudinal e elevação- χ (chi) foram gerados para um total de 23 drenagens da bacia do Rio Prata, incluindo o Rio Prata (tronco) e 15 canais tributários, além de 8 canais tributários de menor ordem dos canais principais das sub-bacias 10, 11, 12 e 15, conforme mostrado no Quadro 4.1 e ilustrado na Figura 4.1.

Para a geração dos gráficos de elevação- χ foi utilizado 1 km² como área de drenagem de referência (A_0), o que garante que a declividade de um perfil

transformado seja o k_{sn} (PERRON e ROYDEN, 2012). Os principais *knickpoints* foram identificados visualmente nos gráficos de elevação- X , visto que estes apresentam feições mais retilíneas do perfil, facilitando a identificação de segmentos de inclinação diferente. A delimitação dos segmentos de forma visual ao longo dos perfis longitudinais foi feita através da ferramenta *KsnProfiler*, que calcula o k_{sn} ao encontrar a declividade linear de melhor ajuste da relação de elevação- x para cada segmento. A seleção dos segmentos correspondeu, aproximadamente, às variações de inclinação do perfil longitudinal e, os *knickpoints* considerados, corresponderam às formas convexas entre os segmentos selecionados.

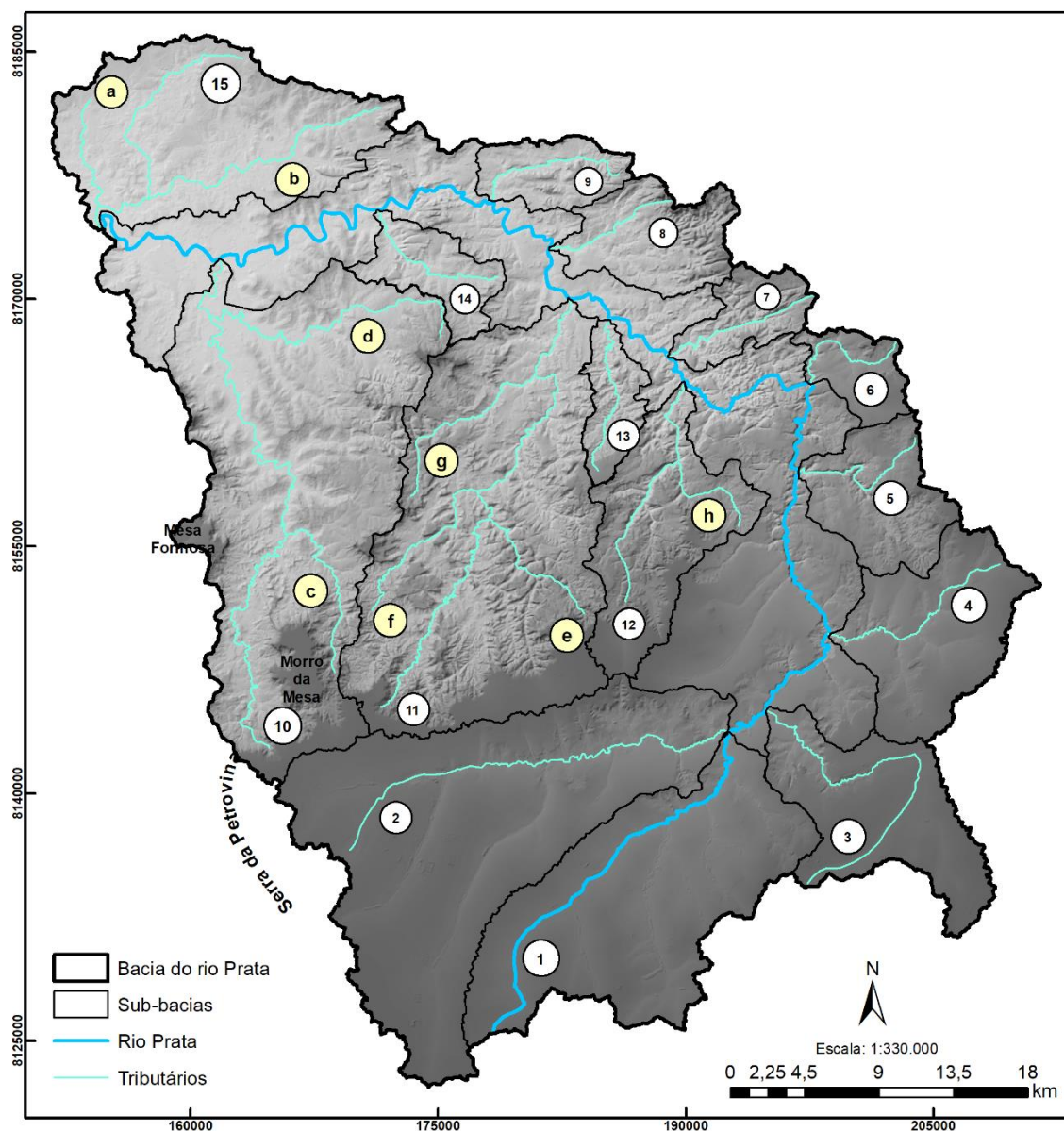
A ferramenta *KsnProfiler* também propaga automaticamente os segmentos selecionados no gráfico de elevação- x para os gráficos de perfil longitudinal e de *log-log slope-area*. Este último foi utilizado como base na classificação dos *knickpoints* em duas morfologias: *slope break*, quando o gráfico apresentou rupturas de inclinação; e *vertical step*, quando o gráfico apresentou picos de inclinação, conforme descrito no Capítulo 3 (seção 3.4). Quando o gráfico *log-log slope-area* apresentou formas anômalas, tornando difícil a discriminação do tipo de *knickpoint*, este foi classificado como não discriminado.

As figuras com os segmentos selecionados nos gráficos de elevação- x , replicados automaticamente pelo TAK para os gráficos de perfil longitudinal e *log-log slope-area*, assim como a identificação e classificação dos *knickpoints* para o Rio Prata e seus tributários, são mostrados no Apêndice D.

O índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn}) da rede de drenagem foi gerado através da função *KsnChiBatch* do TAK pelo método *quick*, que utiliza a equação (3.5) para o cálculo do k_{sn} (a equação é resolvida para cada nó ao longo da rede de drenagem e, em seguida, é calculada a média ao longo do comprimento do segmento).

Um mapa de k_{sn} suavizado foi gerado através da função *ksngrid* do TAK que, ao contrário de interpolar os valores de k_{sn} ao longo das drenagens, usa uma abordagem de estatística focal, de modo que encontra a média através de uma janela circular móvel, amostrando valores ao longo das drenagens. O valor do raio da janela circular utilizado foi de 3000 m, pois este se mostrou mais apropriado para a extensão da rede de drenagem em relação a outras janelas testadas (1000, 5000 e 7000).

Figura 4.1 Drenagens selecionadas para análise de perfil longitudinal.



Fonte: elaborado pelo autor

O mapa de k_{sn} suavizado, que é semelhante a um mapa de relevo local, facilita a visualização da distribuição espacial dos valores de k_{sn} e, conseqüentemente, os níveis de incisão fluvial, permitindo inferir eventos de rejuvenescimento topográfico.

Todos os mapas gerados nesta etapa foram elaborados no aplicativo ArcGIS 10.3.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

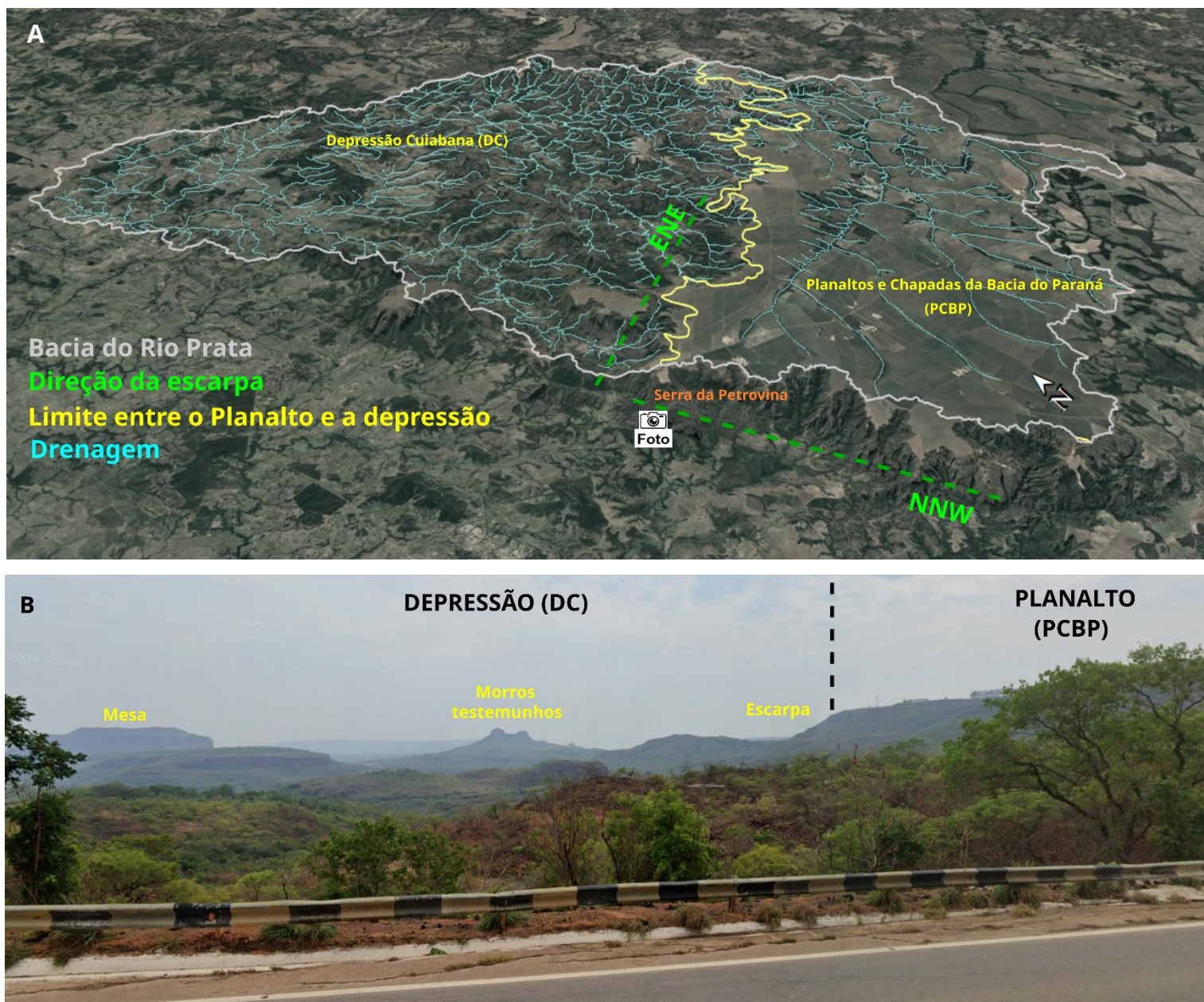
5.1 Resultados

5.1.1 Compartimentação geomorfológica

Foram reconhecidos dois compartimentos geomorfológicos na bacia do Rio Prata, como já descritos por Ross (2011), ou seja, Planaltos e Chapadas da Bacia do Paraná (PCBP) e a Depressão Cuiabana (DC) (Figura 2.3). Aspectos do meio físico de cada compartimento são descritos abaixo. A Figura 5.1(A) ilustra a visão oblíqua dos compartimentos PCBP e DC no âmbito da bacia do Rio Prata. A Figura 5.1(B) é uma foto com visada para NE (ver localização na Figura 5.1(A)), ilustrando aspectos do relevo entre os compartimentos PCBP e DC.

O nível de cimeira do compartimento geomorfológico PCBP engloba a alta bacia do Rio Prata. Neste nível predominam formas de relevo suaves e amplos, de topos tabulares e homogêneos preservados ou pouco dissecados, apresentando aprofundamento e densidade de drenagem baixa. As vertentes são longas e retilíneas, com baixas declividades (inferiores a 5%; IBGE, 2022b). Nesta unidade estão as drenagens que compõem as cabeceiras mais longínquas do Rio Prata, sendo estas, em sua maioria, de regime temporário. A unidade litoestratigráfica predominante é a Cobertura Dedrito-Laterítica Neogênica, isto é, areias, argilas e níveis conglomeráticos parcialmente laterizados. O solo predominante é o Latossolo Vermelho Distrófico e o menos predominantes o Latossolo Vermelho Ácrico, o Organossolo Háplico Sápico e o Neossolo Quartzarênico Órtico, este último ocorrendo nas áreas mais baixas e dissecadas. Os organossolos ocorrem em áreas de acumulação fluvial ou veredas sujeitas a inundações periódicas (afloramento do lençol freático), onde ocorrem alamedas de buritis (*Mauritia sp.*). Em relação ao uso do solo, predomina o cultivo de culturas temporárias (soja, milho, feijão e algodão) sobre os latossolos. O clima correspondente ao compartimento PCBP é caracterizado por temperaturas médias mais amenas e maior pluviosidade em relação às áreas mais rebaixadas, sendo correspondente aos regimes climáticos III A3b e III A3b (Figura 2.8).

Figura 5.1 – A. Visão obliqua da bacia do Rio Prata com a representação dos compartimentos geomorfológicos. B. Fotografia com amostras da transição dos compartimentos PCBP e DC (visada para NE a partir da BR 364) na posição SW da bacia.



Fonte: Google Earth.

O limite entre o PCBP e a DC engloba áreas mais dissecadas, bem como as escarpas e incisões profundas (*canyons*) com segmentos encachoeirados, processadas pelos canais de drenagem de primeira ordem ou superiores, onde ocorrem remoção de material das vertentes íngremes. São definidos por vales encaixados e resultantes da interceptação de vertentes de declividade acentuada, entalhadas por sulcos e ravinas. São formados por processos mecânicos de

fragmentação e degradação das rochas, cujos limites com as áreas adjacentes são definidos por escarpas, tálus e/ou pedimentos que se coalescem com as depressões (IBGE, 2022b). A Formação Aquidauana é a unidade litoestratigráfica predominante e os solos predominantes são os Neossolos Litólico Eutrófico e Distrófico, este último ocorrendo em relevos mais acidentados, os solos menos predominantes são os Argissolos Vermelho-Amarelo Distrófico e Eutrófico. O uso do solo se restringe às atividades pecuárias de animal de grande porte em áreas predominantemente de vegetação natural (campestres). Os regimes climáticos correspondentes aos níveis mais altos do compartimento DC são o III B7 e o III C9, caracterizados por temperaturas mais elevadas e menor precipitação do que as áreas mais elevadas.

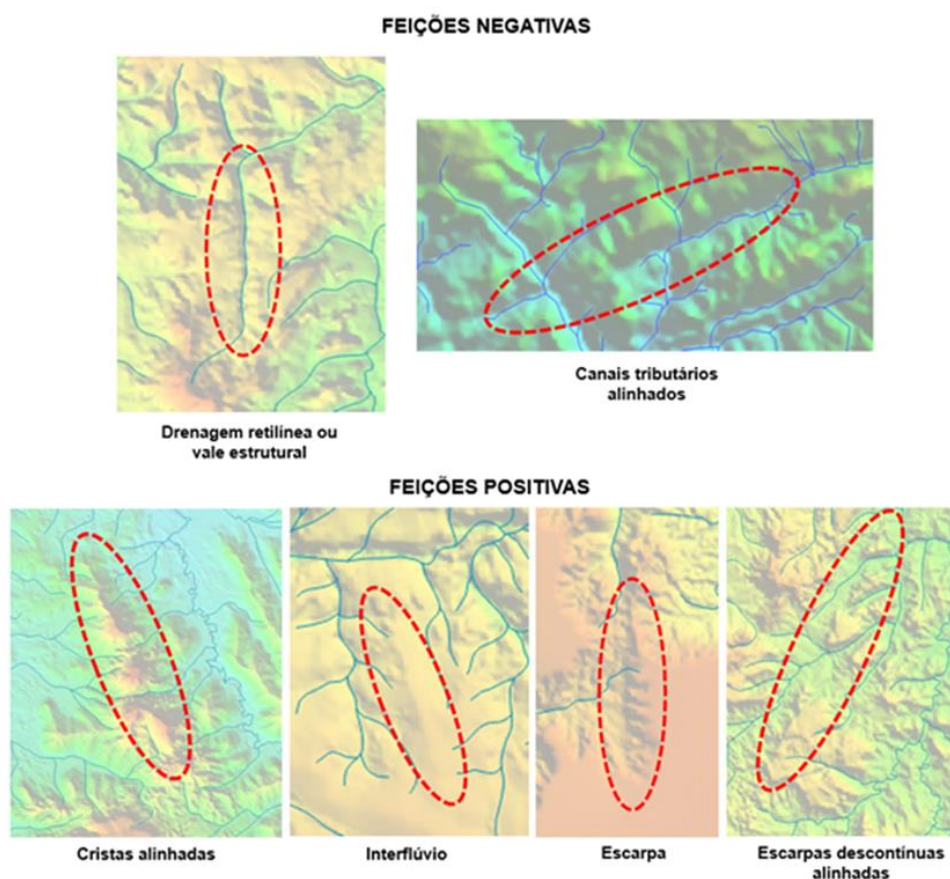
As áreas mais rebaixadas do compartimento DC apresentam relevos de baixa amplitude esculpidos em rochas areníticas paleozoicas das formações Ponta Grossa e Aquidauana, com formas de topos convexos e tabulares e vertentes predominantemente de declividades baixas $< 20^\circ$ (Figura A.1, apêndice A). Abrange relevos residuais, além de grandes extensões do leito rochoso dos principais canais obsequentes da área de estudo, inclusive adentrando-se nos vales encaixados destas drenagens, bem como a grande maioria dos afluentes e suas cabeceiras, que compõem essas drenagens. Os solos ocorrentes nestas áreas, aproximadamente dos níveis mais elevados para os mais baixos, são: Cambissolo Háplico Tb Distrófico, Neossolo Litólico Eutrófico, Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico, Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico e Neossolos Quartzarênico Órtico. Essa conformação pode indicar que os processos atuantes no processo de formação desses relevos não sejam somente por processos de degradação mecânica, mas também por processos químicos e geoquímicos relacionados à dinâmica da água no solo, que suscita a dissolução dos minerais, resultando não somente em mudanças da cobertura pedológica, mas também mudanças no relevo. Os diferentes tipos de solos também refletem diferentes taxas de porosidade e permeabilidade, resultando em variações na densidade de drenagem, de muito fraca a mediana (IBGE, 2022b). O uso do solo predominante é a pecuária de animais de grande porte tanto em pastagens como em áreas campestres e/ou de vegetação secundária e culturas temporárias (soja, milho e milheto), menos predominante. O clima nesta faixa de relevo apresenta temperaturas médias semelhantes às áreas mais elevadas, mas com pluviosidade menor. Nas áreas próximas ao exutório do Rio Prata ocorrem feições de canal aluvial como

meandros abandonados, diques marginais e terraços, resultado do alargamento das suas margens e consequente aumento da planície fluvial. Os relevos destas áreas são suaves de topos tabulares, dissecados homoganeamente sobre uma superfície aplainada.

5.1.2 Lineamentos morfoestruturais

Os principais elementos morfoestruturais mapeados, ilustrados na Figura 5.2, foram feições negativas (drenagens retilíneas ou vales estruturais, canais tributários alinhados) e positivas (cristas alinhadas, interflúvios, escarpas e escarpas descontínuas alinhadas).

Figura 5.2 - Exemplo de elementos topográficos retilíneos mapeados como lineamentos morfoestruturais.

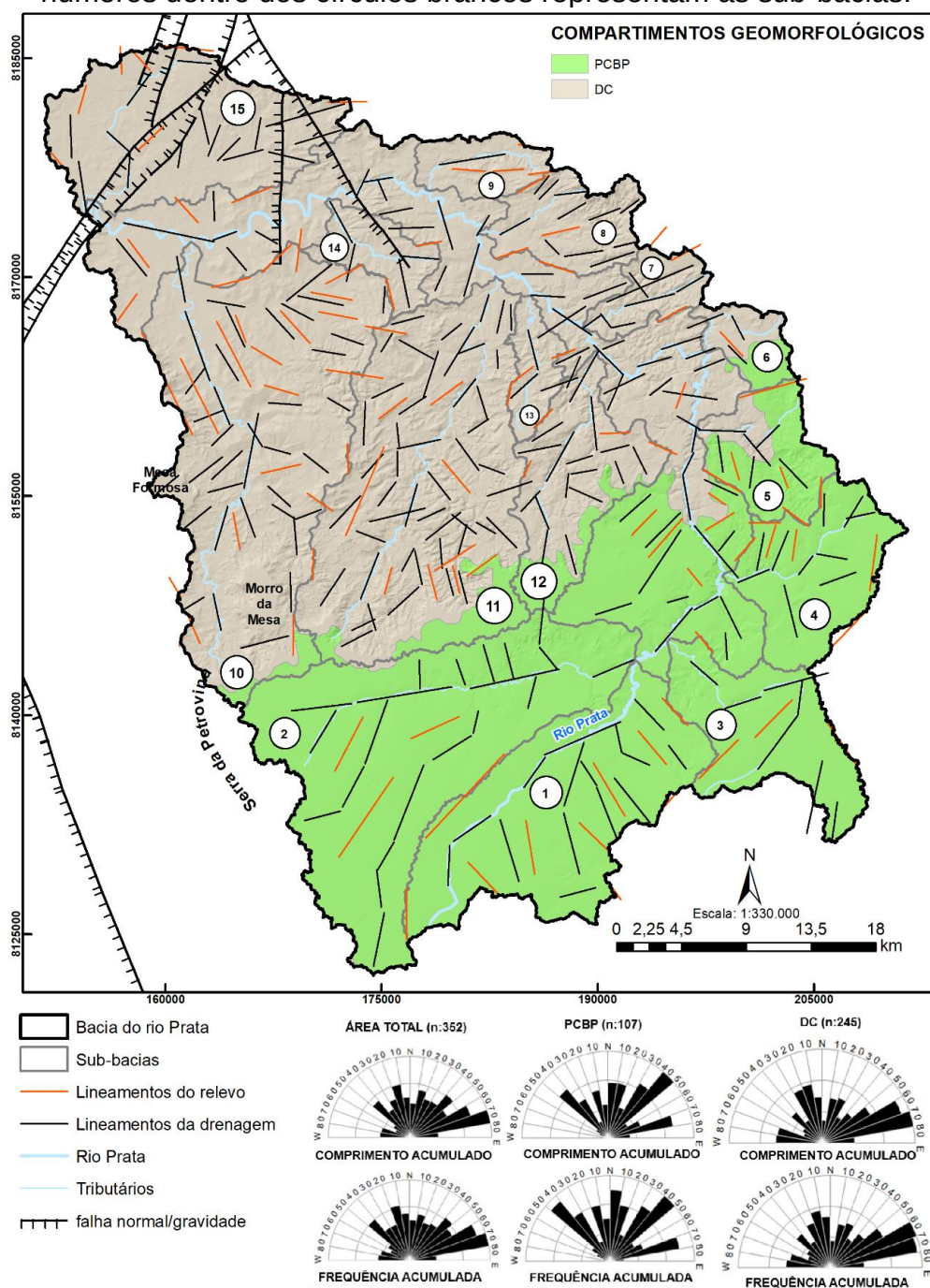


Fonte: elaborado pelo autor

A Figura 5.3 mostra o mapa dos lineamentos positivos (relevo) e negativos (drenagem), além de diagramas de rosetas para todo o conjunto e para os compartimentos PCBP e DC. As direções principais e secundárias de todo o conjunto

são, respectivamente, N70-80E e N60-70E, com outras direções menos predominantes N40-50E, N40-50W e N10-20W. Essas estruturas correspondem aproximadamente às direções principais de estruturas identificadas em estudos anteriores da região da área de estudo (SANTOS, 2000c; IBGE, 2022b).

Figura 5.3 - Mapa de lineamentos morfoestruturais da bacia do Rio Prata. Os números dentro dos círculos brancos representam as sub-bacias.



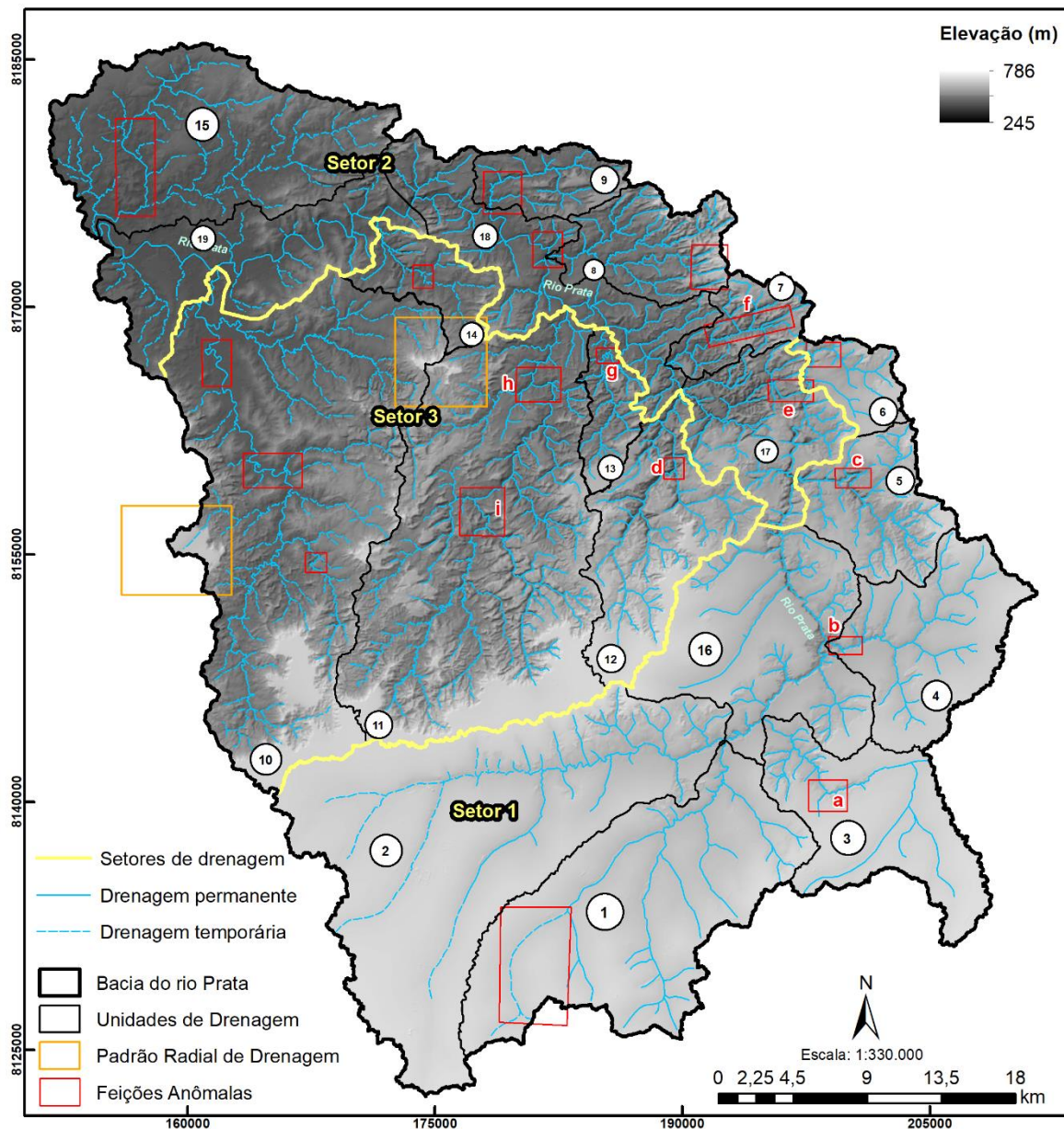
Fonte: elaborado pelo autor

Para os compartimentos PCBP e DC as direções principais e secundárias foram, respectivamente, N40-50E e N40-50W e N70-80E e N60-70E. As direções principais e secundárias do compartimento PCBP coincidem com segmentos do alto curso do Rio Prata e vários tributários ou segmentos destes, além de vários interflúvios entre os tributários. Por exemplo, lineamentos N40-50E se assemelham com o canal do alto curso do Rio Prata (sub-bacia 1) e lineamentos secundários N70-80E coincidem com o canal principal da sub-bacia 2. Lineamentos com direções menos predominantes, N40-50W e N10-20W, coincidem com vários tributários de 1ª ordem da margem esquerda do canal principal da sub-bacia 2 e da margem direita do alto curso do Rio Prata. No compartimento DC ou nas áreas topograficamente mais rebaixadas, cabe destacar a maior concentração de lineamentos N70-80E correspondentes aos tributários de 1ª e 2ª ordem da margem direita do Rio Prata, como os das sub-bacias 7, 8 e 9. Lineamentos N40-50W e N ocorrem nos interflúvios entre as sub-bacias 10, 11 e 12, além de ocorrerem em vários segmentos do Rio Prata, como na inflexão brusca desse rio na confluência com o canal principal da sub-bacia 4. Vários segmentos dos canais principais das sub-bacias 11 e 12 são subordinados a lineamentos NE e NNE. Na sub-bacia 15, segmentos retilíneos do canal principal correspondem a lineamentos de direções NE e NW, que se ajustam a falhas normais (Figura 5.3).

5.1.3 Padrões, anomalias e propriedades de drenagem

Para a análise do padrão, anomalias e propriedades de drenagem (densidade, angularidade, tropia e assimetria), a bacia do Rio Prata foi dividida em 19 polígonos que representam sub-bacias homogêneas. As sub-bacias delimitadas correspondem aproximadamente aos compartimentos geomorfológicos. O Quadro B.1 do apêndice B mostra o resultado das análises para as 19 sub-bacias. Para simplificar a apresentação dos resultados, a bacia do Rio Prata foi dividida em 3 setores (Figura 5.4). O setor 1 engloba as sub-bacias das áreas topograficamente mais altas, que incluem as sub-bacias de 1 a 6 e 16. O setor 2 inclui sub-bacias da margem direita do médio e baixo curso do Rio Prata, isto é, as sub-bacias 7 a 9, 15, 17, 18 e 19. O setor 3 engloba drenagens das sub-bacias 10 a 14 da margem esquerda do médio e baixo curso do Rio Prata.

Figura 5.4 - Mapa de rede de drenagem da bacia do Rio Prata sobre imagem sombreada (315° de ângulo azimutal e 45° de ângulo solar). Os números dentro dos círculos brancos representam as sub-bacias. As letras em vermelho dentro ou próximas dos retângulos vermelhos indicam as anomalias que podem ser observadas em maior detalhe na Figura 5.5

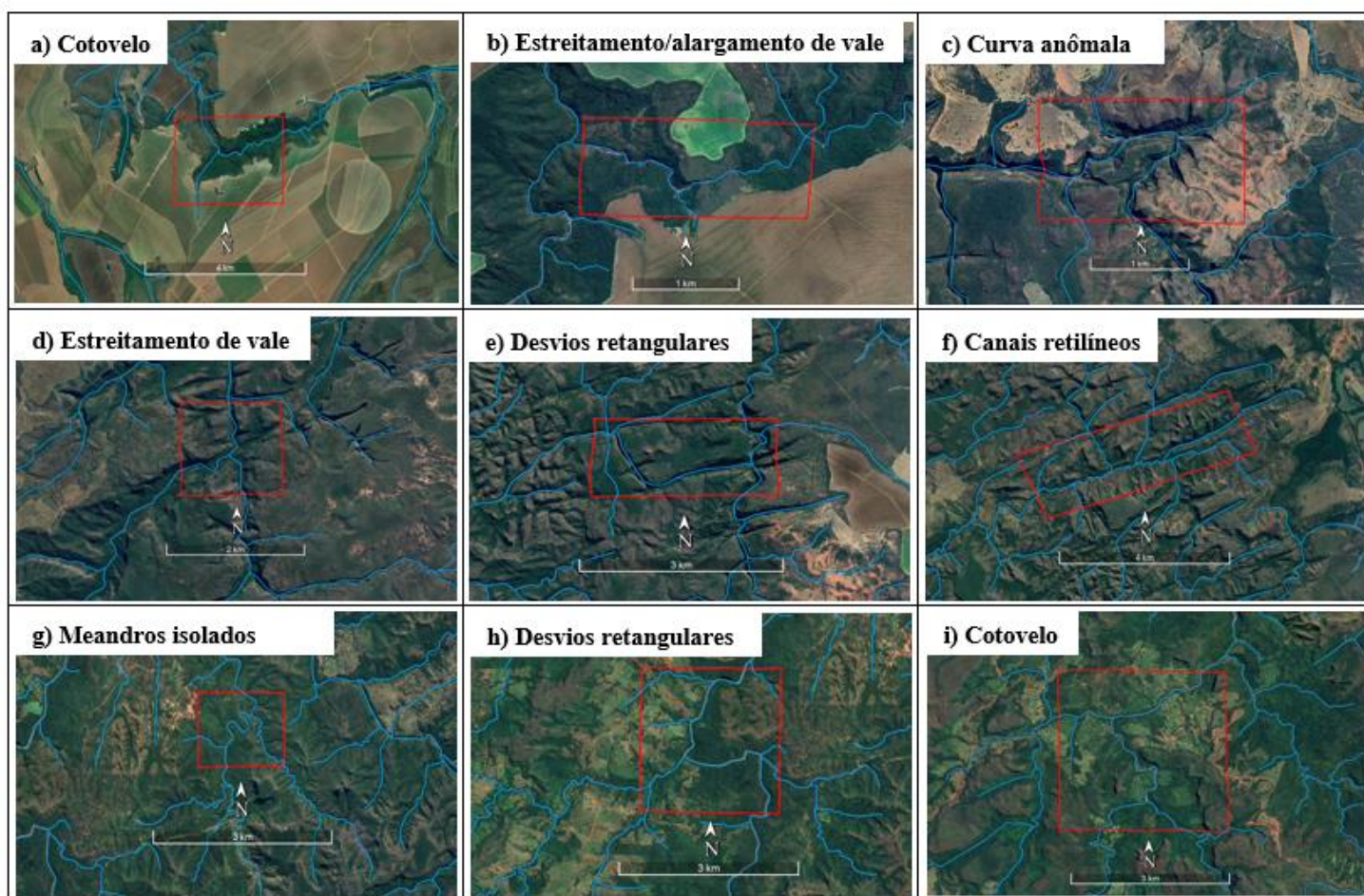


Fonte: elaborado pelo autor

O padrão de drenagem predominante no setor 1 é o sub-dendrítico. Várias drenagens, especialmente as localizadas nas áreas de cimeira da bacia, também apresentam padrão de drenagem angular, pois apresentam canais com feição circular ou sigmoidal, como os trechos de drenagem destacados nos retângulos vermelhos das sub-bacias 1 e 6. Além disso, algumas sub-bacias apresentam padrão de

drenagem retangular, visto que apresentam desvios bruscos retangulares ou formando ângulos retos e agudos, como alguns canais das sub-bacias 3, 4, 5 e 16 (Figuras 5.4 e 5.5). O retângulo vermelho na sub-bacia 3 destaca um cotovelo, sugerindo captura de drenagem. Os retângulos vermelhos das sub-bacias 4 e 5 ressaltam, respectivamente, feições anômalas de estreitamento / alargamento de vale e curva anômala.

Figura 5.5 – Detalhes das feições anômalas em imagem de alta resolução (vista plana). Consultar Figura 5.4 para localização.



Fonte: Google Earth

No setor 2, o padrão de drenagem das sub-bacias 7, 8, 9, 17 e 18, apresentam padrão de drenagem sub-dendrítico a retangular. Os retângulos vermelhos nas sub-bacias 7 e 8 destacam a retilinearidade dos canais, os retângulos vermelhos nas sub-bacias 9, 17 e 18 realçam desvios abruptos retangulares. O baixo curso do Rio Prata apresenta trechos de drenagens sinuosas (sub-bacia 19). O retângulo vermelho na sub-bacia 15 mostra um segmento anômalo (feição sigmodal) do canal principal.

O padrão de drenagem predominante no setor 3 é o sub-dendrítico. Nas sub-bacias de 10 a 14, observam-se diversos segmentos de drenagem que se destacam por características anômalas, tais como meandros comprimidos, exemplificados pelo retângulo vermelho localizado no baixo curso do canal principal da sub-bacia 10, e meandros isolados, como na sub-bacia 13. Além disso, é possível notar estreitamentos de vale, como evidenciado pelo retângulo vermelho na sub-bacia 12, e desvios abruptos que formam ângulos retos ou agudos, como destacado nos outros retângulos vermelhos nas sub-bacias mencionadas.

Em geral, a densidade de drenagem foi menor nas áreas topograficamente mais altas, como nas sub-bacias 1, 2, 3, 4, 6 e 16 (média = 0,8 km/km²), do que nas áreas mais rebaixadas (média = 1,1 km/km²). A maior porosidade e a permeabilidade das formações superficiais das áreas elevadas, sustentadas predominantemente por Cobertura Dedrito-Laterítica Neogênica e latossolos, juntamente com a baixa declividade, resultam numa maior infiltração e, conseqüentemente, numa menor densidade de drenagem. Por outro lado, nas áreas escarpadas, onde a densidade de drenagem foi significativamente maior, o escoamento superficial é favorecido pelas altas declividades, que, juntamente com a menor permeabilidade das formações superficiais constituídas por solos rasos, como os Neossolos e Cambissolos, contribuem para essa condição.

A angularidade média (ângulos entre 60° a 120°) entre a confluência das drenagens de 1ª, 2ª, 3ª e 4ª ordens foi a predominante. Sub-bacias entre a transição das áreas altas e áreas rebaixadas, como as sub-bacias 4, 5, 6 e 16, apresentaram angularidade maior nas confluências dos canais de 3ª e 4ª ordens (em torno de 90°), em relação às ordens inferiores, indicando a transição do padrão sub-dendrítico para retangular. Os canais de 3ª e 4ª ordem dessas sub-bacias coincidem, aproximadamente, com a transição litológica entre as coberturas ferruginosas e a Formação Palermo com a Formação Aquidauna, além de áreas escarpadas.

A tropia indicou o caráter predominantemente multidirecional das drenagens. Forte assimetria foi observada em várias sub-bacias (1, 2, 7, 8, 9, 12, 13, 16 e 17), pois apresentaram diferenças tanto no tamanho como na forma em suas margens direita e esquerda, ao passo que as demais sub-bacias apresentaram assimetria fraca ou inexistente. A retilinearidade e desvio abrupto dos canais foram as feições anômalas mais frequentes, ocorrendo em quase todas as sub-bacias. Os retângulos

em laranja da Figura 5.4 realçam exemplos de áreas com padrões de drenagem radial que não foram individualizados no Quadro B.1 do apêndice B, mas que ocorrem na área de estudo devido à presença de colinas residuais.

5.1.4 Assimetria de bacia de drenagem

Os valores de *FA* são apresentados na Tabela 5.1 e especializados na Figura 5.6 para 15 sub-bacias do Rio Prata. As setas pretas da Figura 5.6 indicam a direção do basculamento para cada sub-bacia. A Tabela 5.2 mostra a média dos valores de *T* e os valores especializados no mapa da Figura 5.7, também para 15 sub-bacias do Rio Prata. O apêndice C exibe o Quadro C.1, com os valores dos parâmetros usados para o cálculo de *T*, bem como um mapa (Figura C.1) ilustrando o esquema desses parâmetros, como o arranjo das linhas transversais (*Da* e *Dd*) com os valores de *T* para cada linha.

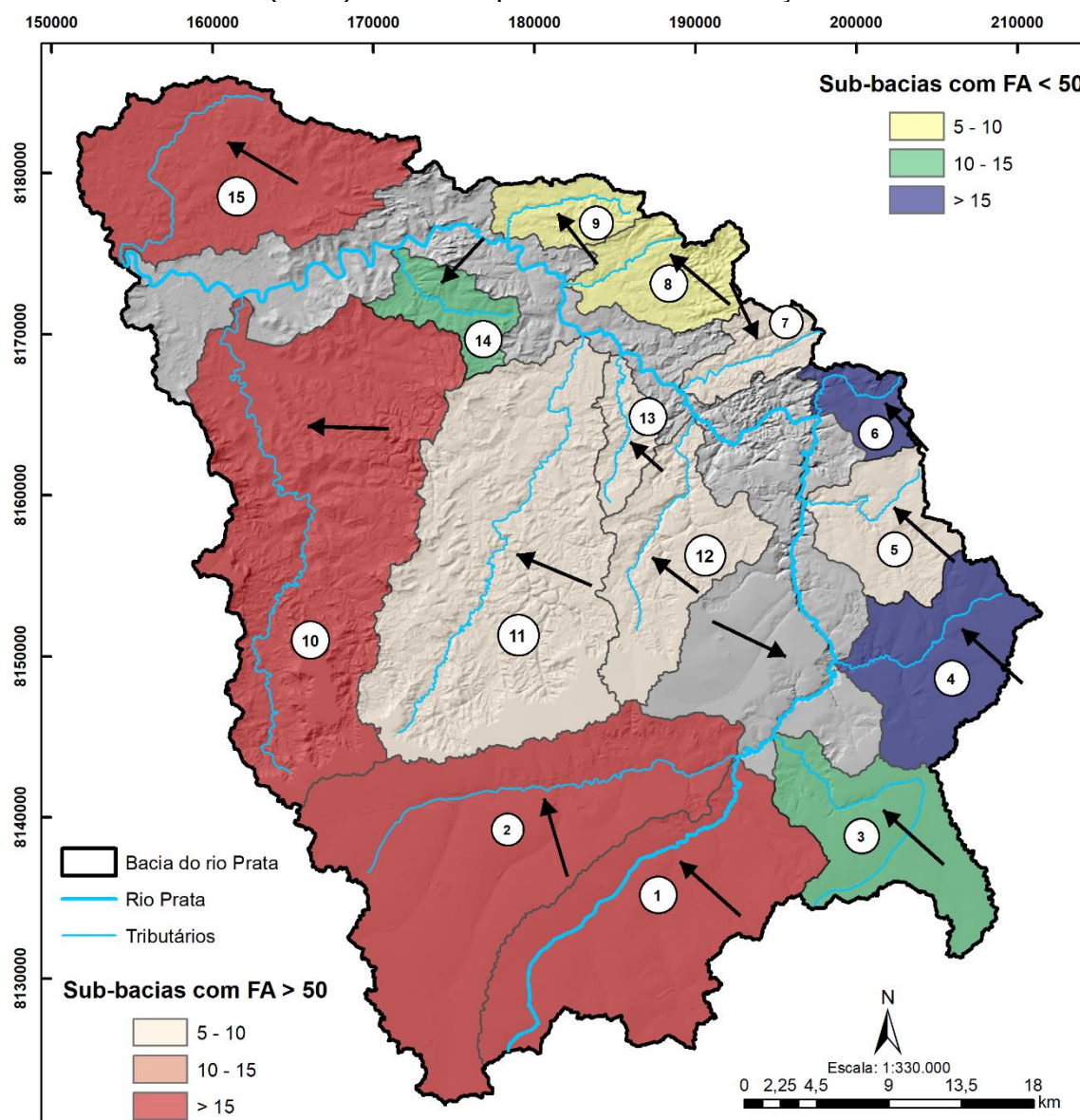
Tabela 5.1 – Fator de assimetria (*FA*) da bacia do Rio Prata e 15 de suas sub-bacias segundo a classificação de Perez-Peña et al. 2010.

Bacias	Ar - Área da bacia à direita do canal principal para jusante (km²)	At - Área total da Bacia (km²)	FA = 50-100(Ar/At)	Assimetria
Rio Prata	869	2224	11	Moderada
1	146	198	24	Alta
2	195	293	17	Alta
3	35	96	14	Moderada
4	30	92	17	Alta
5	33	59	6	Baixa
6	7	26	23	Alta
7	18	30	10	Baixa
8	24	54	6	Baixa
9	14	32	6	Baixa
10	241	330	23	Alta
11	167	301	5	Baixa
12	55	94	9	Baixa
13	15	25	10	Baixa
14	13	34	12	Moderada
15	112	162	19	Alta

Fonte: elaborado pelo autor

Para a bacia do Rio Prata, o *FA* apresentou assimetria moderada, com um *FA* < 50. Já o valor de $T = 0,56$, mais próximo de 1 do que 0, indicou assimetria, que pode estar relacionada a forças tectônicas.

Figura 5.6 - Espacialização do fator de assimetria (*FA*) das sub-bacias dos principais tributários do Rio Prata. Os valores de *FA* são segundo a classificação de Perez-Peña et al. (2010). As setas pretas indicam a direção do basculamento.



Fonte: elaborado pelo autor

As sub-bacias 1, 2, 4, 6, 10 e 15 apresentaram valores de *FA* correspondente a uma alta assimetria, com as sub-bacias 1, 6 e 15 mostrando valores de T acima de 0,50 e as demais sub-bacias exibindo uma variação de valores T entre 0,30 a 0,47. Dentre estas sub-bacias, 1, 2, 4 e 6 localizam-se nas áreas mais elevadas da bacia e exibem direção de basculamento para NW. Essas sub-bacias são heterogêneas

quanto a litologia, pois são sustentadas por crostas lateríticas ferruginosas e pelas formações Palermo e Aquidauana.

Por outro lado, a sub-bacia 10 apresentou basculamento em direção a W, com uma maior assimetria ocorrendo no baixo curso dessa sub-bacia, após mudança abrupta da direção do canal de NNE para NNW. Já a sub-bacia 15, mostrou direção de basculamento para NW. Ambas se encontram nas áreas mais rebaixadas da bacia do Rio Prata e são sustentadas pelas formações Ponta Grossa e Aquidauana, sendo, portanto, heterogêneas quanto a litologia.

As sub-bacias 3 e 14 apresentaram *FA* correspondente a uma assimetria moderada, com valores de $T = 0,45$ e $0,17$, respectivamente. A direção de basculamento NW ocorreu para a sub-bacia 3 e SW para a sub-bacia 14. As sub-bacias 3 e 14 não são homogêneas em relação a litologia. A primeira é sustentada por crosta laterítica e pela Formação Palermo, enquanto a segunda é sustentada pelas formações Aquidauana e Ponta Grossa. Além disso, a assimetria observada na sub-bacia 3 sugere relação com drenagem pirata ou captura de drenagem, conforme observado anteriormente (ver seção 5.1.3).

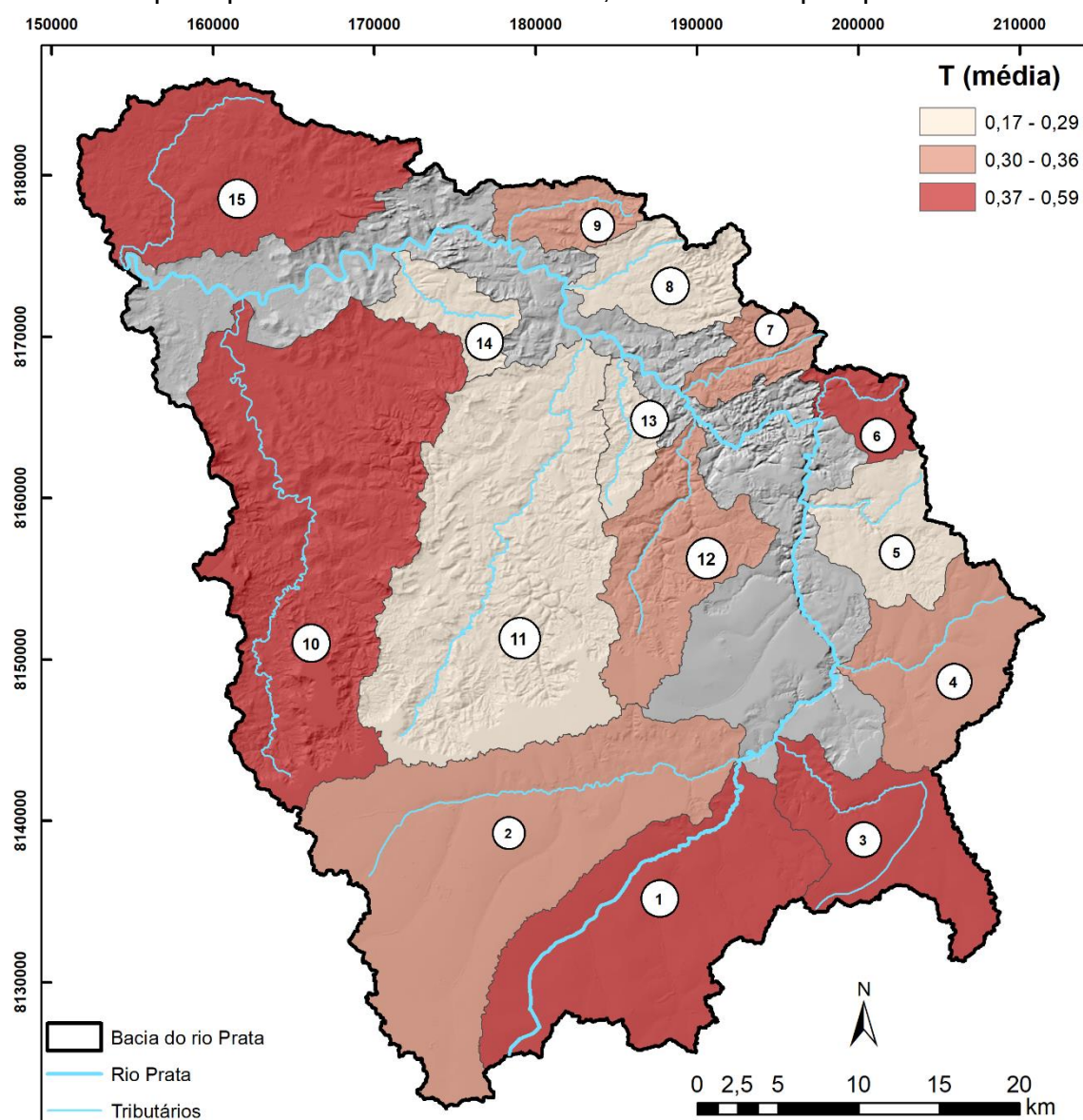
Tabela 5.2 – Média dos valores de Fatores de Simetria Topográfica Transversal (T) para a bacia do Rio Prata e 15 de suas sub-bacias.

Bacias	$T = D_a/D_d$ (média)
Rio Prata	0,56
1	0,59
2	0,36
3	0,45
4	0,30
5	0,21
6	0,53
7	0,36
8	0,24
9	0,33
10	0,47
11	0,29
12	0,36
13	0,19
14	0,17
15	0,55

Fonte: elaborado pelo autor

As sub-bacias que apresentaram assimetria baixa em relação aos valores de FA foram as sub-bacias 5, 7, 8, 9, 11, 12 e 13, com uma variação de T entre 0,19 a 0,36. Com exceção da sub-bacia 7, que exibiu direção de basculamento para SE, todas as outras sub-bacias exibiram direção de basculamento para NW. Também, essas sub-bacias são sustentadas predominantemente pela Formação Aquidauana, apresentando, portanto, terrenos litologicamente homogêneos.

Figura 5.7 Espacialização dos valores da média de T por sub-bacia dos principais tributários do Rio Prata, classificados por quantil.



Fonte: elaborado pelo autor

Cabe observar que as sub-bacias com $FA < 50$, a exemplo das sub-bacias 3, 4, 6, 8, 9 e 14, ocorreram predominantemente na margem direita do Rio Prata, enquanto

as sub-bacias com $FA > 50$, ocorreram predominantemente na margem esquerda deste rio.

5.1.5 Perfis longitudinais, *knickpoints* e índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn})

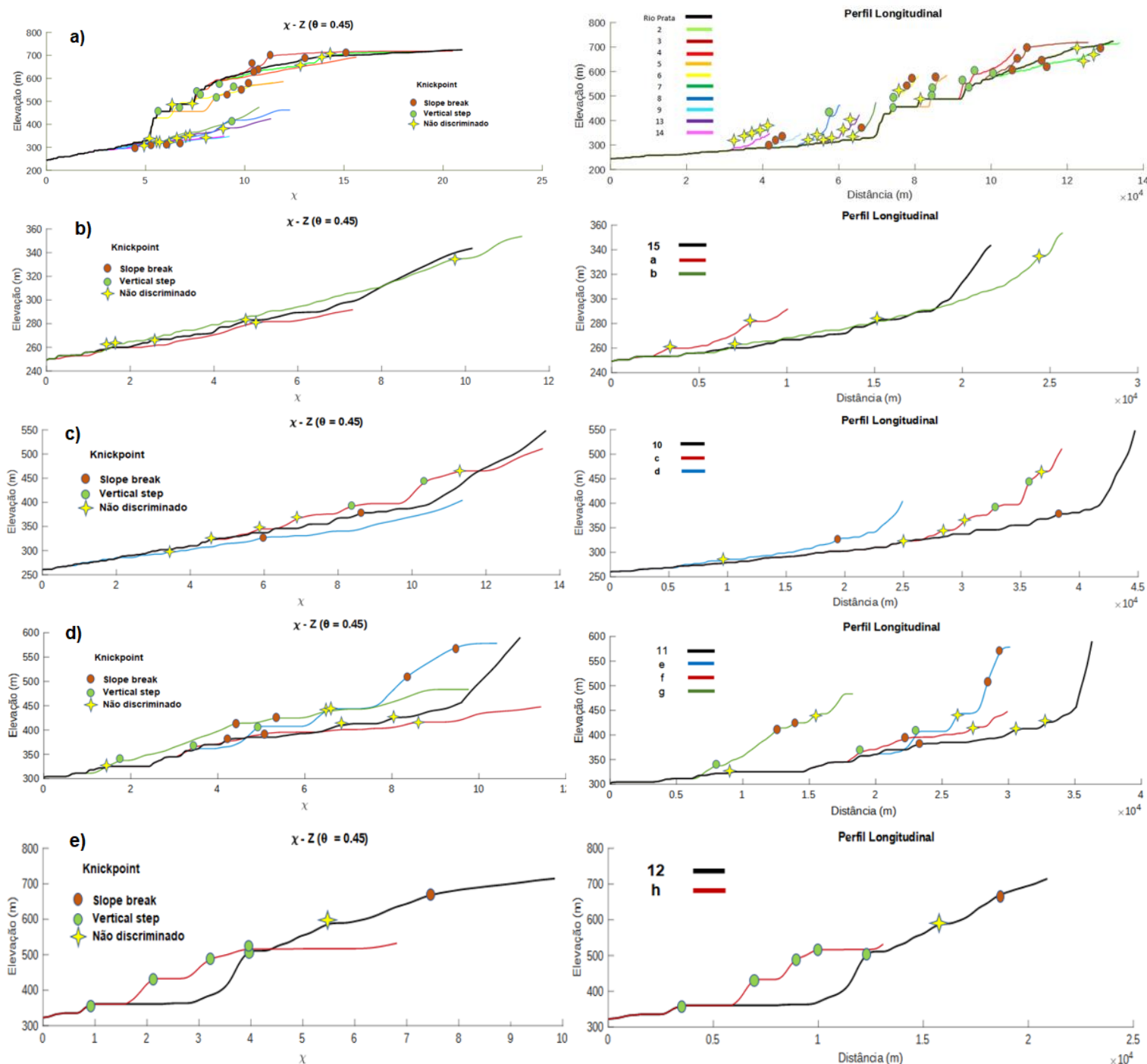
Os gráficos de perfil longitudinal e elevação- X com os *knickpoints* selecionados são mostrados na Figura 5.8 para o Rio Prata e 10 tributários (2 a 9, 13 e 14) e para os canais principais das sub-bacias 10, 11, 12 e 15 e seus tributários (a, b, c, d, e, f, g e h). A Figura 5.9 mostra os *knickpoints* espacializados ao longo das drenagens da bacia do Rio Prata analisadas. Os números dentro dos círculos brancos e as letras dentro dos círculos amarelos referem-se à identificação dos canais analisados. O Quadro 5.1 traz as características somente para os 41 *knickpoints* do tipo *slope break* e *vertical step* identificados, isto é, os tipos de *knickpoints* com suas respectivas elevações e os valores de k_{sn} no *knickpoint*, assim como os valores médios dos segmentos imediatamente a jusante e a montante de cada *knickpoint*, além do comprimento das drenagens selecionadas.

No total, foram identificados 76 *knickpoints*, sendo 22 do tipo *slope break*, 19 do tipo *vertical step* e 35 *knickpoints* não discriminados. A Figura D.1, no apêndice D, apresenta a identificação e classificação dos *knickpoints* para cada segmento de drenagem.

Os maiores valores de k_{sn} dos segmentos imediatamente a jusante dos *knickpoints* são do tipo *vertical step*, que variaram entre 34 a 325 $m^{0,9}$ (média de 112 $m^{0,9}$; Quadro 5.1). Já para os segmentos imediatamente a jusante dos *knickpoints* do tipo *slope break*, os valores de k_{sn} variaram entre 9 a 106 $m^{0,9}$ (média de 33 $m^{0,9}$). Essa tendência também se verificou no trabalho de Alves et al. (2022), mas com médias de valores de k_{sn} menores.

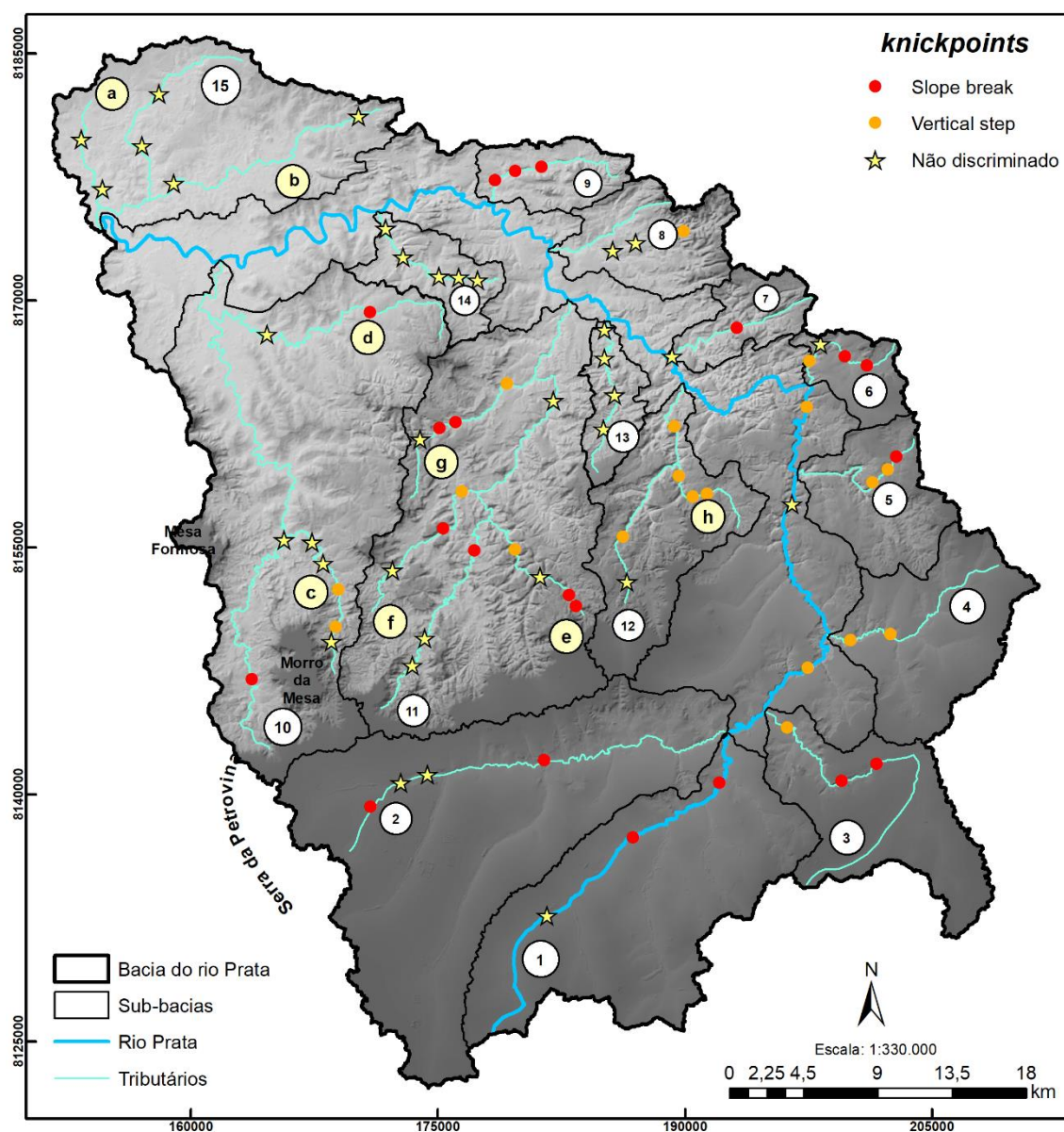
Os maiores valores de k_{sn} imediatamente a jusante dos *knickpoints* concentraram-se nos *knickpoints* identificados em altitudes intermediárias, entre as áreas topograficamente mais elevadas e as mais deprimidas da bacia (entre o nível mais baixo do compartimento PCBP e o nível mais elevado do compartimento DC), sustentado predominantemente por arenitos da Formação Aquidauana e caracterizados por relevos dissecados e topos aguçados.

Figura 5.8 Gráficos de elevação- χ e perfil longitudinal com a localização aproximada dos *knickpoints*. a) Rio Prata (tronco) e dez tributários (2 a 9, 13 e 14); b) Canal principal da sub-bacia 15 e tributários (a e b). c) Canal principal da sub-bacia 10 e tributários (c e d). d) Canal principal da sub-bacia 11 e tributários (e, f e g). e) Canal principal da sub-bacia 12 e tributário (h).



Fonte: elaborado pelo autor

Figura 5.9 Localização dos *knickpoints* nos canais de drenagem da bacia do Rio Prata analisados.



Fonte: elaborado pelo autor

Os segmentos a jusante dos *knickpoints* que apresentaram os maiores valores de k_{sn} ($> 100 \text{ m}^{0,9}$) concentram-se, por exemplo, próximo a confluência do Rio Prata com o canal principal da sub-bacia 4 (*knickpoints* do tipo *vertical step*) e nos *knickpoints* do tipo *vertical step* do canal principal da sub-bacia 12. O *knickpoint* do tipo *vertical step* do Rio Prata com valor de k_{sn} de $325 \text{ m}^{0,9}$, próximo da sub-bacia 6, coincide com incisões profundas (*canyons*), onde se formam vales encaixados.

Quadro 5.1 – Principais características dos 41 *knickpoints* de *slope break* e *vertical step* para drenagens analisadas na bacia do Rio Prata.

Drenagens	Comprimento (km)	Tipo de knickpoint	Elevação do knickpoint (m)	k_{sn} no knickpoint ($m^{0,9}$)	±	k_{sn} a jusante ($m^{0,9}$)	±	k_{sn} a montante ($m^{0,9}$)	±
Rio Prata (tronco)	132	Slope break	646	21	0,1	24	0,1	17	0,1
		Slope break	606	24	0,1	43	0,3	24	0,1
		Vertical step	546	43	0,3	264	9,6	43	0,3
		Vertical step	451	24	1,7	325	12,7	24	1,7
2	32,4	Slope break	636	14	0,4	19	0,4	2	0,1
		Slope break	709	12	0,1	21	0,1	10	0,1
3	27	Slope break	691	6,3	0,1	106	2,7	6	0,1
		Slope break	647	15	1,7	46	1,0	15	1,7
		Vertical step	596	2,8	0,4	56	0,8	3	0,4
4	15	Vertical step	585	9	0,6	104	2,6	9	0,6
		Vertical step	549	10	0,6	162	8,5	10	0,6
5	9,3	Slope break	571	9,1	0,2	19	0,3	9	0,2
		Vertical step	561	23	1,5	57	1,5	6,2	0,6
		Vertical step	529	28	2,3	95	3,9	47	2,3
6	7,5	Slope break	567	13	0,1	31	0,3	13	0,1
		Slope break	546	12	0,9	24	0,8	6	0,9
		Vertical step	500	5	0,8	130	4,4	5	0,7
7	9,7	Slope break	355	10	0,6	32	0,5	10	0,6
8	13,4	Vertical step	416	22	0,6	58	0,9	4,4	0,5
9	9,3	Slope break	318	9	0,2	18	0,6	4	0,1
		Slope break	310	5	0,3	22	0,4	6	0,3
		Slope break	298	12	0,5	31	0,7	3	0,4
10	44,7	Slope break	380	9,3	0,3	25	1	8	0,2
c	12,8	Vertical step	448	44	0,8	71	1,4	22	0,3
		Vertical step	384	21	0,6	34	0,7	5	0,5
d	19,7	Slope break	326	6	0,2	9	0,1	6	0,2
11	36,2	Slope break	379	25	0,4	32	0,4	8	0,1
e	9,9	Slope break	573	41	1,0	54	0,8	11	2
		Slope break	519	54	0,8	83	1,1	54	0,8
		Vertical step	406	37	1,8	55	2,6	3	0,3
f	12,1	Slope break	394	14	0,2	19	0,2	3	0,1
		Vertical step	367	40	0,5	48	0,4	12	0,8
g	12,4	Slope break	423	3	0,4	18	0,6	3	0,3
		Slope break	414	24	0,5	29	0,3	7	1,1
		Vertical step	340	25	0,7	43	0,4	11	0,8

Drenagens	Comprimento (km)	Tipo de knickpoint	Elevação do knickpoint (m)	k_{sn} no knickpoint ($m^{0,9}$)	±	k_{sn} a jusante ($m^{0,9}$)	±	k_{sn} a montante ($m^{0,9}$)	±
12	21	Slope break	666	31	0,4	50	0,6	21	0,4
		Vertical step	505	93	4,6	224	4,5	27	4,7
		Vertical step	358	3	0,1	111	3,2	2,6	0,1
h	7,2	Vertical step	517	27	0,4	41	0,5	1,4	0,1
		Vertical step	490	65	1,2	115	2,6	41	0,5
		Vertical step	430	48	1,9	129	3,8	7	1

Fonte: elaborado pelo autor

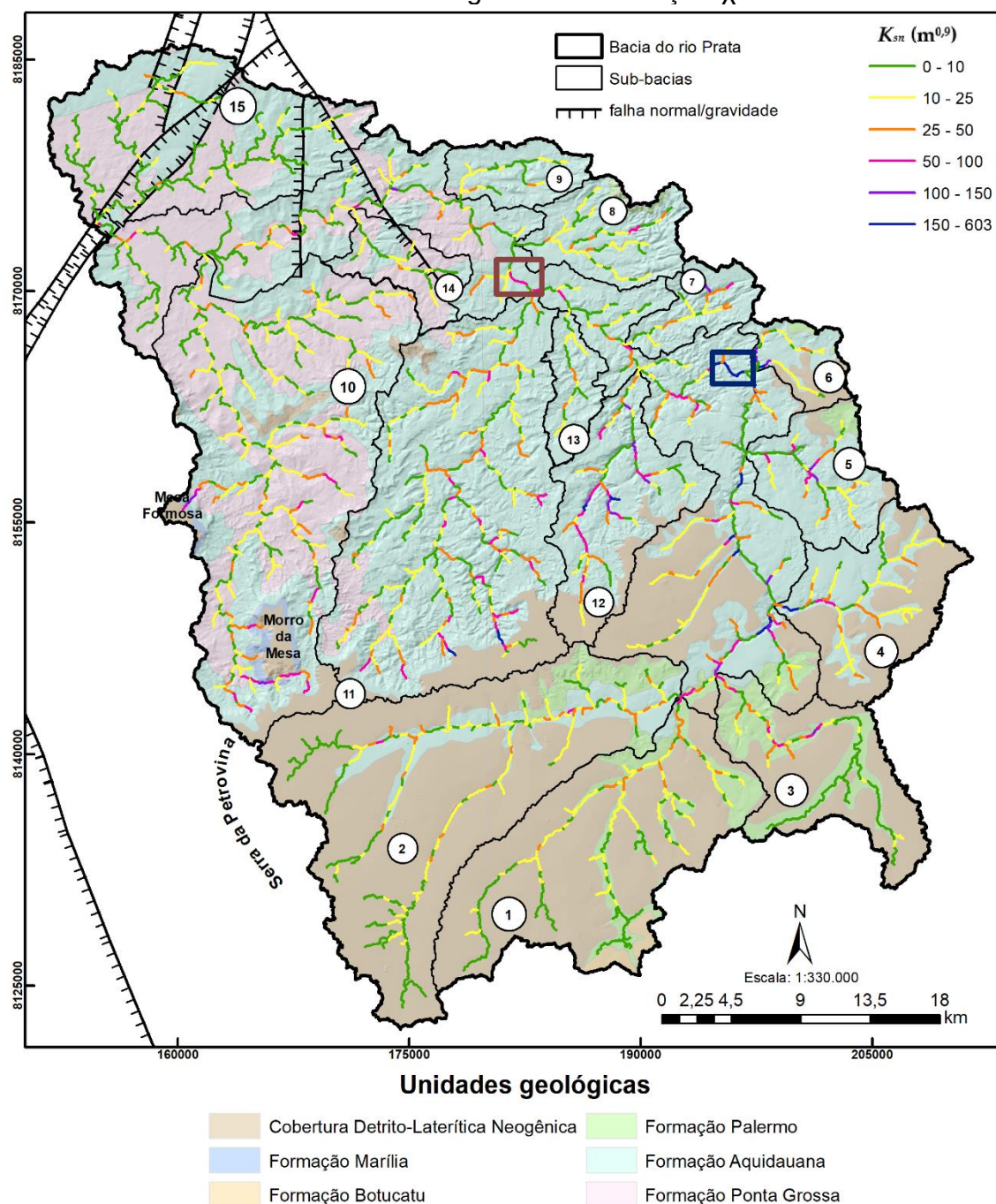
Os segmentos a jusante de *knickpoints* de valores baixos de k_{sn} ($< 20 m^{0,9}$) são predominantemente do tipo *slope break* e ocorreram predominantemente nas áreas mais rebaixadas, como o *knickpoint* do tributário (d) do canal principal da sub-bacia 10. Os valores de k_{sn} dos segmentos a jusante dos *knickpoints* foram maiores do que os segmentos a montante dos *knickpoints* para todos os 41 *knickpoints* de *slope break* e *vertical step*, mas com incertezas maiores para os *knickpoints* de *vertical step*. As maiores diferenças dos valores de k_{sn} entre segmentos a jusante e a montante ocorreram nos *knickpoints* de *vertical step*. Os *knickpoints* do tipo *slope break* ocorreram predominantemente no alto curso das drenagens analisadas e os *knickpoints* de *vertical step* ocorreram mais predominantemente a jusante dos *knickpoints* de *slope break*, no médio e baixo curso das drenagens, sendo que vários *knickpoints* de *vertical step* ocorrem próximos a confluências, como o *knickpoint* próximo a confluência do canal principal da sub-bacia 12 e seu tributário (h).

A maior concentração de *knickpoints* ocorreu nas drenagens que percorrem aproximadamente entre o nível mais baixo do compartimento PCBP e o nível mais elevado do compartimento DC, como os canais principais das sub-bacias 11 e 12 e seus respectivos tributários. Essas drenagens coincidem com as áreas escarpadas da bacia do Rio Prata. A maioria dos *knickpoints* de *vertical step* ocorreu na faixa altimétrica entre 406 a 596 m e os *knickpoints* de *slope break* ocorreram na faixa altimétrica entre 300 a 709 m. A maior concentração de *knickpoints* não discriminados, isto é, com segmentos convexos que não apresentaram quebras ou picos claramente reconhecíveis nos gráficos de *log-log slope-area*, ocorreram, em geral, nas drenagens das áreas mais rebaixadas, como nos canais principais das sub-bacias 13, 14 e 15.

A Figura 5.10 mostra a distribuição espacial de valores k_{sn} da rede de drenagem sobre o mapa geológico. Os valores de k_{sn} variaram de 0 a 603 $m^{0,9}$, com média de

17 $m^{0,9}$. Esses valores de k_{sn} foram próximos aos valores de k_{sn} encontrados por Alves et al. (2022).

Figura 5.10 Distribuição espacial dos valores de índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn}) sobre o mapa geológico. Os números dentro dos círculos brancos referem-se às sub-bacias. O retângulo azul escuro destaca o segmento com maior valor de k_{sn} (603 $m^{0,9}$) e o retângulo amarronzado destaca um segmento encachoeirado no Rio Prata típico de *knickpoint* (Figura 5.10), mas que não foi identificado no gráfico de elevação- χ .



Os valores mais altos de k_{sn} ($> 150 \text{ m}^{0,9}$) ou os maiores níveis de incisão fluvial ocorreram, em geral, em trechos do alto e médio curso do Rio Prata e tributários da margem esquerda do canal do Rio Prata, como trechos de drenagens da sub-bacia 12 e trechos de drenagens próximos da confluência com o canal principal da sub-bacia 4. O retângulo azul escuro na Figura 5.9 destaca o segmento do Rio Prata de maior valor de k_{sn} ($603 \text{ m}^{0,9}$), onde se observa inflexões bruscas no traçado do Rio Prata, formando ângulos retos e agudos. O retângulo amarronzado destaca um segmento encachoeirado ($k_{sn} \approx 59 \text{ m}^{0,9}$) no médio curso do Rio Prata identificado na imagem de alta resolução Google Earth (Figura 5.11), onde também se verifica uma mudança brusca do canal e um estreitamento de vale. Este suposto *knickpoint* não foi identificável nos gráficos de elevação- x , perfil longitudinal e *log-log slope area* do Rio Prata. Valores altos de k_{sn} ($> 50 \text{ m}^{0,9}$) também ocorrem em trechos ao longo do baixo curso do Rio Prata e nos tributários localizados nas áreas mais dissecadas dos patamares como em trechos de drenagens da sub-bacia 11. Valores mais baixos de k_{sn} ($< 25 \text{ m}^{0,9}$) ocorreram, em geral, no nível de cimeira do compartimento PCBP, como, por exemplo, em segmentos de drenagens das sub-bacias 1, 2 e 3, e nas áreas mais rebaixadas do compartimento DC, como nas drenagens da sub-bacia 15.

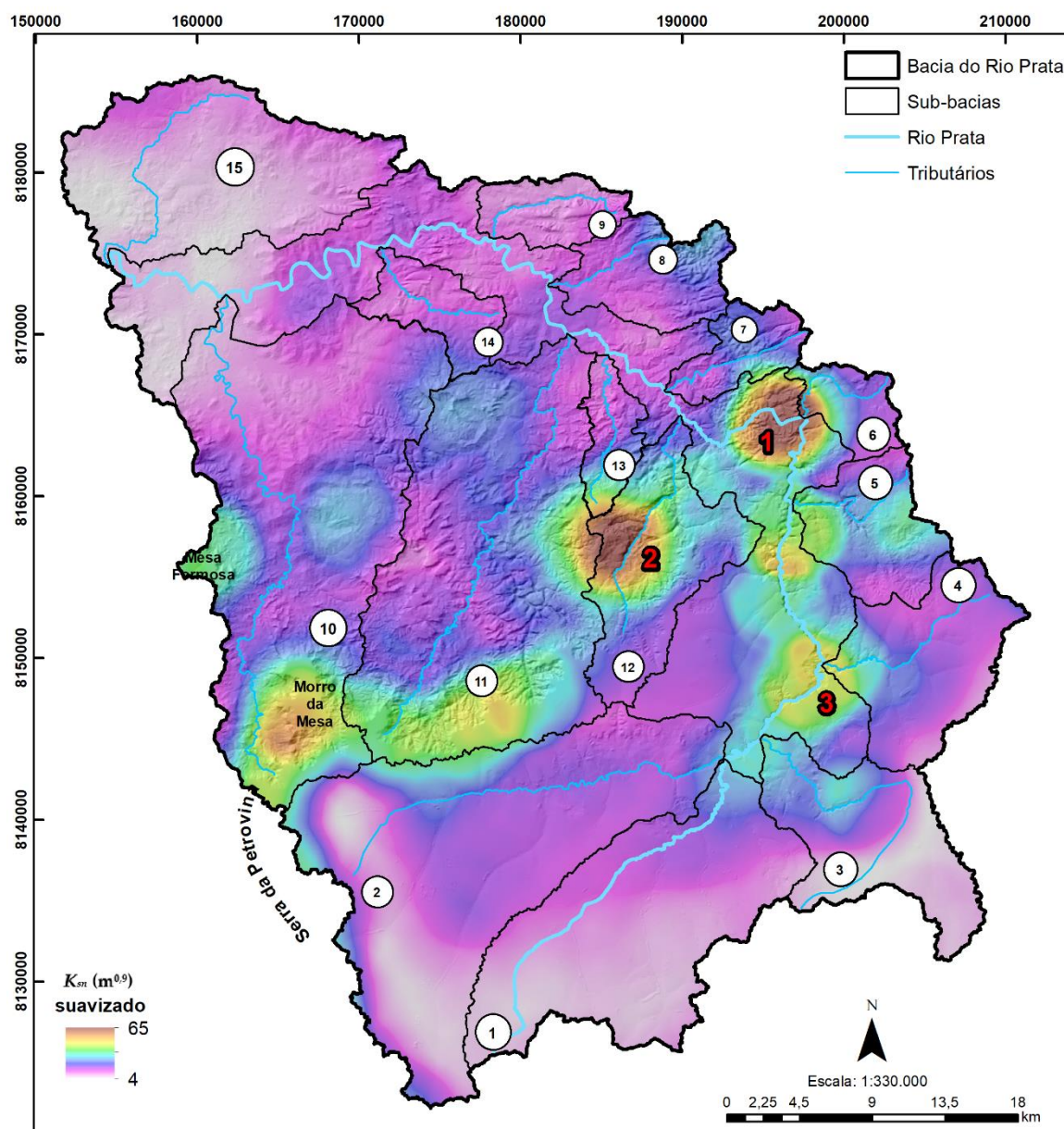
Figura 5.11 Segmento encachoeirado típico de *knickpoint* num trecho de estreitamento de vale no médio curso do Rio Prata, conforme indicado pelo retângulo amarronzado na Figura 5.10.



Fonte: Google Earth

É importante observar a alteração de valores de k_{sn} , especialmente onde as falhas normais cruzam os canais, como ocorre em certos segmentos da sub-bacia 15 e num trecho do baixo curso do Rio Prata (Figura 5.10).

Figura 5.12 Mapa de k_{sn} suavizado. Os números em vermelho destacam as áreas com altos valores de k_{sn} . Os números dentro dos círculos brancos referem-se as sub-bacias.



Fonte: elaborado pelo autor

A variação espacial dos valores de k_{sn} fica mais clara no mapa de k_{sn} suavizado da rede de drenagem mostrado na Figura 5.12. É possível observar áreas circunscritas por manchas relativamente bem definidas com variação de cores que indicam valores de k_{sn} alto, médio e baixo. Os números 1 e 2 em vermelho na Figura

5.12 destacam as duas manchas aproximadamente circulares com os maiores valores de k_{sn} . Estas duas áreas circunscrevem patamares muito dissecados, marcados por desnível altimétrico abrupto onde ocorrem incisões fluviais pronunciadas e inflexões bruscas do Rio Prata e de tributários como os canais principais das sub-bacias 6 e 12. Semelhantemente, na área destacada pelo número vermelho 3, ocorre inflexões do Rio Prata e tributários como os canais principais das sub-bacias 3 e 4, mas com menores valores de k_{sn} e menor dissecação. Outras áreas com valores acentuados de k_{sn} não destacadas coincidem, em geral, com áreas escarpadas e relevos residuais (mesas e morros testemunhos). Manchas com valores intermediários de k_{sn} ocorreram, por exemplo, aproximadamente no alto curso da sub-bacia 8, no médio curso da sub-bacia 10 e no baixo curso da sub-bacia 11.

Áreas com baixos valores de k_{sn} suavizados ocorrem, em geral, nos níveis de cimeira das áreas topograficamente mais elevadas e nas áreas mais rebaixadas. Os altos valores de k_{sn} evidencia o aspecto transiente ou de desequilíbrio da paisagem da área de estudo e sugere que a paisagem está se ajustando a diferentes eventos de rejuvenescimento topográfico.

5.2 Discussão

A análise dos compartimentos geomorfológicos apontou que os relevos mais dissecados estão localizados nas regiões de transição entre os compartimentos PCBP e DC, especialmente nas áreas escarpadas. Destacam-se os relevos com topos aguçados, indicativos de controle estrutural na evolução da paisagem. Esse controle estrutural também é evidenciado pelas inflexões bruscas do Rio Prata, como a mudança de NE para NW, que ocorre simultaneamente a incisões profundas ou à formação de um *canyon* proeminente.

Os relevos do compartimento DC, em geral, apresentam um padrão escalonado com depressões embutidas em diferentes níveis de dissecação, formando paisagens erosivas marcantes, onde ocorrem relevos residuais como mesas, morros testemunhos e pináculos contrastando com as áreas mais deprimidas e as mais altas. Esta diversidade de feições em níveis altimétricos distintos sugere ajuste da paisagem a eventos de rejuvenescimento topográfico ocorridos em diferentes períodos.

A transição do compartimento PCBP com áreas circunvizinhas é predominantemente abrupta, através de escarpas erosivas, como na Serra da

Petrovina, localizada na borda oeste do compartimento PCBP (Figuras 5.1). A Serra da Petrovina é conhecida pela beleza cênica do notável relevo escarpado, de declividades altas $> 40^\circ$ e alta amplitude > 300 m (Figura A.1, apêndice A), onde afloram paredões de arenitos da Formação Aquidauna. Nesta faixa, as escarpas de vertentes íngremes são amplamente festonadas, com patamares dissecados, onde ocorrem colinas residuais. Em outras áreas, as escarpas são menos declivosas, de modo que a transição com os relevos circunvizinhos não é necessariamente abrupta, mas apresentam caimento gradativo até se coalescer com as áreas mais rebaixadas. As linhas tracejadas da Figura 5.1 de direções NNW e ENE demarcam a mudança brusca do contorno da escarpa do compartimento PCBP. Este padrão geometrizado da escarpa reforça a ideia de controle estrutural na evolução da paisagem. De fato, a linha NNW coincide aproximadamente com uma falha normal de mesma direção (Figura 2.2). Em geral, a escarpa correspondente a linha NNW é mais festonada e declivosa do que a escarpa correspondente a linha ENE, o que denota um maior controle estrutural no recuo do *front* NNW da escarpa.

As direções principais e secundárias mostradas nos resultados da análise dos lineamentos morfoestruturais da área total condizem aproximadamente com as direções ENE das descontinuidades crustais magnéticas de 1ª ordem Baliza, General Carneiro (Figura 2.1) e com a descontinuidade crustal sem denominação NE identificadas por Curto et al. (2014), também de 1ª ordem. Segundo os autores, a maioria das estruturas de 3ª ordem ou próximas a superfície estariam correlacionados com essas estruturas crustais de 1ª ordem, sendo, portanto, interpretadas como estruturas reativadas.

As estruturas com direção NE estariam relacionadas ao sistema de falha transcorrente do Lineamento Transbrasiliano - LTB (Figura 2.1(a)) e as estruturas ENE teriam sido modificadas da orientação primária do LTB pelas propriedades mecânicas e estruturas herdadas da Faixa Paraguai. As estruturas de direção NW podem estar relacionadas ao lineamento de 1ª ordem São Vicente também identificado por Curto et al. (2014). Os autores salientam a relação destas estruturas com reativação neotectônica, devido a sismos alinhados subparalelamente a esses lineamentos.

Desse modo, os lineamentos de direção predominantemente ENE observados no compartimento DC podem estar relacionados às descontinuidades crustais magnéticas de 1ª ordem, supracitadas, Baliza e General Carneiro. Esses lineamentos

podem ser resultado da reativação destas grandes estruturas, exercendo uma influência significativa sobre a morfologia desta faixa de relevo. A hipótese de reativação neotectônica de fraturas e/ou falhas do embasamento nesta faixa de relevo é fortalecida por estas estruturas estarem alinhadas a ocorrência de sismos (Figura 2.1(b)). No compartimento PCBP, os lineamentos seguem predominantemente uma direção NE, alinhada com a descontinuidade crustal NE de 1ª ordem, mencionada anteriormente e associada à LTB. Além disso, as direções secundárias, como ENE e NW, podem estar relacionadas às descontinuidades magnéticas de 1ª ordem, como Baliza e General Carneiro (ENE), e São Vicente (NW), também mencionadas anteriormente.

Estudos adicionais são necessários para confirmar a influência de reativação tectônica na morfologia da paisagem, visto que os lineamentos morfoestruturais podem refletir estruturas (juntas e falhas) relacionadas ou não a processos tectônicos, como mencionado no Capítulo 3. Investigações da ocorrência de falhas (normal, inversa ou transcorrente) e indicadores cinemáticos, de modo a averiguar a correspondência destes com o campo de tensão podem elucidar a influência da reativação tectônica. Estudos destinados a compreender as várias propriedades das rochas sedimentares presentes na área de estudo também são cruciais. Isso inclui fatores como o tamanho dos grãos, a matriz intragranular, a composição, a quantidade e composição da cimentação intragranular, bem como a porosidade, permeabilidade e o padrão de estratificação e fraturamento (junta). Esses elementos desempenham um papel significativo nas propriedades mecânicas e químicas das rochas areníticas, pois respondem de maneira distinta aos processos de intemperismo e erosão, contribuindo para a diversidade de feições topográficas em paisagens areníticas (MIGON, 2021).

A análise dos padrões, anomalias e propriedades de drenagem no âmbito da bacia do Rio Prata apontou, em geral, padrão de drenagem predominantemente sub-dendrítico a retangular; baixa densidade de drenagem nas áreas elevadas em relação às áreas rebaixadas; angularidade média (ângulos retos 60° a 120°); tropia multidirecional e; forte assimetria. Essas características da rede de drenagem sugerem controle estrutural ou influência de falhas e juntas no desenvolvimento da paisagem. As principais feições anômalas detectadas, como as do tipo estreitamento / alargamento de vale, curvas e desvios anômalos, sugerem soerguimento tectônico

ou existência de falhas. As feições retilíneas sugerem relação com fraturas e as feições do tipo meandros comprimidos e isolados sugerem relação com soerguimento tectônico ou com estrutura dômica (HOWARD, 1967).

Feições anômalas do tipo cotovelo ou que formam um ângulo reto podem ter origens variadas. Além da possível ligação com falhas transcorrentes ou normais, conforme mencionado por Howard (1967), também podem estar associados à captura de drenagem ou drenagem pirata. Estes fenômenos ocorrem devido a processos erosivos, seja por erosão da cabeceira (mais comum) ou erosão lateral (SALA, 2004). Esse parece ter sido o caso na captura de drenagem da sub-bacia 3 (Figuras 5.4 e 5.5), pois a ocorrência de pequenos anfiteatros nas drenagens próximas da confluência com Rio Prata sugere erosão regressiva das cabeceiras até a captura do canal a montante. Assim, o padrão geometrizado da rede de drenagem, juntamente com feições erosivas, evidenciam a interrelação de fatores de controle estrutural e processos erosivos na diversidade topográfica da área de estudo.

A assimetria da bacia do Rio Prata detectada nos fatores *FA* e *T* (Figuras 5.6 e 5.7, respectivamente) pode ser justificada por basculamentos tectônicos, mas também por fatores atectônicos, como a diversidade topográfica e litológica. Indícios de fatores tectônicos incluem a direção de basculamento aproximadamente para NW das sub-bacias 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8 e 9, sugerindo uma relação com estruturas de direção NE, que são ortogonais à direção do basculamento. Essa relação é corroborada pela direção aproximadamente para NE das cabeceiras do Rio Prata. As sub-bacias 7, 8, 9, 11, 12 e 13, que apresentaram baixa assimetria, têm seus canais principais fluindo aproximadamente de forma ortogonal ao trecho do Rio Prata de direção NW, sugerindo uma relação com uma estrutura de mesma direção. Essa estrutura NW justificaria a inflexão abrupta do Rio Prata de NE para NW. Já as sub-bacias 10, 14 e 15 fluem aproximadamente em direção ortogonal ao trecho do baixo curso do Rio Prata, de direção NE, sugerindo uma relação com uma estrutura de mesma direção. Essa estrutura NE justificaria a inflexão do Rio Prata de NW para NE. É importante destacar que a forte assimetria observada na sub-bacia 15 parece estar relacionada às falhas normais que ocorrem naquela região (Figura 2.2). A direção de basculamento para NW é compatível com a direção ortogonal das falhas, que têm direção NE, enquanto o canal principal também está alinhado nessa mesma direção (NE).

As sub-bacias que apresentaram assimetria média e alta, a exemplo das sub-bacias 1, 2,3, 4, 6 10 e 15, também podem ter relação com fatores atectônicos. Entre esses fatores, inclui-se a erosão diferencial causada por variações litológicas e topográficas. Notavelmente, as sub-bacias supracitadas são sustentadas por coberturas detrito-laterítica neogênicas e rochas das formações Palermo, Aquidauana e/ou Ponta Grossa (Figura 2.2), e estão localizadas em áreas com diversidade topográfica, como escarpas e relevos residuais. Outro fator atectônico a ser considerado, especialmente nas áreas elevadas, é a característica fisiográfica do tipo rampa monoclinal de interior cratônico típico das bordas da Bacia Sedimentar do Paraná, em que o substrato sedimentar mergulha suavemente em ampla extensão (PEREIRA et al., 2012; IBGE, 2022b). É importante notar que a assimetria da sub-bacia 3 sugere uma relação complexa entre o controle estrutural e os processos erosivos, que culminaram na captura de drenagem do canal principal, com mencionado anteriormente.

As sub-bacias localizadas em terrenos litologicamente homogêneos, como as sub-bacias 5, 7, 8, 9, 11, 12 e 13, predominantemente sustentadas pela Formação Aquidauana, demonstraram, em geral, baixa assimetria. Isso sugere que o basculamento tectônico nessas sub-bacias, ainda que pouco acentuado, é uma possibilidade, embora não exclua a possível contribuição da topografia, que também inclui relevos residuais. Portanto, investigações adicionais são necessárias para confirmar basculamento tectônico nas assimetrias detectadas neste estudo, incluindo análises de campo para identificar evidências de rejeito de falhas e perturbações na coluna estratigráfica.

A atual configuração fluvial da bacia do Rio Prata apresenta feições compatíveis com uma paisagem transiente (KIRBY e WHIPPLE, 2012), como a ocorrência de *knickpoints* e a variação de k_{sn} na rede de drenagem. Os *knickpoints slope break* detectados nas áreas mais elevadas e nas áreas de transição topográfica, embora tenham apresentado, em geral, baixos valores de k_{sn} , fortalecem a suposição de influência de estruturas de origem tectônica na conformação do relevo, como evidenciado pela forte assimetria e pelo padrão geometrizado observado na rede de drenagem das sub-bacias dessas regiões.

Cabem destacar os *knickpoints de slope break* do canal principal da sub-bacia 11 e de seus tributários (f) e (g), que parecem indicar a separação de uma zona de

baixo e alto soerguimento, pois ocorre em área homogênea quanto ao clima e a litologia. A área remanescente e a área sendo ajustada seriam as áreas a montante e a jusante dos *knickpoints*, respectivamente, já que as incisões mais pronunciadas das drenagens ocorrem a jusante desses *knickpoints* (Quadro 5.1; Figuras 5.8(d) e 5.9). A ocorrência desses *knickpoints* de *slope break* em posições altimétricas semelhantes no canal principal e em dois de seus tributários (g e f), sugerem propagação destes *knickpoints* a montante a taxas constantes como uma onda de incisão transiente (BOULTON et al., 2014). Por outro lado, a diferença na posição altimétrica e nos valores de k_{sn} dos *knickpoints* de *slope break* detectados na área de estudo sugerem, em geral, formação distinta destes *knickpoints*. Condições semelhante foram detectadas em outros estudos, em paisagens diferentes (BOULTON et al., 2014; ALVES et al., 2022).

Os *knickpoints* de *vertical step*, apesar de não terem significado tectônico direto (KIRBY e WHIPPLE, 2012; BOULTON et al., 2014) e coincidirem aproximadamente com áreas de transição litológica e topográfica, podem ser resultado de fenômenos tectônicos. Isso se deve ao fato de que muitos desses *knickpoints* e os maiores valores de k_{sn} destes ocorreram abaixo ou próximos de *knickpoints* de *slope break*, como os das sub-bacias 3, 5 e 6 (Figura 5.9), sugerindo uma associação entre eles (WHIPPLE et al., 2013). Um possível soerguimento indicado pelos *knickpoints* de *slope break* poderia aumentar o *stream power*, intensificando a incisão fluvial em áreas, por exemplo, de transição litológica, o que poderia resultar na formação de *knickpoints* de *vertical step*, a exemplo dos *knickpoints* de *vertical step* das sub-bacias 3 e 4, que despontam próximos da transição entre a Cobertura Detrítico-Laterítica e as formações Palermo e Aquidauana (Figuras 2.2 e 5.9). Ademais, os maiores valores de k_{sn} dos *knickpoints* de *vertical step* ocorreram sobre substrato rochoso arenítico homogêneo (Formação Aquidauana), em áreas de mesmo regime climático e onde o padrão de drenagem predominante é o sub-dendrítico a retangular, com várias anomalias de drenagem como retilinearidade, desvio abrupto, estreitamento e alargamento de vale.

A distribuição espacial dos valores de k_{sn} (Figura 5.10) revela uma predominância de baixos valores ao longo da bacia do Rio Prata. Além disso, foram observadas alterações nos valores de k_{sn} onde as falhas normais intersectam os canais, como evidenciado em alguns segmentos da sub-bacia 15 e em uma seção do

baixo curso do Rio Prata, em que foi notado um aumento no k_{sn} . Esses resultados fortalecem a hipótese de influência tectônica na configuração dessas drenagens.

Inferimos que as áreas com os maiores valores de k_{sn} suavizado, especialmente os indicados pelos números vermelhos 1, 2 e 3 (Figura 5.12), contidos na faixa de relevo de transição entre os compartimentos geomorfológicos PCBP e DC, estão se ajustando a um evento recente de rejuvenescimento topográfico. Esta perturbação ou rejuvenescimento pode ter ocorrido entre o Pleistoceno e o Holoceno, se considerarmos que o período de ajuste de um canal de drenagem perturbado na paisagem varia de 10^4 a 10^6 anos (KIRBY e WHIPPLE, 2012 e WHIPPLE et al. 2013), podendo ser o tempo de ajuste ainda menor em paisagens modeladas por rochas sedimentares que são, em geral, de baixa resistência (KELLER e PINTER, 2002).

Áreas com valores intermediários k_{sn} suavizado nas áreas de relevo intermediário do compartimento DC, como nas sub-bacias 10 e 11, também podem indicar perturbações a eventos recentes de rejuvenescimento topográfico. As áreas mais elevadas e as mais rebaixadas dos compartimentos PCBP e DCB, apresentaram baixos valores de k_{sn} normalizado ou menor nível de incisão fluvial, indicando que estas porções de relevo estão num estado de quase equilíbrio, sugerindo ajuste da paisagem a prováveis eventos de rejuvenescimento topográfico mais antigos.

5.2.1 Evolução do relevo da região da bacia do Rio Prata e Prováveis mecanismos de reativação tectônica

Vários autores conceberam propostas de evolução da paisagem na região da área de estudo, considerando aspectos geológicos, geomorfológicos, tectônicos e paleoclimáticos (AB´SABER 1949; FRANCO e PINHEIRO, 1982; ROSS e SANTOS, 1982; MAMEDE et al., 1983; AB´SABER 1988; CASSETI, 2005; ASSINE, 2010; HASUI, 2019). O Quadro 5.2 traz uma síntese dessas propostas de evolução da paisagem com base nos estudos desses autores. A seguir, são discutidas algumas reflexões sobre as hipóteses consideradas por esses autores e como a área de estudo se insere nesse contexto.

A parte mais elevada da bacia do rio Prata (cerca de 800 m) estaria contida na porção de níveis altimétricos intermediários para oeste da unidade geomorfológica Chapadão do Rio Verde – Alto Garças – CRVAG (IBGE, 2022b), que é caracterizada

por planaltos em estruturas monoclinais, posicionados nas bordas da BSP, ocupando grandes extensões que se estendem até o sudoeste de Goiás. Os níveis mais elevados do CRVAG, com cerca de 1000 m, corresponderiam às superfícies de aplainamento do ciclo Sul-Americano de Lester King (KING, 1956; MAMEDE et al., 1983; HASUI, 2019). Essas superfícies são capeadas por crostas lateríticas ferruginosas que teriam se formado no Paleógeno, quando um paleoclima tropical sazonalmente úmido e seco atuava na região, concomitante a uma relativa estabilidade tectônica. Sugerimos que as áreas topograficamente mais elevadas da bacia do Rio Prata, que ocupam os níveis altimétricos intermediários ou intermontanos da CRVAG, provavelmente são resultantes de processos de aplainamento posteriores ao o ciclo Sul-Americano mencionado, correspondente, por exemplo, ao ciclo Velhas (KING, 1956), ocorrido provavelmente entre o Plioceno e o Pleistoceno (MAMEDE et al., 1983; CASSETI, 2005). As causas dos desníveis e a subsequente formação destas superfícies não estariam geneticamente relacionadas apenas a fenômenos de compensação isostática denudacional, mas também a um fenômeno de soerguimento de crosta (CASSETI, 2005).

As áreas rebaixadas da região da área de estudo teriam passado por processos de circundesnudação da borda oeste da BSP precedido por processos tectônicos distensivos concomitantes a epirogênese no Cretáceo Superior, removendo quase totalmente depósitos do Grupo Bauru, além de depósitos Pliocênicos, exumando estruturas Mesozoicas e Paleozoicas (AB'SABER, 1949; MAMEDE et al., 1983). De fato, um regime tectônico distensivo associado à reativação Wealdeniana teria atuado na intraplaca brasileira até o início do Neógeno, sendo que, a partir daí, institui-se o regime tectônico transcorrente, que marcou o início do período Neotectônico (HASUI, 2019). Além disso, vários autores reconhecem que a região da área de estudo teria sido afetada fenômenos tectônicos tardios de *horst* (relevos com blocos elevados) e *graben* (relevos com blocos abatidos) em diferentes períodos entre o fim do Neógeno até o final do Quaternário, evidenciando soerguimento diferencial de porções da BSP (ROSS e SANTOS, 1982; FRANCO e PINHEIRO, 1982; SANTOS, 2000b, c e d; IBGE, 2022b; MATHIAS e JEZUZ, 2022). Estes fenômenos teriam favorecido processos erosivos nas linhas de falhas e fraturas, bem como a ação erosiva do tipo pediplanação. Franco e Pinheiro (1982) acrescentam que os fenômenos de abatimento de blocos associado a falhas seriam resultado de um soerguimento da

BSP associado à terceira e derradeira fase orogenética da Cadeia Andina, referido como a fase Quéchua, que é tido por Hasui et al. (2019) como um dos marcos de referência do início da Neotectônica nas bacias Paleogênicas.

Mamede et al. (1983) e Casseti (2005) enfatizam a influência de fases erosivas e da alternância paleoclimática na evolução dos relevos da região da área de estudo, modelados por processos de pediplanação. Casseti (2005) salienta a evolução horizontal do modelado como resultante da alternância climática do Quaternário (climas secos e úmidos) associada às várias fases glaciais deste período (Quadro 5.2). Em relação a época Holocênica ou a época atual, Casseti (2005) observa que o clima úmido propiciou uma reorganização da drenagem, erosão remontante e a formação de vales simétricos (manjedouras). Ross e Santos (1982) acrescentam que o modelado atual reflete o encaixamento da drenagem e consequente dissecação do relevo pretérito, hipótese corroborada por Mamede et al. (1983).

Sugerimos, portanto, que os diferentes eventos de rejuvenescimento topográfico reconhecidos na área de estudo podem estar associados aos soerguimentos da BSP em diferentes períodos entre o final do Neógeno e o final do Quaternário, conforme mencionado acima. É importante considerar também a influência da alternância paleoclimática no arranjo atual da drenagem desde o Plioceno, também mencionado acima, embora os diferentes paleoclimas não tenham sido o foco deste estudo.

Inferimos que os possíveis mecanismos responsáveis pela elevação regional, ou epirogênese, e consequentemente pelo desencadeamento de fenômenos tectônicos e/ou reativação tectônica em zonas de fraqueza ou anisotropias preexistentes, resultam das forças compressivas geradas pela interação da deriva da Placa Sul-Americana com as placas do Caribe, de Nazca e de Scotia, com destaque para a interação das placas Sul-Americana e de Nazca (Figura 2.1(a)). Este processo inclui a terceira fase orogenética da Cadeia Andina, conhecida como fase Quéchua (Quadro 5.2), mencionada anteriormente. Esta fase, que ocorreu entre o fim do Oligoceno Superior e o início do Mioceno Inferior, ganhou força durante o restante do Mioceno e continua em atenuação gradual até os dias atuais. A ascensão e o crescimento lateral contínuo dessa cordilheira refletem um aumento na compressão em toda a placa Sul-Americana (HASUI et al., 2019).

Um segundo mecanismo a ser considerado se refere à flexura da litosfera resultante dos eventos orogênicos andinos. Se considerarmos a hipótese de Ussami

et al. (1999), isto é, de que a Bacia do Pantanal teria se formado sobre o *forebulge* (arco flexural), a borda noroeste da BSP estaria aproximadamente entre o *forebulge* e o *backbulge*, que poderia ser afetada pela transmissão de esforços oriundos do cavalgamento/dobramento e sobrecarga do órogeno andino (ASSINE, 2012). Finalmente, um terceiro mecanismo a ser considerado se refere a um soerguimento de baixa amplitude impulsionado por alguma forma de atividade de plumas mantélicas (HASUI e SALAMUNI, 2019).

Quadro 5.2 – Propostas da evolução do relevo da região da área de estudo baseado em revisão bibliográfica. As fases orogenéticas andina, segundo Zalan, 2004 e Hasui et al. (2019). Os paleoclimas do Paleógeno são segundo Oliveira et al. (2014). As fases glaciais e o clima são segundo Casseti (2005). A cronologia foi aproximada ou inferida.

Éon	Mesozoico		Cenozoico											
Período	Cretáceo		Paleógeno			Neógeno		Quaternário						
Época	Inferior	Superior	Paleoceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Plioceno	Pleistoceno						Holoceno
Ma	145		66 - 56	56 - 35	23 - 5,3	35 - 23	5,3 - 2,5	2,58 - 1,0						1,00 - atual
Fases Glaciais								Gunz	Gunz-Mindel interglacial	Mindel	Mindel-Riss interglacial	Riss	Riss-Würm interglacial	Würm
Clima			tropical úmido	subtropical de verão úmido		Alternância climática	Semiárido	úmido	Semiárido	úmido	Semiárido	úmido	Semiárido	úmido
Fases orogenéticas Andina					Incaica	Quechua								
Proposta de evolução da paisagem na região da área de estudo	Áreas elevadas: Superfície de aplainamento correspondente ao Ciclo Sul-Americano de King. Processos de pediplanação teriam truncado e exposto litologias pós-paleozoicas da Bacia Sedimentar do Paraná (BSP). Formação de cobertura detrítico laterítica ferruginosa. Áreas rebaixadas: atuação de regime tectônico distensivo (reativação Wealdeniana) concomitantes a epirogênese, seguido por processos de circundesnudação do oeste da BSP. Teriam removido quase totalmente os depósitos cretácicos do Grupo Bauru, bem como depósitos pliocênicos, exumando estruturas mesozoicas.					Pediaplano Pliopleistocênico nivelou o topo dos chapadões e diminuiu a espessura das coberturas ferruginosas (coberturas detrítico-laterítica de provável idade pliocênica). Possível formação de coberturas detrítico-laterítica descontínuas (contexto da área mais elevada da bacia do Rio Prata). A região teria sido influenciada pela última fase da Orogenia Andina (regime transcorrente marcando o início da neotectônica), sofrendo movimentos positivos que provocaram o soerguimento da BSP e abatimentos (tectônica de horst / graben), favorecendo a erosão. A pediplanação neopleistocênica esculpiu as áreas rebaixadas no planalto e retocou as superfícies erosivas anteriores (contexto de eventos de rejuvenescimento topográfico da bacia do Rio Prata).							Provável reativação neotectônica entre o Pleistoceno Médio e o Holoceno. Encaixamento da drenagem e dissecação do relevo pretérito (erosão remontante).	

Fonte: elaborado pelo autor

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A abordagem metodológica utilizada nesta tese foi útil para melhor entender a configuração geomorfológica atual da área de estudo, evidenciar o caráter transiente da paisagem, além de detectar feições indicativas de fenômenos tectônicos.

O processo de individualização dos compartimentos geomorfológicos permitiu melhor classificar a diversidade geomorfológica da bacia do Rio Prata. Os relevos mais preservados ou pouco dissecados ocorreram no nível de cimeira do compartimento PCBP e nas áreas mais rebaixadas do compartimento DC. Os relevos das áreas de transição (entre os compartimentos PCBP e DC) apresentaram os relevos mais dissecados, com padrão escalonado, depressões embutidas e relevos residuais em diferentes níveis de dissecção, sugerindo ajuste da paisagem a diferentes eventos de rejuvenescimento topográfico. O padrão geometrizado do contorno da escarpa do compartimento PCBP denota controle estrutural na evolução da paisagem, que teriam favorecido processos erosivos nas linhas de falhas e fraturas, especialmente no recuo do *front* NNW-SSE da escarpa, denominada de Serra da Petrovina. Outra feição marcante que reforça a evidência de controle estrutural é a mudança abrupta do curso do Rio Prata de consequente para obsequente, concomitante com a formação de um proeminente *canyon*.

Os lineamentos morfoestruturais apresentaram direções principais N70-80E e N60-70E, e secundárias N40-50W, correspondentes a grandes descontinuidades crustais (ENE, NE e NW), identificadas em trabalhos anteriores. As direções principais correspondem a estruturas reativadas relacionadas ao sistema de falha transcorrente do Lineamento Transbrasiliano (LTB) e a estruturas do LTB modificadas por propriedades mecânicas e estruturais da Faixa Paraguai. A ocorrência de sismos alinhados às grandes descontinuidades crustais ENE, NE e NW, adjacentes a região da bacia do Rio Prata, ainda que de baixas magnitudes, reforçam a hipótese de reativação neotectônica de fraturas e/ou falhas do embasamento. A correspondência de drenagens de 1º e 2ª ordens de parte da rede de drenagem da bacia do Rio Prata com direções principais dos lineamentos morfoestruturais N70-80E, especialmente as das sub-bacias 7, 8 e 9, também pode ser resultado da reativação tectônica das estruturas ENE mencionadas.

A análise do padrão e anomalias da rede de drenagem revelou, em geral, que a configuração dos canais de drenagem segue um padrão geométrico, o que sugere influência significativa de fatores de controle estrutural, especialmente devido à predominância de canais retilíneos e padrões de drenagem subdendríticos e retangulares. Além disso, foram detectadas feições anômalas, como inflexões de canais, estreitamento e alargamento de vale, meandros isolados, dentre outros. Também, foi identificada uma clara feição de captura de drenagem, entendida como resultante da interação de fatores de controle estrutural e processos de erosão regressiva.

A análise de assimetria de drenagem revelou uma notável assimetria em algumas sub-bacias da bacia do Rio Prata, o que sugere basculamentos tectônicos. As direções dos basculamentos indicam a predominância da influência de estruturas de direção NE e NW na assimetria da bacia. No entanto, as assimetrias também podem estar relacionadas a fatores atectônicos, como erosão diferencial, pois estas sub-bacias apresentam variação nas características litológica e topográfica. As sub-bacias que apresentaram baixa assimetria são homogêneas em termos de composição litológica, o que fortalece a ideia de influência tectônica. Não obstante, para validar a hipótese de basculamento tectônico, são necessárias investigações adicionais, incluindo análises de campo para identificar evidências de falhas geológicas (rejeito de falhas) e perturbações na coluna estratigráfica.

O reconhecimento de *knickpoints* de *slope break* na maioria dos perfis longitudinais de drenagens analisados fortalecem a suposição de influência de estruturas de origem tectônica na assimetria das sub-bacias e no padrão geometrizado da rede de drenagem. Os *knickpoints* de *slope break* identificados no canal principal e tributários na sub-bacia 11, que é uma área homogênea em relação à litologia e ao clima, sugere que o trecho do canal a jusante do *knickpoint*, que apresenta incisão fluvial mais pronunciada do que o trecho a montante do *knickpoint*, está se ajustando a uma mudança no nível de base, possivelmente causado por soerguimento tectônico. Admite-se que estes *knickpoints* estão migrando a montante a taxas constantes, por estarem em posições altimétricas semelhantes. No entanto, de modo geral, os *knickpoints* de *slope break* estão localizados em altitudes diferentes, sugerindo uma formação distinta para esses *knickpoints*.

Os maiores valores e uma maior quantidade de *knickpoints* de *vertical step* foram observados em áreas topográficas intermediárias. Embora esses *knickpoints* não tenham significado tectônico direto, uma vez que foram reconhecidos próximos aos *knickpoints* de *slope break*, eles podem ser resultantes destes últimos. Isso ocorre devido a um aumento do *stream power*, o qual poderia gerar *knickpoints* de *vertical step* em regiões de transição litológica, a exemplo dos *knickpoints* de *vertical step* das sub-bacias 3 e 4.

A análise do índice de inclinação do canal normalizado (k_{sn}) da rede de drenagem da área de estudo revelou variação dos níveis de incisão fluvial, sugerindo que a porção de relevo análogo à área de transição dos compartimentos PCBP e DC está se ajustando a um evento de rejuvenescimento topográfico mais recente do que outras porções do relevo. As áreas que apresentaram valores baixos de k_{sn} normalizado, como nas regiões de cimeira do compartimento PCBP e nas áreas mais rebaixadas do compartimento DC, sugerem que essas áreas estão mais próximas de um estado estacionário ou de quase equilíbrio.

Inferimos que as áreas topograficamente mais elevadas da área de estudo, ocupando níveis altimétricos intermontanos dentro da unidade geomorfológica Chapadão do Rio Verde – Alto Garças, foram resultado de ciclos de aplainamento ocorridos provavelmente entre o Plioceno e o Pleistoceno, correspondente à Superfície Velhas. Por outro lado, as áreas rebaixadas da área de estudo teriam passado por processos de circundesnudação, precedido por eventos tectônicos distensivos durante o Cretáceo Superior. Ademais, a região teria sido afetada por fenômenos tectônicos tardios de *horst* e *graben* em diferentes períodos entre o fim do Neógeno até o final do Quaternário, evidenciando soerguimento diferencial de porções da Bacia Sedimentar do Paraná.

Sugerimos influência de estruturas de origem tectônica no rejuvenescimento topográfico da área de estudo. As forças compressivas resultantes da interação da deriva da Placa Sul-Americana com as placas do Caribe, de Nazca e de Scotia, especialmente a interação das placas Sul-Americana e de Nazca, seriam os principais mecanismos nesse processo. Isso inclui a terceira fase orogenética da Cordilheira dos Andes, conhecida como fase Quéchuá, que marca o início da Neotectônica nas bacias Paleogênicas brasileiras. Esses mecanismos podem ter provocado a epirogênese,

desencadeando fenômenos tectônicos e/ou reativação tectônica de descontinuidades ou anisotropias pré-existentes na região da área de estudo.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. Regiões de circundesnudação pós-cretáceas no planalto brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 1, p. 3-21, 1949.
- AB'SÁBER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**. n.18, IG-USP, S. Paulo, 1969.
- AB'SABER, A. N. O Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 50, n. especial 2, p. 9-57, 1988.
- ALVARENGA, C. J. S.; BOGGIANI, P. C.; BABINSKI, M.; DARDENNE, M. A.; FIGUEIREDO, M. F.; SANTOS, R. V.; DANTAS, E. L. The Amazonian Palaeocontinent. In: C. GAUCHER, A. N.; SIAL, G. P.; HALVERSON, H. E.; FRIMMEL. eds. **Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana**. Elsevier. p. 15-28, 2009.
- ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. Detecting neotectonics in the lowlands of Amazonia through the analysis of river long profiles. **Journal of South American Earth Sciences**, 100, 102553, 2020.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102553>.
- ALVES, F. C., STOKES, M., BOULTON, S. J., ROSSETTI, D. F., VALERIANO, M. M. Post-rift geomorphological evolution of a passive continental margin (Paraíba region, northeastern Brazil): Insights from river profile and drainage divide analysis. **Geomorphology**, v. 414, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108384>.
- ASSINE, M. L. Pantanal Mato-Grossense: uma paisagem de exceção. In: MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; BARTORELLI, A.; MANTESSO-NETO, V.; CARNEIRO, C. D. R.; LISBOA, M. B. A. L. (ed.). **A Obra de Aziz Nacib Ab'Saber**. São Paulo, Beca-BALL Edições, 2010. p. 464-489.
- ASSINE, M. L. Pantanal Mato-Grossense: uma dádiva geológica. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (Ed.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 623-628.
- BIERMAN, P. R., MONTGOMERY, D. R. **Key Concepts in Geomorphology**. San Francisco, CA: WH Freeman, 2013. 494 p.
- BLOOM, A. L. **Geomorphology – A systematic analysis of late Cenozoic landforms**. Pearson. 2nd edition, 1991.
- BOTELHO, R. G. M.; PELECH, A. S. Do mapeamento geomorfológico do IBGE a um Sistema Brasileiro de Classificação do Relevo. **Revista Brasileira de Geografia**, vol. 64, n. 1, p. 183-201, 2019. https://doi.org/10.21579/issn.2526-0375_2019_n1_183-201.
- BOULTON, S. J., STOKES, M., MATHER, A. E. Transient fluvial incision as an indicator of active faulting and Plio-Quaternary uplift of the Moroccan High Atlas. **Tectonophysics**, vol. 633, p. 16-33, 2014.

BURBANK, D. e ANDERSON, R. **Tectonic geomorphology**. 2nd ed. Blackwell Science, 2012. 454 p.

CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; ZALÁN, P. V.; TEIXEIRA, J. B. G. Estágios evolutivos do Brasil no Fanerozoico. (2012). In: Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (Eds.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 131-136.

CASSETI, V. 2005. **Geomorfologia**. Livro digital. Disponível em: https://docs.ufpr.br/~santos/Geomorfologia_Geologia/Geomorfologia_ValterCasseti.pdf. Acesso em: 23 de junho. 2022.

CHIANG, L. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicações ao Estado do Rio de Janeiro**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984. 183 p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2ª Ed. Edgard Blucher Ltda e EDUSP, 1980. 188 p.

Copernicus Space Component Data Access PANDA Catalogue. Available online: <https://panda.copernicus.eu/> (acessado em 24 de novembro de 2021).

CORDANI U. G.; PIMENTEL M. M.; ARAÚJO C. E. G.; FUCK R. A. The significance of Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for amalgamation of West Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, 43, 3, 583-597, 2013. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300012>.

CORRADINI F. A.; ASSINE M. L. Compartimentação geomorfológica e processos deposicionais no megaleque fluvial do rio São Lourenço, Pantanal mato-grossense. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, 20-33, 2012. <http://dx.doi.org/10.5327/Z0375-75362012000500003>.

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**, 106:571-581, 1994.

CRIPPEN, R., BUCKLEY, S., AGRAM, P., BELZ, E., GURROLA, E., HENSLEY, S., KOBRICK, M., LAVALLE, M., MARTIN, J., NEUMANN, M., NGUYEN, Q., ROSEN, P., SHIMADA, J., SIMARD, M., TUNG, W. NASADEM global elevation model: methods and progress. In: ISPRS ANNALS OF PHOTOGRAMMETRY, REMOTE SENSING AND SPATIAL INFORMATION SCIENCES. **Proceedings**. Prague, Czech Republic, 2016. p. 125–128. 22, 23.

CURTO, J. B.; VIDOTTI, R. M.; FUCK, R. A.; BLAKELY, R. J.; ALVARENGA, C. J. S.; DANTAS, E. L. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. **Journal of Geophysical Research**: v. 119 (3), 1544-1562, 2014. <https://doi.org/10.1002/2013JB010593>.

CURTO, J. B.; VIDOTTI, R. M.; BLAKELY, R. J.; FUCK, R. A. Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: Insights from joint modeling of magnetic and

gravity data. **Tectonophysics**, v. 655, 58-72, 2015.

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.011>.

DSG. **Folha Topográfica Jarudoré**. Índice SE.21-X-B-III, MI 2246. Rio de Janeiro: DSG, 1976a. Escala 1:100.000.

_____. **Folha Topográfica Pedra Preta**. Índice SE.21-X-B-VI, MI 2286. Rio de Janeiro: DSG, 1976b. Escala 1:100.000.

DILTS, T.E. **Polygon to Centerline Tool for ArcGIS**. University of Nevada Reno. 2015. Available at:

<http://www.arcgis.com/home/item.html?id=bc642731870740aabbf48134f90aa6165>

EHLEN, J. Lineation. In: Goudie A (ed) **Encyclopedia of Geomorphology**. London: Routledge, 623–624, 2004.

FACINCANI, E. M. **Morfotectônica da depressão periférica paulista, cuesta basáltica e planalto interior. Regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba-SP**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro. 2000. 222 p.

FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. **Water Resources Research**. v. 10, p. 969–973, 1974.

<https://doi.org/10.1029/WR010i005p00969>.

FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. **Earth Surface Dynamics**, v. 7, n. 1, p. 87-95, 2019. DOI: 10.5194/esurf-7-87-2019.

FOSSSEN, H. **Structural Geology**. 2nd edition. Cambridge University Press, United Kingdom. 2016.

FRANCO, M. S. M.; PINHEIRO, R. Geomorfologia. In: **Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.21-Corumbá**. Rio de Janeiro, 1982. p. 161-224.

GISGeography. Disponível online: <https://gisgeography.com/sentinel-2-bands-combinations/> (acessado em 20 de janeiro de 2022).

GODOI FILHO, J. D. **Aspectos geológicos do Pantanal Matogrossense e de sua área de influência**. Anais do 1º Simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal. EMBRAPA. Corumbá, MS, 1984.

GÓMEZ, J.; SCHOBENHAUS, C. & MONTES, N E.; compilers 2019. **Geological Map of South America 2018 Scale 1:5 000 000**. Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Colombian Geological Survey and Geological Survey of Brazil. Paris. Disponível em: <https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>. Acesso em: 26 de jul. 2022.

GOUDIE, A. S. Long Profile, River. In: Goudie A (ed) **Encyclopedia of Geomorphology**. London: Routledge, 630. 2004.

GROHMANN, C. H. As geotecnologias no auxílio da interpretação do relevo – Modelos Digitais de Elevação Globais. **13º Simpósio Nacional de Geomorfologia (SINAGEO)**, Juiz de Fora, MG, 2021.

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

HARE P. W.; GARDNER I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA M.; HACK J. T. (ed.). **Tectonic Geomorphology**. Proceedings of 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. 1985. p. 123-134.

HASUI, Y. Quadro Geral da Evolução Pré-Ordoviciano: A Conexão Brasil-África. In: Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (Eds.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012a. p. 123-130.

HASUI, Y. Compartimentação Geológica do Brasil. In: Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (Eds.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012b. p. 113-122.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Tocantins. In: Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (Eds.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012c. p. 289-325.

HASUI, Y. Neogeno-Quaternário do Brasil. In: Hasui, Y.; Salamuni, E.; Morales, N. **Geologia Estrutural Aplicada**. São Paulo: ABGE, 2019. p. 162-268.

HASUI, Y.; SALAMUNI E. Tectônica de Placas. In: Hasui, Y.; Salamuni, E.; Morales, N. **Geologia Estrutural Aplicada**. São Paulo: ABGE, 2019. p. 88-160.

HAVIV, I., ENZEL, Y., WHIPPLE, K. X., ZILBERMAN, E., MATMON, A., STONE, J., FIFIELD, K. L. Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: insights from numerical modeling. **Journal of Geophysical Research-Earth Surface** 115, F03028, 2010.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967. <https://doi.org/10.1306/5D25C26D-16C1-11D7-8645000102C1865D>.

IBGE. **Folha Topográfica Guiratinga**. Índice SE 22-V-A-I, MI 2247. IBGE, 1978a. Escala 1:100.000.

_____. **Folha Topográfica Alto Garças**. Índice SE 22-V-A-IV, MI 2287. IBGE, 1978b. Escala 1:100.000.

_____. **Mapa de Clima do Brasil na escala 1:1.5.000.000**. 2002. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/informacoes-ambientais/15817-clima.html?=&t=downloads>>. Acesso em: 11 de ago. 2021.

_____. **Mapa de Biomas do Brasil na escala 1:1.5.000.000**. 2004. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/informacoes-ambientais/15842-biomas.html?=&t=downloads>>. Acesso em: 11 de ago. 2021.

_____. **Manual técnico de geomorfologia.** Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2ª edição. Rio de Janeiro, 2009. 182 p.

_____. **Mapa de Cobertura e Uso da Terra – Mato Grosso escala 1:1.8.00.000.** 2015. Disponível em: <https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/cobertura_e_uso_da_terra/uso_250mil/mapas/unidades_da_federacao/mt_uso.pdf>. Acesso em: 13 de ago. 2021.

_____. **Províncias estruturais, compartimentos de relevo, tipos de solo e regiões fitoecológicas e outras áreas.** Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro, 2019. 179 p.

_____. Banco de Dados de Informações Ambientais (BDiA): **Geologia.** 2022a. Disponível em: <<https://bdiaweb.ibge.gov.br/#/home>>. Acesso em: 06 de mar. 2022.

_____. Banco de Dados de Informações Ambientais (BDiA): **Geomorfologia.** 2022b. Disponível em: <<https://bdiaweb.ibge.gov.br/#/home>>. Acesso em: 15 de ago. 2022.

_____. Banco de Dados de Informações Ambientais (BDiA): **Pedologia.** 2022c. Disponível em: <https://bdiaweb.ibge.gov.br/#/consulta/pedologia>. Acesso em: 15 de ago. 2022.

KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active Tectonics: Earthquakes, Uplifts, and Landscape.** Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall, 2002. 362 p.

KING, L. C. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia.** v. 18(2), p. 147–266, 1956.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54-75, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.jsq.2012.07.009>.

MAMEDE, L.; ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M.; NASCIMENTO, M. A. L. S. Geomorfologia. In: **Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.22 - Goiânia.** Rio de Janeiro, 1983. p. 349-412.

MARQUES, K. P. P.; SANTOS, M.; PEIFER, D.; SILVA, C. L.; TORRADO, P. V. Transient and relict landforms in a lithologically heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). **Geomorphology**, v. 391, 107892, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107892>.

MATHIAS, D. T.; JESUZ C. R. Os elementos do relevo Mato-Grossense: um caminhar pela geomorfologia e paisagem do estado. In: KUHN, C. E. S., SOUZA, S. K. J., HIROOKA, S. S., SALA, M. L. B. P. R., BRUM, D. S., REIS, F. A. G. V. **História natural de Mato Grosso.** Belo Horizonte: FEBRAGEO, 2022. p. 119-132.

MIGÓN, P. Sandstone geomorphology – Recent advances. **Geomorphology**, 373, 107484. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107484>

MILANI E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana Sul-Occidental.** Tese (Doutorado). IG-UFRGS. 2 v. Porto Alegre. 1997.

MORALES N. **Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região sudeste do Brasil.** Tese (Livre docência) – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2005. 206 p.

NASCIMENTO, M. A. S. R. **Evolução geomorfológica e tectônica da porção norte da Bacia do Amazonas: Região do Rio Apuaú (AM).** Rio Claro, 2016. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista, 2016. 183 p.

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

OLIVEIRA, M. E. C. B.; GARCIA, M. J.; CARAMÊS, A. G.; DINO, R.; ANTONIOLI, L.; SAAD, A. R. Evolução paleoclimática paleógena no Brasil: dados paleobotânicos e palinológicos. In: CARVALHO, I. S.; GARCIA, M. J.; LANA, C. C.; STRONHSCHOEN Jr, O. **Paleontologia: cenários de vida - paleoclimas.** Vol. 5. Rio de Janeiro, Interciência, 2014. p. 211-223.

PEIFER, D., CREMON, E. H., ALVES, F. C. Ferramentas modernas para extração de métricas de gradientes a partir de MDEs: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, vol. 21, nº 1, p. 117-138, 2020.
<https://doi.org/10.20502/rbq.v21i1.1732>

PEIFER, D., PERSANO, C., HURST, M.D., BISHOP, P., FABEL, D. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. **Earth Surf. Dyn.** 9, 167–181, 2021. <https://doi.org/10.5194/esurf-9-167-2021>.

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C. D. R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F. F. M. Evolução das sinéclises Paleozoicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: Hasui, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (Eds.). **Geologia do Brasil.** São Paulo: Beca, 2012. p. 374-394.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AZOR, A.; AZAÑÓN, M.; KELLER, E. A. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. **Geomorphology**. v. 119, p. 74-87, 2010.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.020>.

PERRON, J.T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 6, 2013. p. 570-576. DOI: 10.1002/esp.3302.

PINHEIRO, M. R. **Estudo Morfotectônico da Região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba/SP.** Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. São Paulo. 2014. 343 p.

PINTO, M. L.; VIDOTTI, R. M. Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. **Journal of South American Earth Science**, v. 90, 216-232, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.006>.

PUPIM F. N. **Geomorfologia e paleo-hidrologia dos megaleques dos rios Cuiabá e São Lourenço, Quaternário da Bacia do Pantanal**. MS Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro - SP, 2014. 109 p.

RICCI, M.; PETRI, S. **Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica**. São Paulo, Editora Nacional. 1965.

ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M. Geomorfologia. In: **Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.21-Cuiabá**. Rio de Janeiro, 1982. p. 161-224.

ROSS, J. L. S. Relevo Brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia**, 4, 25-39. 2011.
<https://doi.org/10.7154/RDG.1985.0004.0004>.

SALA, M. River capture. In: Goudie A (ed) **Encyclopedia of Geomorphology**. London: Routledge, 860–861. 2004.

SANTOS, M. V. **Relatório Técnico Consolidado da Geologia do Estado de Mato Grosso - 1:1.500.000 - Parte 2: Sistematização das informações Temáticas – Nível Compilatório**. Projeto de desenvolvimento agroambiental do Estado de Mato Grosso (PRODEAGRO). Zoneamento Sócio-Econômico-Ecológico: Diagnóstico Sócio-Econômico-Ecológico do Estado de Mato Grosso e Assistência Técnica na Formulação da 2ª Aproximação. Cuiabá, 2000a. 323 p.

SANTOS, M. V. **Relatório Técnico Consolidado da Geomorfologia do Estado de Mato Grosso – 1:1.500.000**. Projeto de desenvolvimento agroambiental do Estado de Mato Grosso (PRODEAGRO). Zoneamento Sócio-Econômico-Ecológico: Diagnóstico Sócio-Econômico-Ecológico do Estado de Mato Grosso e Assistência Técnica na Formulação da 2ª Aproximação. Cuiabá, 2000b. 198 p.

SANTOS, M. V. **Aspectos geomorfológicos das folhas Guiratinga – MIR-406 (SE.22-V-A) e Iporá – MIR-4007 (SE.22-V-B)** - memória técnica. Parte 2: Sistematização das informações Temáticas – Nível Compilatório. Projeto de desenvolvimento agroambiental do Estado de Mato Grosso (PRODEAGRO). Zoneamento Sócio-Econômico-Ecológico: Diagnóstico Sócio-Econômico-Ecológico do Estado de Mato Grosso e Assistência Técnica na Formulação da 2ª Aproximação. Cuiabá, 2000c. 187 p.

SANTOS, M. V. **Aspectos geomorfológicos da folha Rondonópolis – MIR-405 (SE.21-X-B)** - memória técnica. Parte 2: Sistematização das informações Temáticas – Nível Compilatório. Projeto de desenvolvimento agroambiental do Estado de Mato Grosso (PRODEAGRO). Zoneamento Sócio-Econômico-Ecológico: Diagnóstico Sócio-Econômico-Ecológico do Estado de Mato Grosso e Assistência Técnica na Formulação da 2ª Aproximação. Cuiabá, 2000d. 229 p.

SANTOS, M. V. **Memória técnica de climatologia**. Parte 2: Sistematização das informações Temáticas – Nível Compilatório. Projeto de desenvolvimento agroambiental do Estado de Mato Grosso (PRODEAGRO). Zoneamento Sócio-Econômico-Ecológico: Diagnóstico Sócio-Econômico-Ecológico do Estado de Mato

Grosso e Assistência Técnica na Formulação da 2ª Aproximação. Cuiabá, 2000e. 61 p.

SANTOS, J. M.; SALAMUNI, E.; SILVA, C. L.; SANCHES, E.; GIMENEZ, V. B.; NASCIMENTO, E. R. Morphotectonics in the Central-East Region of South Brazil: Implications for Catchments of the Lava-Tudo and Pelotas Rivers, State of Santa Catarina. **Geomorphology**, v. 328, p. 138-156, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.12.016>.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Short communication: TopoToolbox 2 – MATLABbased software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, v. 2, p. 1–7, 2014. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Bumps in river profiles: uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, p. 8 21–839, 2017. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-821-2017>.

SEPLAN-MT. **Atlas de Mato Grosso: abordagem socioeconômico-ecológica**. Cuiabá, MT, 2011. 100 p. Disponível em: seplag.mt.gov.br/index.php?pg=ver&id=5607&c=117&sub=true. Acesso em 30 mar, 2022.

SEPLAN-MT/CNEC. **Unidades Climáticas do Estado de Mato Grosso**. Escala 1:1.500.000. 2001a. Disponível em: <http://geoportal.seplan.mt.gov.br/metadados/srv/por/catalog.search#/metadatos/e8207fbd-a235-4efc-b9a1-fb5ce41f42b8>. Acesso em 06 de mar. 2022.

_____. **Aspectos Geomorfológicos da Folha Rondonópolis – MIR 405/SE-21-X-B**. Escala 1:250.000. 2001b. Disponível em: <http://geoportal.seplan.mt.gov.br/metadados/srv/por/catalog.search#/metadatos/dbae0db1-16a1-4ac2-9e1d-b1f077a5de7e>. Acesso em 06 de mar. 2022.

_____. **Aspectos Geomorfológicos da Folha Guiratinga/Iporã – MIR 405/407/SE-22-V-A/SE-22-V-B**. Escala 1:250.000. 2001c. Disponível em: <http://geoportal.seplan.mt.gov.br/metadados/srv/por/catalog.search#/metadatos/6f4cf3c2-6eb4-45e8-a5cf-ef0c73189bed>. Acesso em 06 de mar. 2022.

_____. **Mapa de vegetação do Estado de Mato Grosso**. Escala 1:1.500.000. 2002. Disponível em: <http://geoportal.seplan.mt.gov.br/metadados/srv/por/catalog.search#/metadatos/dbd849e7-760d-4685-89f1-29f07f2ee388>. Acesso em 06 de mar. 2022.

SETZER, J. Água subterrânea no cristalino paulista. **Revista Brasileira de Geografia**, n.3, p. 187-204, 1966.

SOARES, P. C., FIORI A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, v. 16, n. 32, p. 71-104, 1976.

SOUZA, I. A. **Falhas de transferência da porção norte da bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos: sua influência na evolução e**

deformação da bacia. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro. 2008. 202 p.

SOUZA, T. A., ANDRADE, R. V., LUPINACCI, C. M. Análise Geomorfológica da Transição Cuestas-Depressão Periférica: A Alta Bacia do Rio Passa Cinco (SP) como estudo de caso. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, nº 02, 2020. p. 465-486. <https://doi.org/10.26848/rbqf.v13.2.p465-486>

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Trans. Am. Geophys. Union**, 38, 1957. 913–920. <https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. Longman Group. Ltd., 537 p. 1991.

USSAMI N.; SHIRAIWA S.; DOMINGUEZ J. M. L. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. **Tectonics**, v. 18, n.1, p. 25-39, 1999. <https://doi.org/10.1029/1998TC900004>.

WANG, Y., ZHANG, H., ZHENG, D., YU, J., PANG, J., MA, Y. Coupling slope-area analysis, integral approach and statistic testes to steady-state bedrock river profile analysis. **Earth Surface Dynamics**, vol. 5, p. 145-160, 2017. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-145-2017>, 2017.

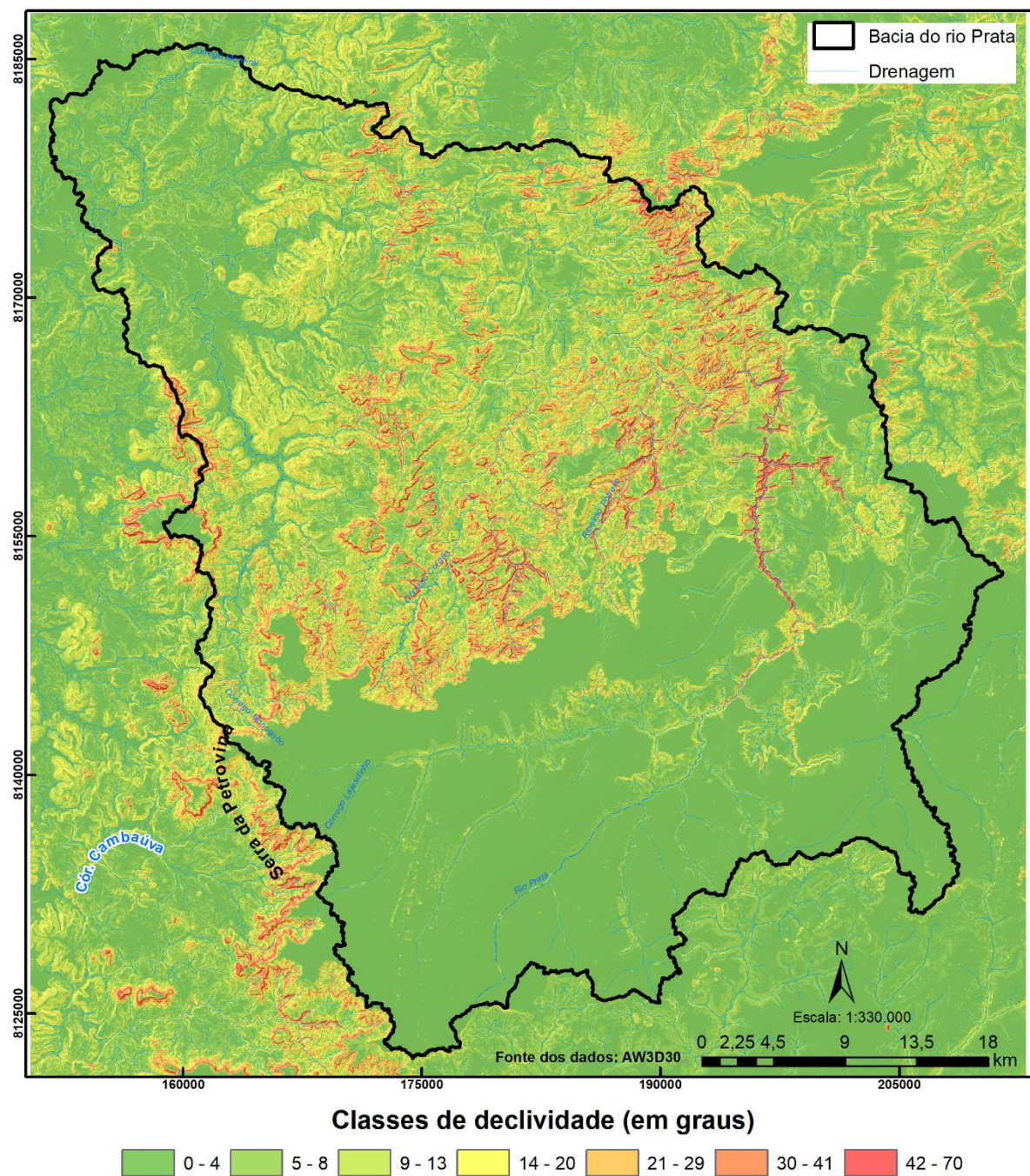
WHIPPLE, K. X.; DiBIASE, R.; CROSBY, B. Bedrock rivers. In: SHRODER, J. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**, San Diego, CA: Academic Press, v. 9, 2013. p. 550–573. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2>.

WOBUS, C.; WHIPPLE, K. X.; KIRBY, E.; SNYDER, N.; JOHNSON, J.; SPYROPOLOU, K.; CROSBY, B.; SHEEHAN, D. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: WILLETT, S. D.; HOVIUS, N.; BRANDON, M. T.; FISHER, D. M. (Ed.). **Tectonics, Climate, and Landscape Evolution**, Geological Society of America Special Paper, v. 398, 2006. p. 55-74. [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(04)).

ZALAN, P. V., Evolução fanerozoica das bacias sedimentares brasileiras, in: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, 1ª ed., São Paulo, 2004. p.595-612.

APÊNDICE A

Figura A.1 – Carta clinográfica da bacia do Rio Prata e áreas adjacentes.



Fonte: elaborado pelo autor

APÊNDICE B

Quadro B.1 – Análise dos padrões, anomalias e propriedades de drenagem.

Setores	Unid. Drenagem	Padrão	Densidade de drenagem (km/km ²)	Angularidade	Tropia	Assimetria	Feições Anômalas
SETOR 1	1	Subdendrítico a angular	0,5	Média (aumento crescente da média dos ângulos de confluência de 1ª (60°) ordem à 2ª (70°) e 3ª (101°) ordens)	Multidirecional (NE-SW, NNW-SSE, NW-SE, NNE-SSW e ENE-WSW)	Forte	- Enclaves circulares - Retilinearidade
	2	Subdendrítico	0,4	Média (aumento crescente da média dos ângulos de confluência de 1ª (66°) ordem à 2ª (83°) e 3ª (90°) ordens)	Multidirecional (NE-SW, NNE-SSW, NNW-SSE, N-S e NW-SE)	Forte	- Enclaves circulares - Retilinearidade
	3	Subdendrítico	0,6	Média para as confluências de canais de 1ª (61°) e 2ª (78°) ordens; Alta para as confluências de canais de 3ª (161°) ordem	Tridirecional (NW-SE, NE-SW e ENE-WSW)	Não há	- Desvio abrupto (captura de drenagem) - Retilinearidade - Enclaves circulares
	4	Subdendrítico a retangular	0,7	Média (aumento crescente da média dos ângulos de confluência de 1ª (76°) ordem à 2ª (83°) e 3ª (94°) ordens)	Multidirecional (NE-SW, NNE-SSW, ENE-WSW, NW-SE e NNW-SSE)	Não há	- Enclaves circulares - Retilinearidade - Estreitamento e alargamento de vale - Desvio abrupto
	5	Subdendrítico a retangular	1,3	Média (a média dos ângulos de confluência dos canais de 2ª (71°) ordem foi menor que a da 1ª (98°), 3ª (93°) e 4ª (98°) ordens)	Multidirecional (NE-SW, NW-SE, NNW-SSW, N-S e ENE-WSW)	Fraca	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas - Estreitamento e alargamento de vale
	6	Subdendrítico	1	Média (aumento crescente da média dos ângulos de confluência de 1ª (73°) ordem à 2ª (87°) ordem)	Multidirecional (NE-SW, NW-SE, WNW-ESE e ENE-WSW)	Não há	- Enclaves circulares - Retilinearidade - Estreitamento e alargamento de vale - Desvio abrupto
	16	Subdendrítico a retangular	0,8	Média (as ordens 3ª (94°) e 4ª (99°) apresentaram médias de ângulos de confluência maiores do que as de 1ª (75°) e 2ª (72°) ordens)	Multidirecional (NE-SW, NNE-SSW, ENE-WSW, NNW-SSE e NW-SE)	Forte	- Enclaves circulares - Retilinearidade - Estreitamento e alargamento de vale - Desvio abrupto
setor 2	7	Subdendrítico a retangular	1,3	Média (a média do ângulo de confluência dos canais de 1ª (103°) ordem foi maior do que as dos canais de 2ª (67°) e 3ª (84°) ordens)	Multidirecional (ENE-WSW, N-S, NNW-SSE e NNE-SSW)	Forte	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas
	8	Subdendrítico a paralelo	1,4	Média para a confluência dos canais de 1ª (74°), 2ª (90°) e 3ª (70°) ordens; Baixo para a confluência dos canais de 4ª (52°) ordem	Multidirecional (ENE-WSW, NW-SE, NE-SW, NNW-SSE e WNW-ESE)	Forte	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas

Setores	Unid. Drenagem	Padrão	Densidade de drenagem (km/km2)	Angularidade	Tropia	Assimetria	Feições Anômalas
setor 2	9	Subdendrítico a retangular	1	Média (a média dos ângulos de confluência dos canais de 2ª (94°) ordem foi maior do que as dos canais de 1ª (69), 3ª (84°) ordens)	Multidirecional (ENE-WSW, NNE-SSW, NE-SW NNW-SSE e NW-SE)	Forte	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas - Enclaves circulares
	15	Subdendrítico	0,9	Média (a média dos ângulos de confluência dos canais de 2ª (79°) ordem foi maior do que as dos canais de 1ª (64°), 3ª (77°) ordens)	Multidirecional (NE-SW, NW-SE, NNW-SSE, WNW-ESE, N-S, ENE-WSW e NNE-SSW)	Fraca	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas - Enclaves circulares
	17	Subdendrítico a retangular	1,3	Média (as médias dos ângulos de confluência dos canais de 1ª (108°) e 4ª (113°) foram maiores do que as dos canais de 2ª (75°) e 3ª (87°) ordens)	Multidirecional (E-W, NW-SE, ENE-WSW, N-S, NNE-SSW e NE-SW)	Forte	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas - Estreitamento e alargamento de vale
	18	Subdendrítico a retangular	1,2	Média (as médias dos ângulos de confluência dos canais de 1ª, 2ª e 3ª ordens foram em torno de 90°)	Multidirecional (NE-SW, NW-SE, N-S, NNW-SSE, WNW-ESE, ENE-WSW, E-W e NNE-SSW)	Fraca	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas - Estreitamento e alargamento de vale
	19	Subdendrítico a Anastomático	0,8	Média (a média dos ângulos de confluência dos canais de 3ª (104°) ordem foi maior do que as dos canais de 1ª (88°), 2ª (74°) ordens)	Multidirecional (NE-SW, NW-SE, NNW-SSE, WNW-ESE, N-S, ENE-WSW e NNE-SSW)	Fraca	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas
Setor 3	10	Subdendrítico	0,8	Média (a média dos ângulos de confluência dos canais de 3ª (101°) ordem foi maior do que as dos canais de 1ª (88°), 2ª (93°) e 4ª (90°) ordens)	Multidirecional (NE-SW, NW-SE, N-S, NNW-SSE, WNW-ESE, ENE-WSW, E-W e NNE-SSW)	Forte	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas - Estreitamento e alargamento de vale - Enclaves circulares - Meandros comprimidos
	11	Subdendrítico, retangular e angular	0,9	Média (as médias dos ângulos de confluência dos canais de 3ª (88°) e 4ª (100°) ordens foram maiores do que as dos canais de 1ª (77°) e 2ª (76°) ordens)	Multidirecional (NE-SW, NW-SE, N-S, NNW-SSE, WNW-ESE, ENE-WSW, E-W e NNE-SSW)	Fraca	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas - Estreitamento e alargamento de vale - Enclaves circulares
	12	Subdendrítico	1	Média (1ª (77°), 2ª (82°), 3ª (82°) e 4ª (73°) ordens)	Multidirecional (NNE-SSE, NNW-SSE, NE-SW, N-S, E-W, ENE-WSW e NW-SE)	Forte	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas - Estreitamento e alargamento de vale
	13	Subdendrítico	1,5	Média (a média dos ângulos de confluência dos canais de 2ª (78°) ordem foi menor do que as dos canais de 1ª (103°), 3ª (110°) ordens)	Multidirecional (N-S, NE-SW, ENE-WSW, NW-SE e NNW-SSE)	Forte	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas - Enclaves circulares

Setores	Unid. Drenagem	Padrão	Densidade de drenagem (km/km ²)	Angularidade	Tropia	Assimetria	Feições Anômalas
Setor 3	14	Subdendrítico	1	Baixo para a confluência dos canais de 1ª (43°) ordem; Média para a confluência dos canais de 2ª (90°) e 3ª (67°) ordens	Multidirecional (ENE-WSW, NNW-SSE, NE-SW, NW-SE e NNW-SSW)	Não há	- Retilinearidade - Desvio brusco - Curvas anômalas - Enclaves circulares

Fonte: elaborado pelo autor

APÊNDICE C

Quadro C.1 – Valores de Fatores de Simetria Topográfica Transversal (T) obtidas para 15 sub-bacias do Rio Prata.

Sub-bacia	Equidistância dos pontos (km)	Linhas Transversais	Da - Distância linha média da bacia ao rio principal (m)	Dd - distância da linha média ao limite da bacia (m)	T = Da/Dd
1	2	1	2739	5639	0,49
		2	2920	5127	0,57
		3	2240	4431	0,51
		4	1758	4057	0,43
		5	2957	4920	0,60
		6	2535	4824	0,53
		7	3038	4583	0,66
		8	2653	4613	0,58
		9	3126	3822	0,82
		10	2967	4283	0,69
		Média			0,59
2	3	1	1252	2400	0,52
		2	300	4337	0,07
		3	52	3687	0,01
		4	682	4073	0,17
		5	2141	4991	0,43
		6	2897	5259	0,55
		7	3787	6433	0,59
		8	3925	9435	0,42
		9	3901	7773	0,50
		Média			0,36
3	1,5	1	6258	15272	0,41
		2	1372	11620	0,12
		3	6503	8604	0,76
		4	7726	9030	0,86
		5	3602	4583	0,79
		6	1262	2940	0,43
		7	138	4452	0,03
		8	1070	2080	0,51
		9	377	2026	0,19
		Média			0,45
4	1,5	1	688	2974	0,23
		2	1303	4673	0,28
		3	1443	6355	0,23
		4	1330	5883	0,23
		5	1023	5052	0,20
		6	2738	4345	0,63
		Média			0,30

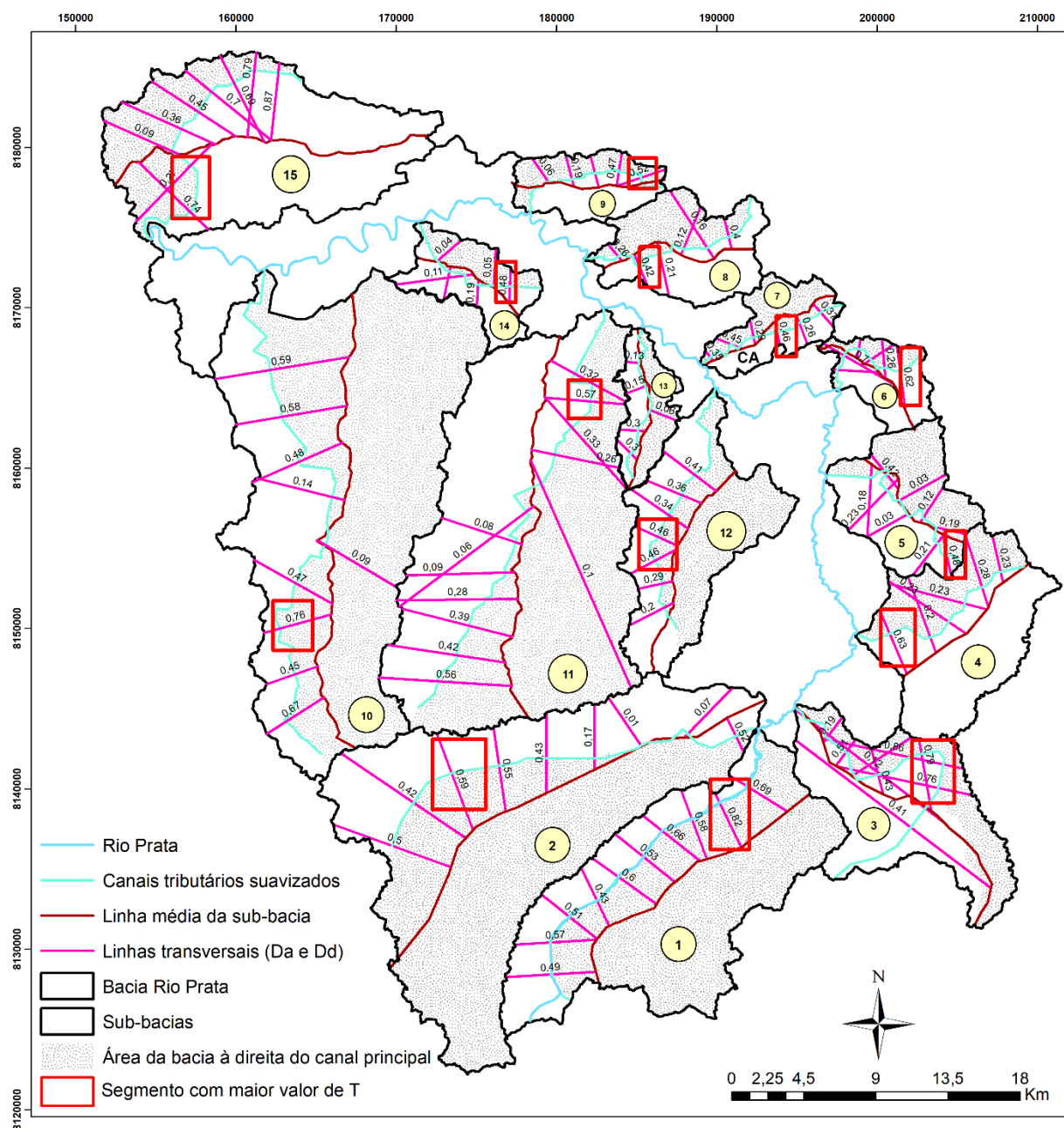
Sub-bacia	Equidistância dos pontos (km)	Linhas Transversais	Da - Distância linha média da bacia ao rio principal (m)	Dd - distância da linha média ao limite da bacia (m)	T = Da/Dd
5	1	1	1403	2927	0,48
		2	668	3153	0,21
		3	445	2375	0,19
		4	323	2711	0,12
		5	91	3006	0,03
		6	91	3430	0,03
		7	1039	4519	0,23
		8	1167	2763	0,42
		9	826	4558	0,18
		Média			0,21
6	1	1	2502	4050	0,62
		2	645	2463	0,26
		3	499	2230	0,22
		4	588	1252	0,47
		5	3546	5074	0,70
		6	2624	2966	0,88
		Média			0,53
7	1,5	1	723	1961	0,37
		2	510	1926	0,26
		3	673	1475	0,46
		4	471	1617	0,29
		5	809	1786	0,45
		6	273	788	0,35
		Média			0,36
8	1,5	1	794	1964	0,40
		2	807	5051	0,16
		3	393	32334	0,01
		4	742	3455	0,21
		5	878	2093	0,42
		6	355	1371	0,26
		Média			0,24
9	1,5	1	1661	3217	0,52
		2	973	2079	0,47
		3	867	2059	0,42
		4	420	2166	0,19
		5	110	1900	0,06
		Média			0,33

Sub-bacia	Equidistância dos pontos (km)	Linhas Transversais	Da - Distância linha média da bacia ao rio principal (m)	Dd - distância da linha média ao limite da bacia (m)	T = Da/Dd
10	2	1	2795	4196	0,67
		2	1513	3374	0,45
		3	3313	4335	0,76
		4	2610	5584	0,47
		5	518	5740	0,09
		6	819	5651	0,14
		7	2924	6133	0,48
		8	4100	7017	0,58
		9	4990	8454	0,59
		Média			0,47
11	1,5	1	4621	8280	0,56
		2	3096	7366	0,42
		3	2746	7056	0,39
		4	2109	7580	0,28
		5	576	6704	0,09
		6	394	5245	0,08
		7	591	10417	0,06
		8	1591	15547	0,10
		9	1475	5615	0,26
		10	2543	7745	0,33
		11	2851	4998	0,57
		12	1693	5351	0,32
		Média			0,29
12	1,5	1	609	3118	0,20
		2	631	2177	0,29
		3	1453	3179	0,46
		4	1343	2907	0,46
		5	1464	4356	0,34
		6	1353	3712	0,36
		7	1704	4176	0,41
		Média			0,36
13	1,5	1	545	1797	0,30
		2	488	1640	0,30
		3	125	1947	0,06
		4	244	1589	0,15
		5	120	934	0,13
		Média			0,19

Sub-bacia	Equidistância dos pontos (km)	Linhas Transversais	Da - Distância linha média da bacia ao rio principal (m)	Dd - distância da linha média ao limite da bacia (m)	T = Da/Dd
14	1	1	1086	2270	0,48
		2	118	2457	0,05
		3	340	1749	0,19
		4	538	4903	0,11
		5	316	2102	0,15
		6	80	2022	0,04
		Média			0,17
15	1,5	1	4235	4856	0,87
		2	4222	5333	0,79
		3	4146	6006	0,69
		4	4799	6903	0,70
		5	2822	6267	0,45
		6	2321	6401	0,36
		7	467	5059	0,09
		8	1812	6681	0,27
		9	4428	6016	0,74
		Média			0,55

Fonte: elaborado pelo autor

Figura C.1 – Mapa ilustrando o esquema dos parâmetros usados para o cálculo do Fator de Simetria Topográfica Transversal (T). Os números nos círculos amarelos se referem as sub-bacias do Rio Prata.

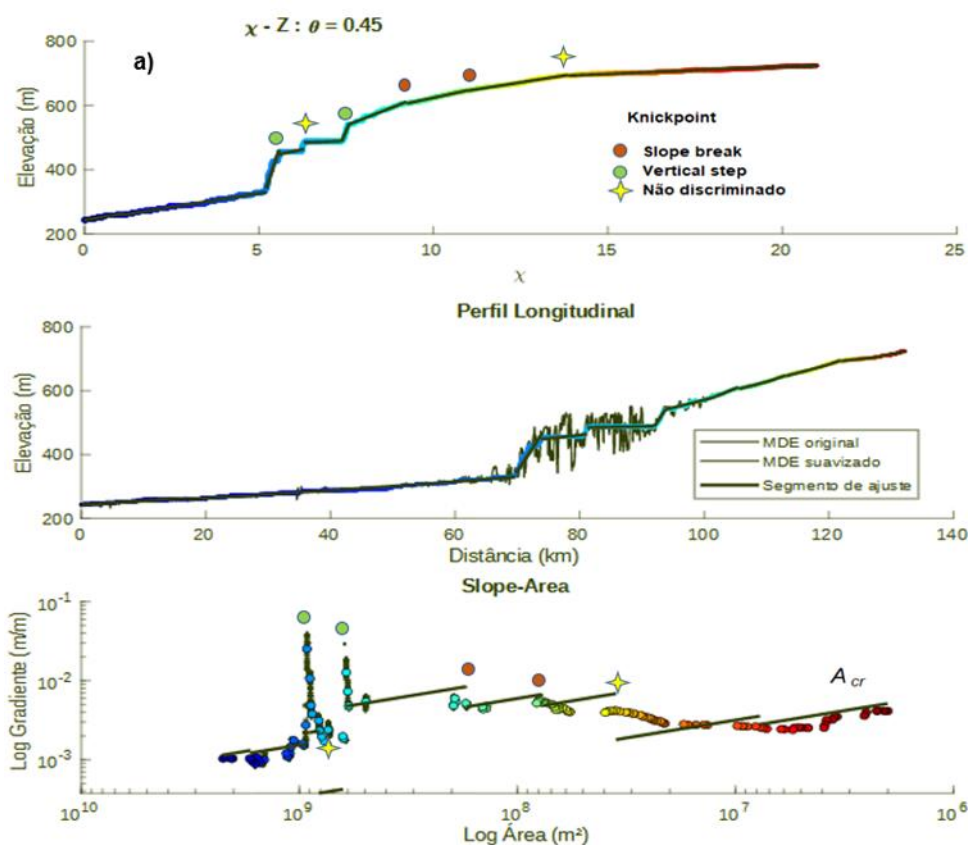


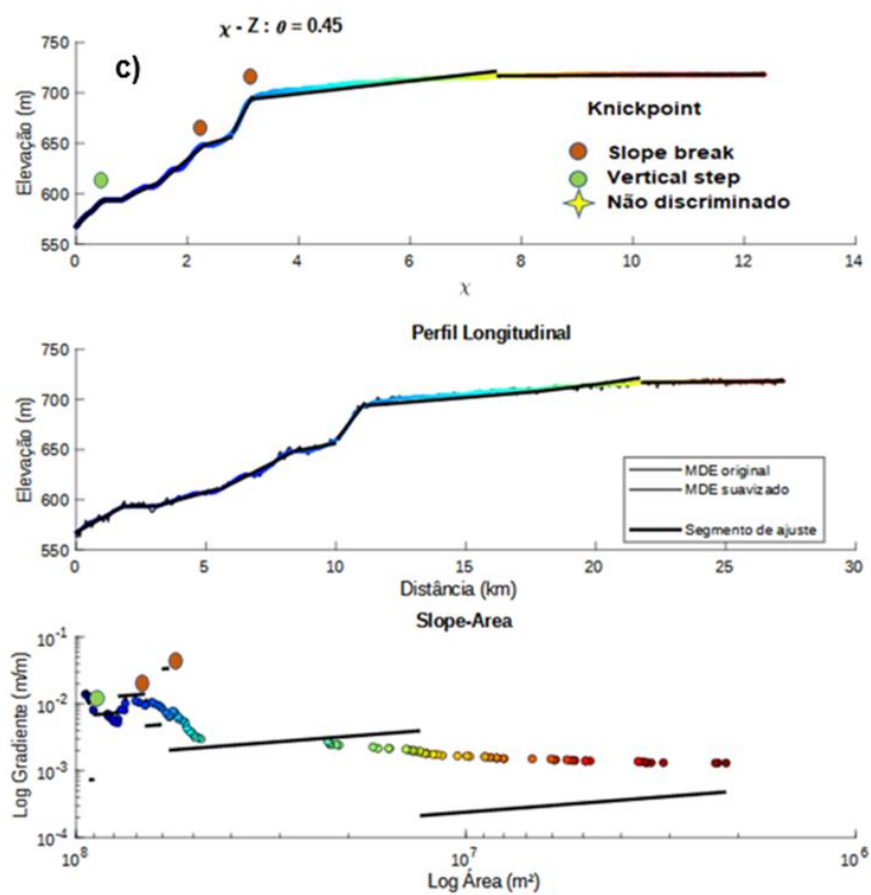
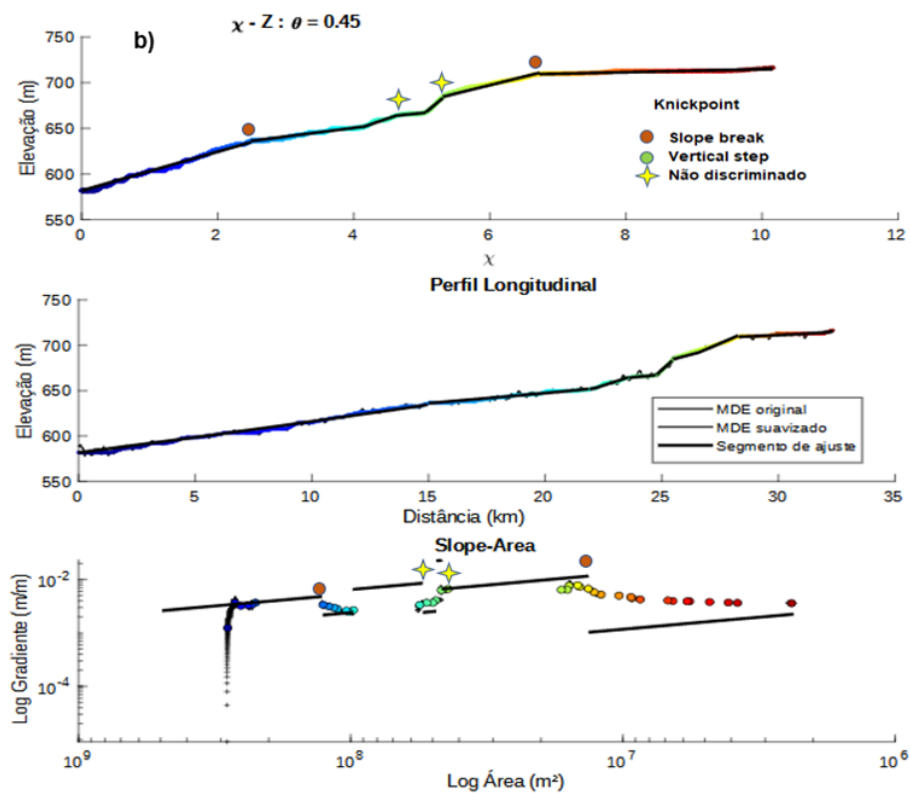
Fonte: elaborado pelo autor

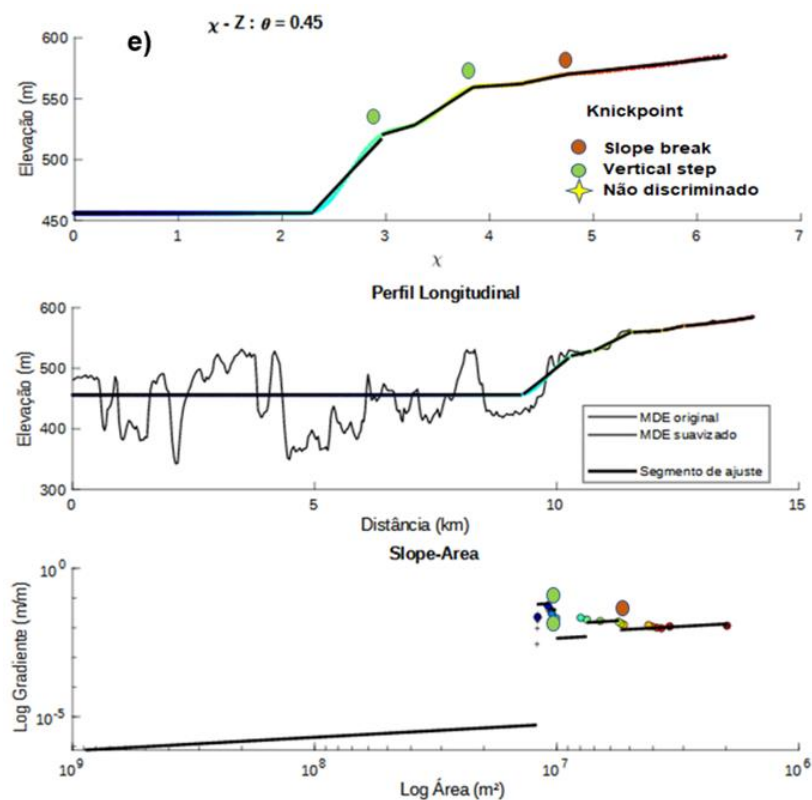
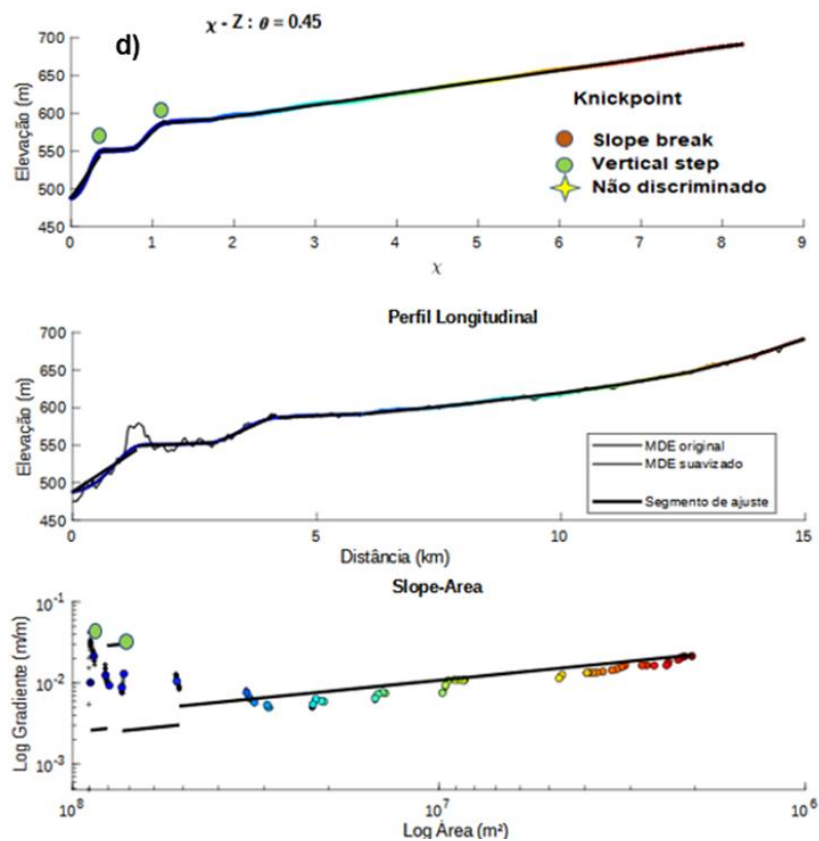
APÊNDICE D

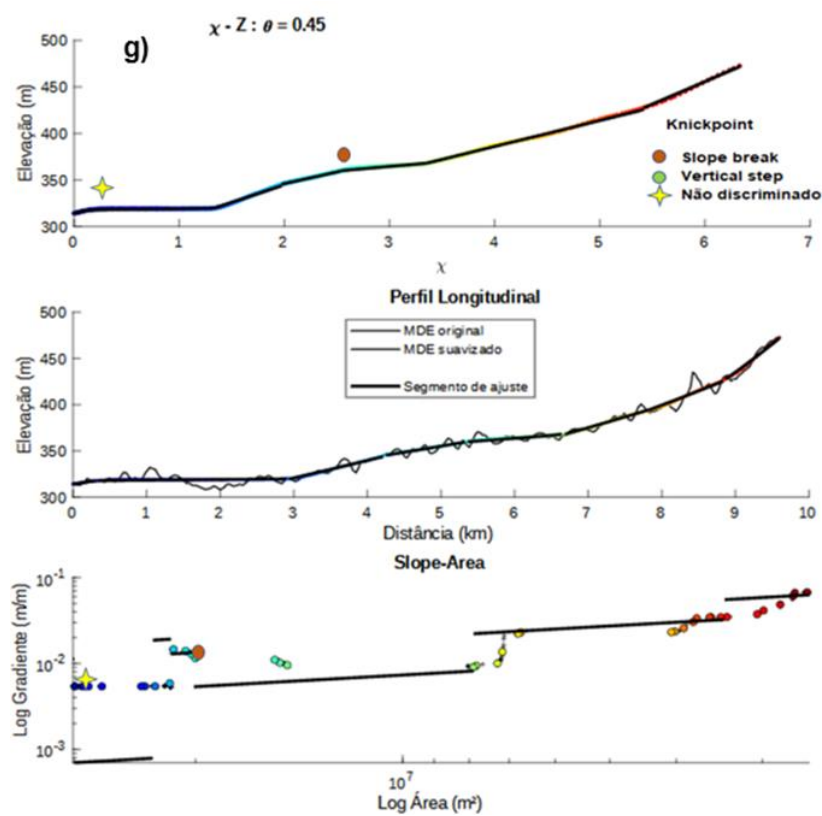
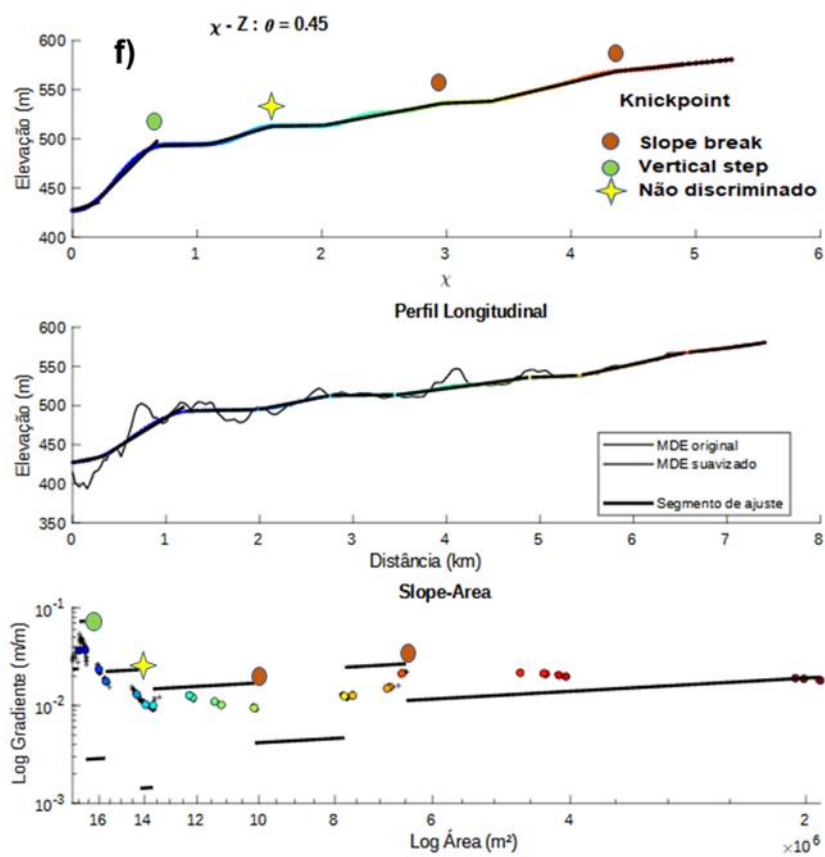
Segmentos selecionados visualmente no gráfico de elevação- χ para 23 drenagens da bacia do Rio Prata. O aplicativo TAK gera segmentos automaticamente para os gráficos de perfil longitudinal e *log-log slope-area* a partir segmentos selecionados no gráfico de elevação- χ . Os *knickpoints* foram identificados nas divisas convexas dos segmentos selecionados e a classificação dos *knickpoints* foi inferida visualmente através dos gráficos *log-log slope-area*.

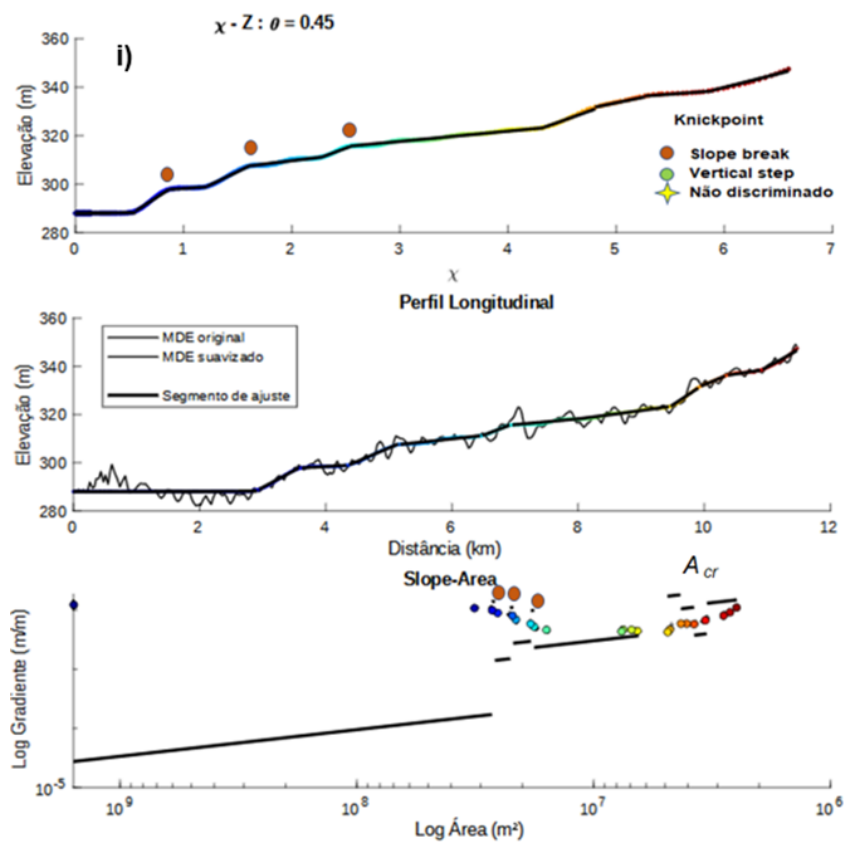
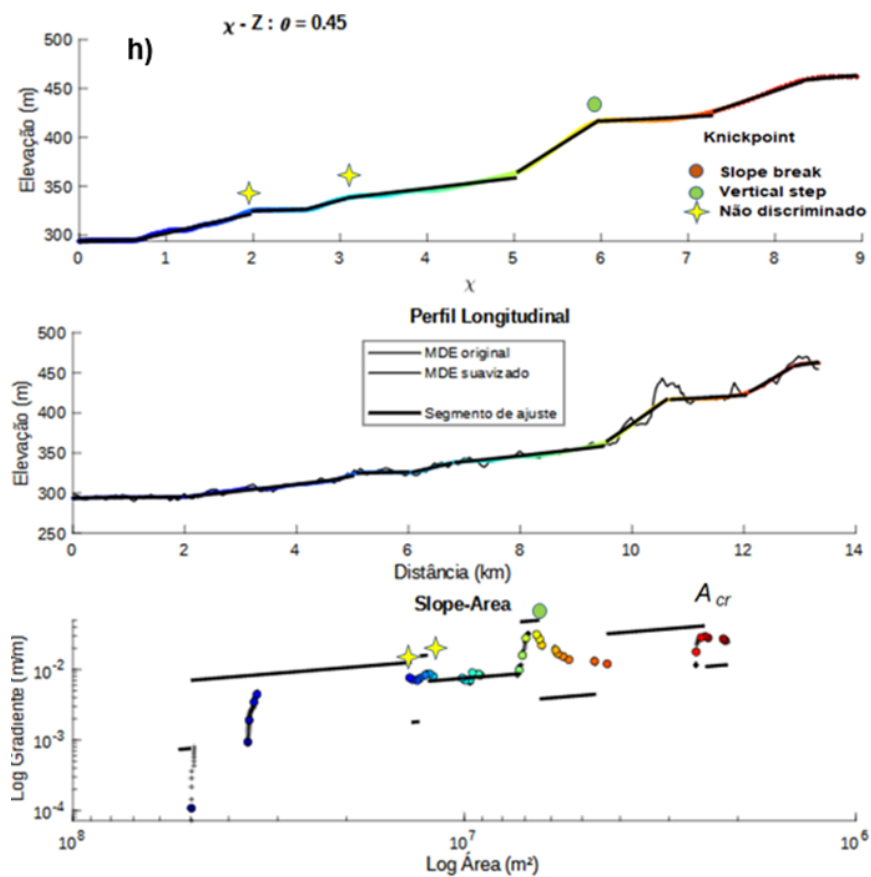
Figura D.1 – a) Rio Prata (tronco). Canais principais das sub-bacias: b) 1; c) 3; d) 4 e) 5; f) 6; g) 7; h) 8; i) 9; j) 14; k) 13; l) 10; m) 10(c); n) 10(d); o) 11 e; p) 11(e); q) 11(f); r) 11(g); s) 12 e; t) 12(h); u) 15; v) 15(b); e; x) 15(a). Acr é a área de limiar crítico (área de drenagens dominados por processos de fluxo de detritos).

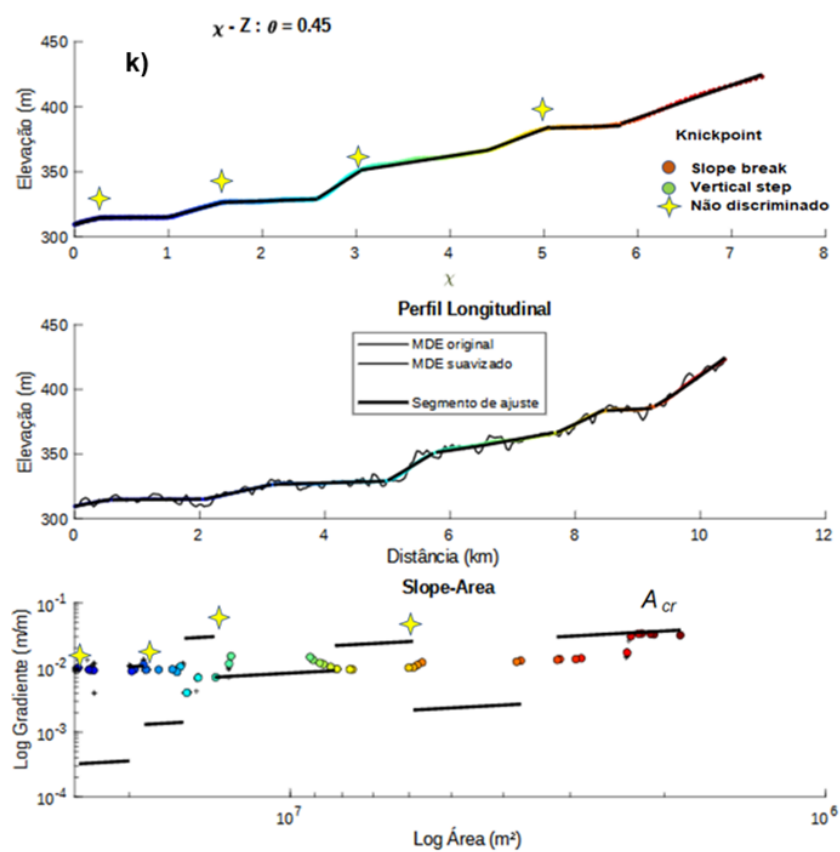
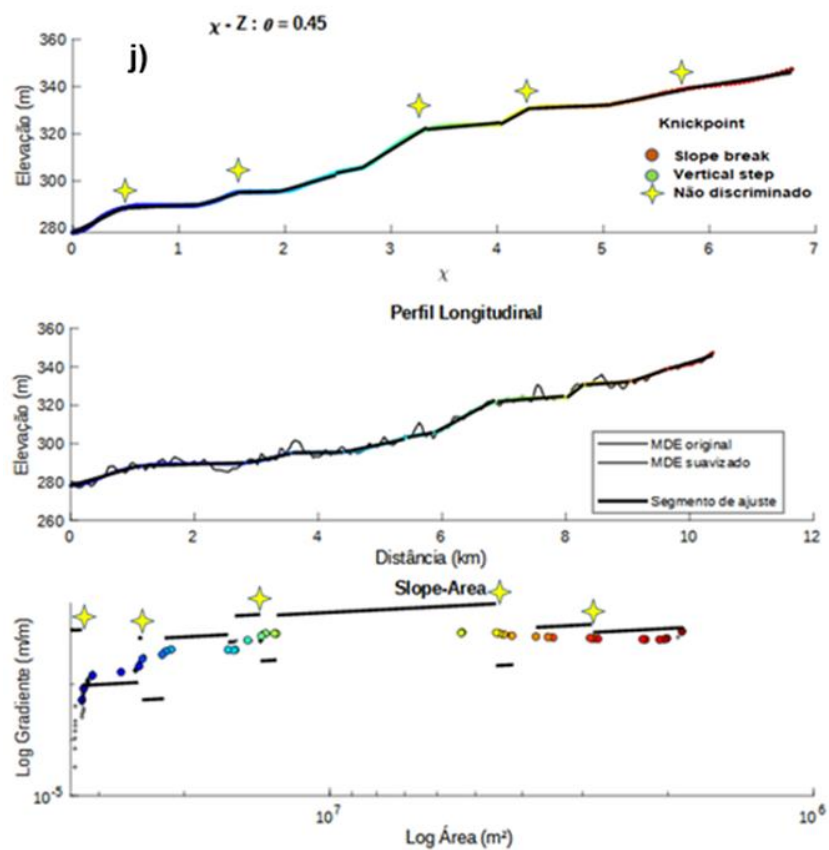


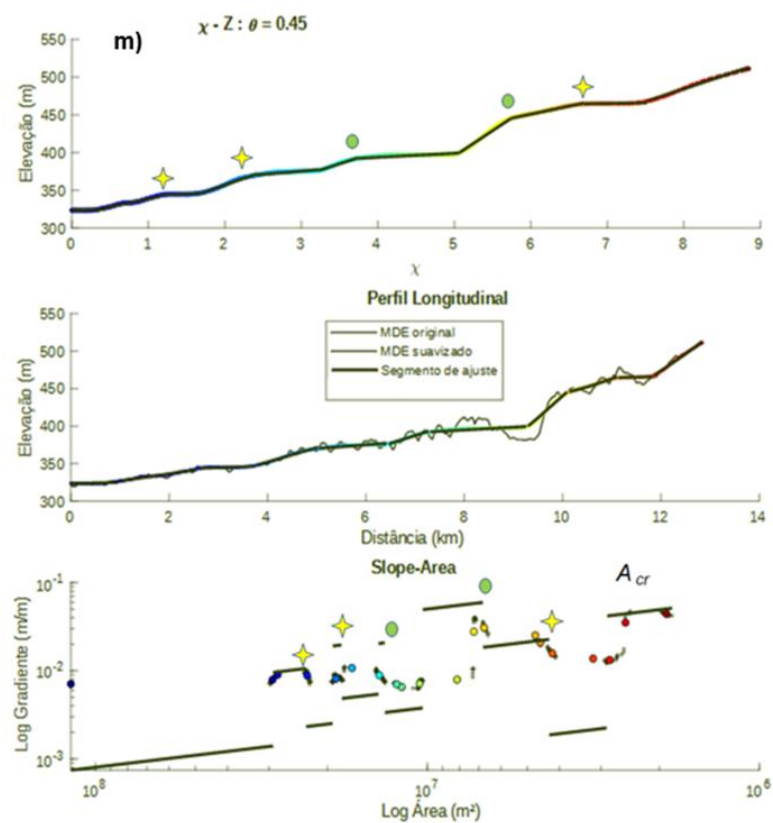
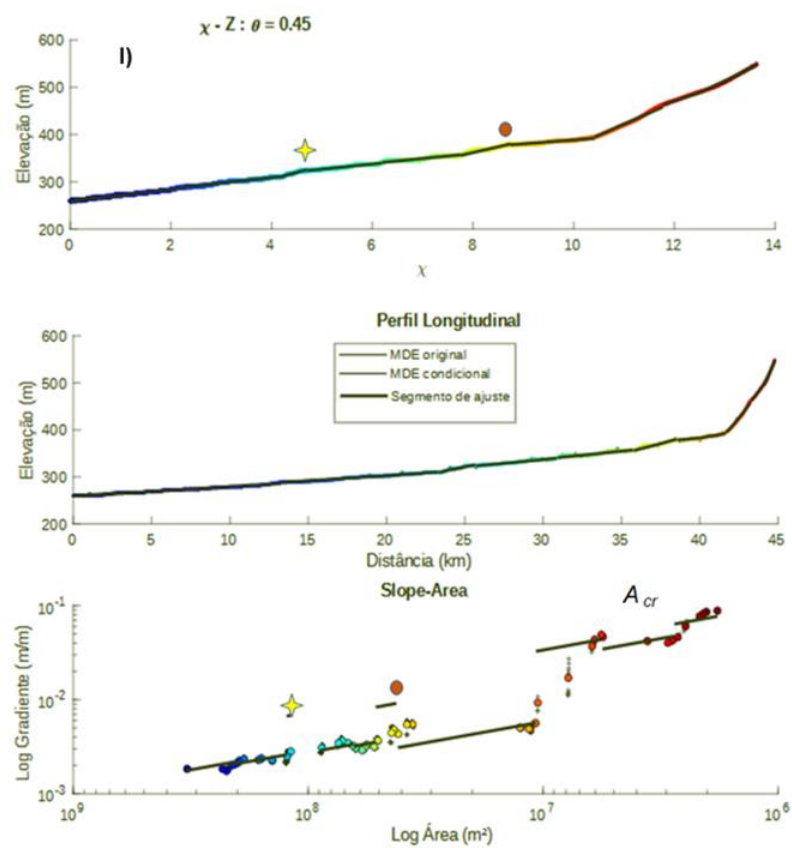


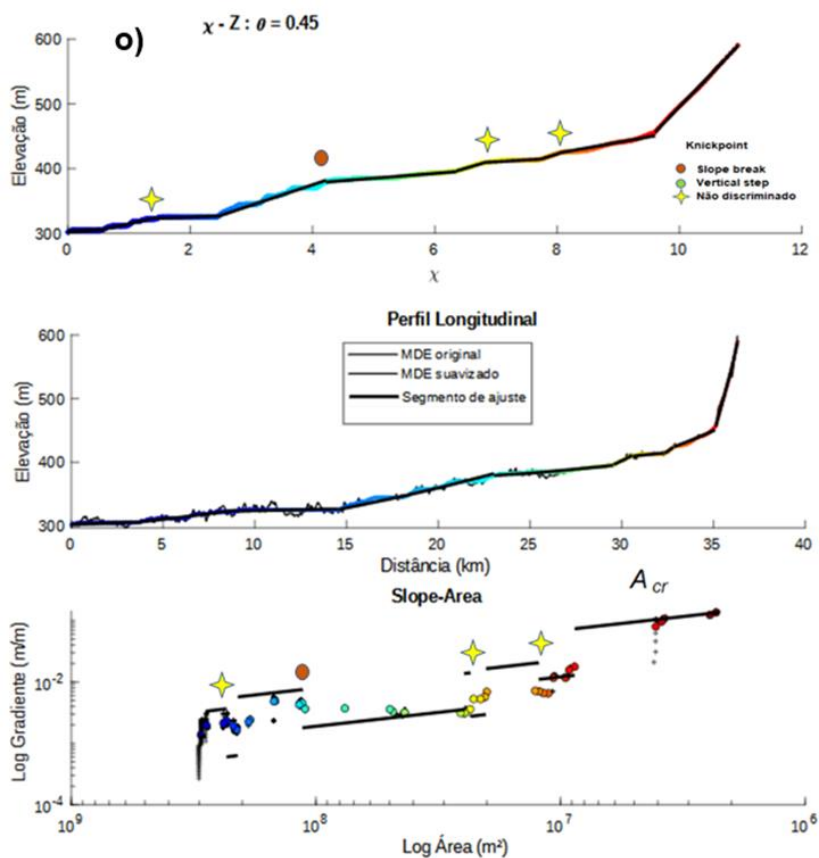
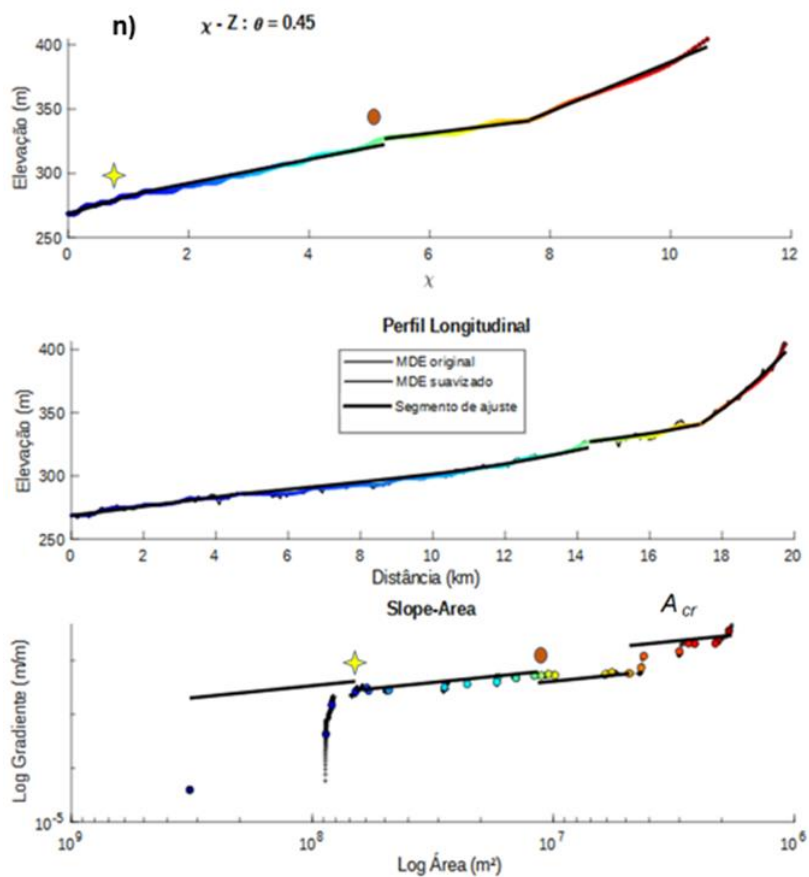


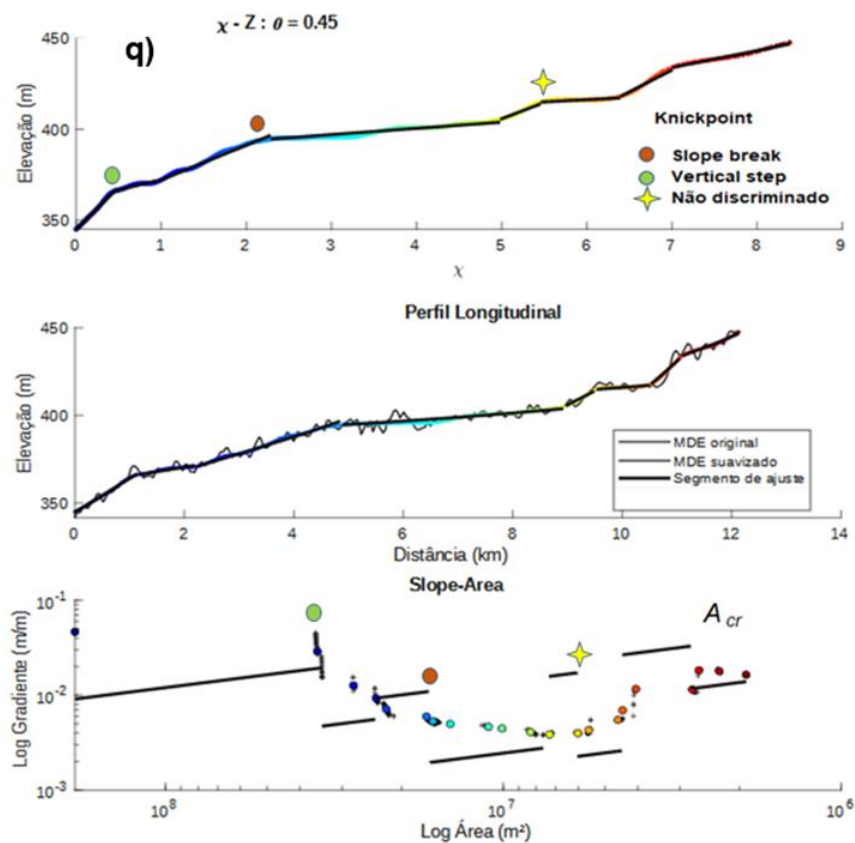
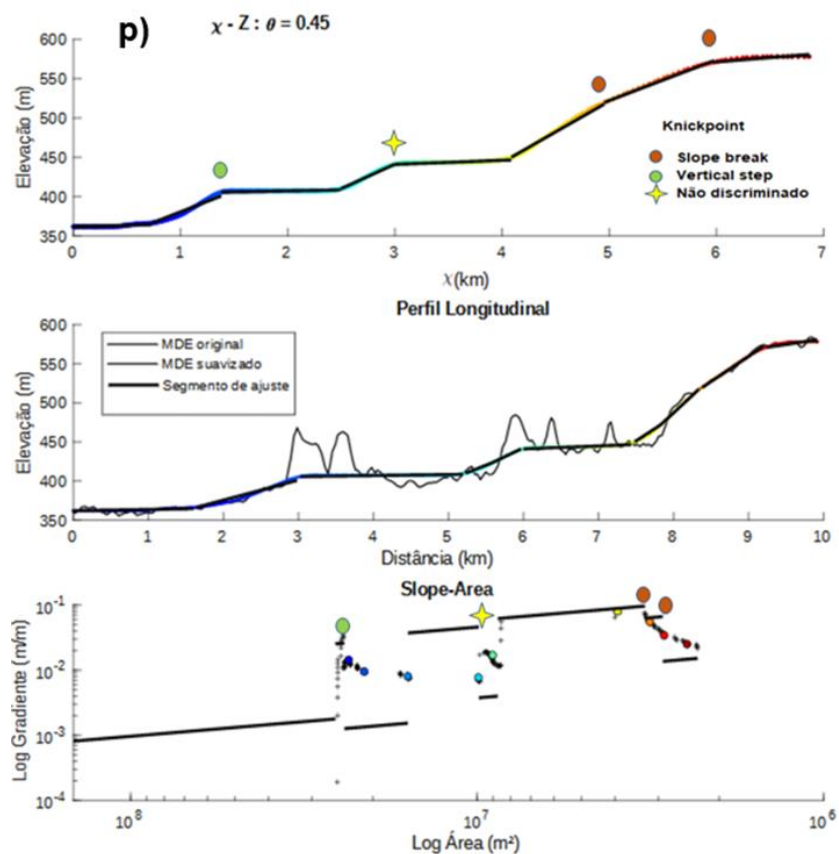


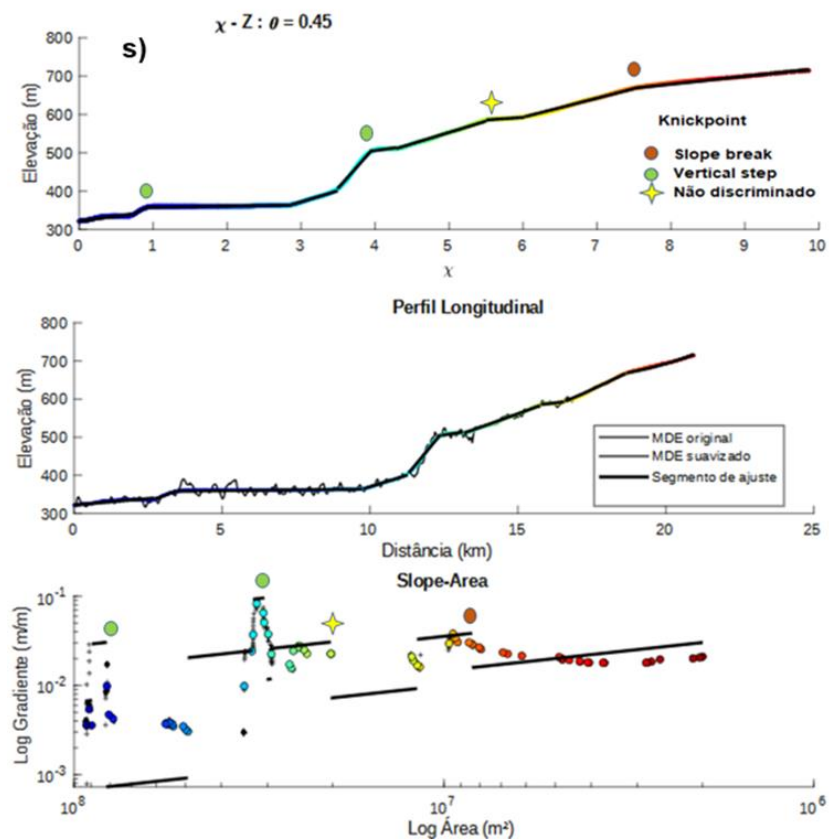
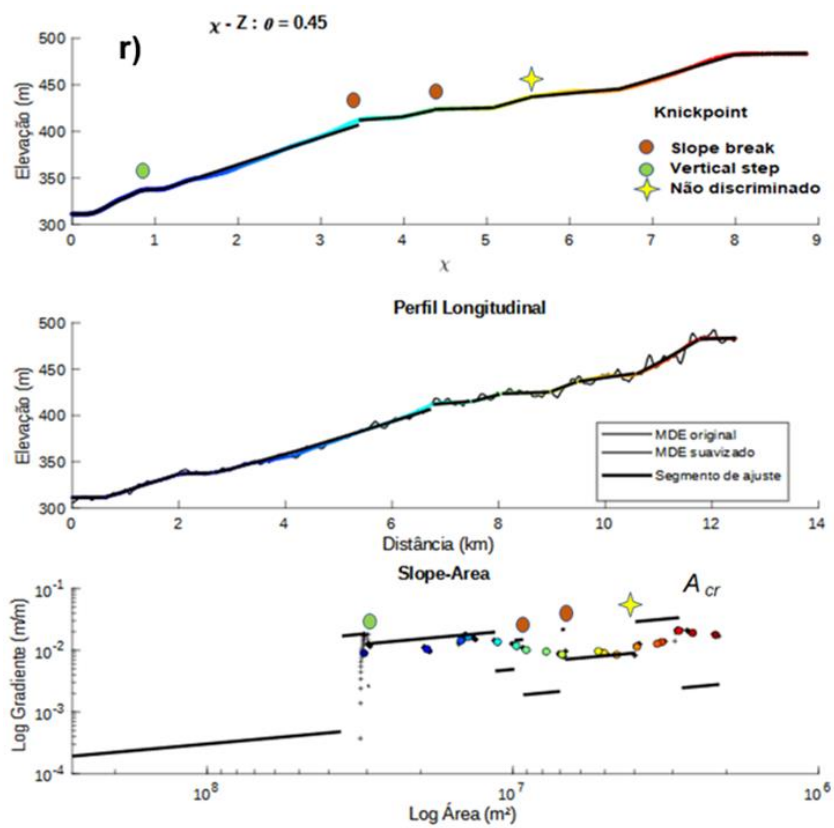


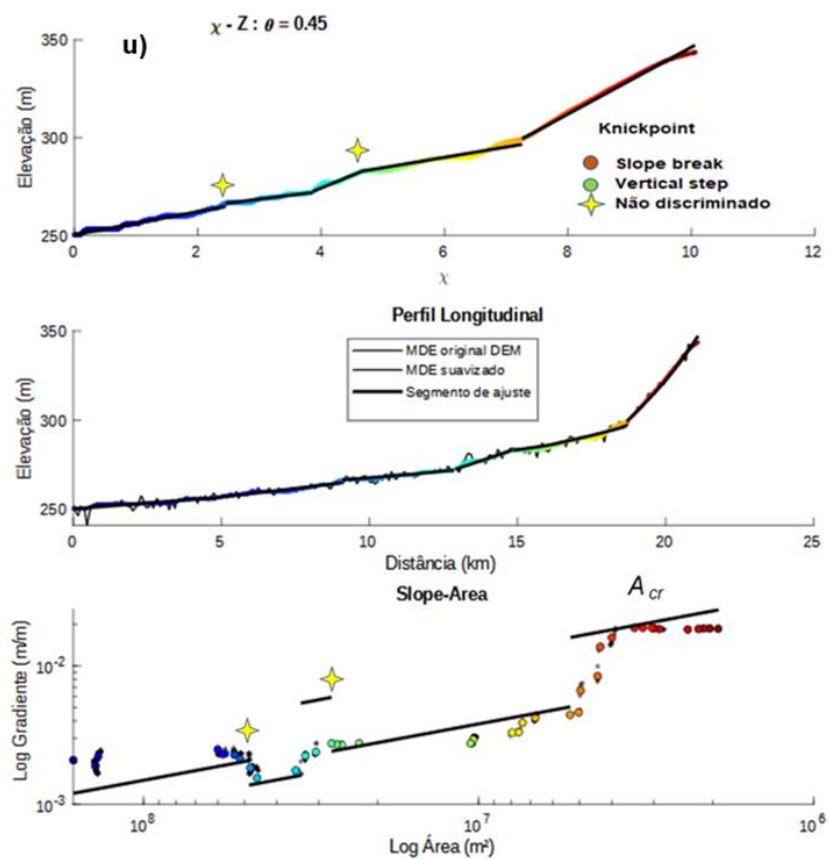
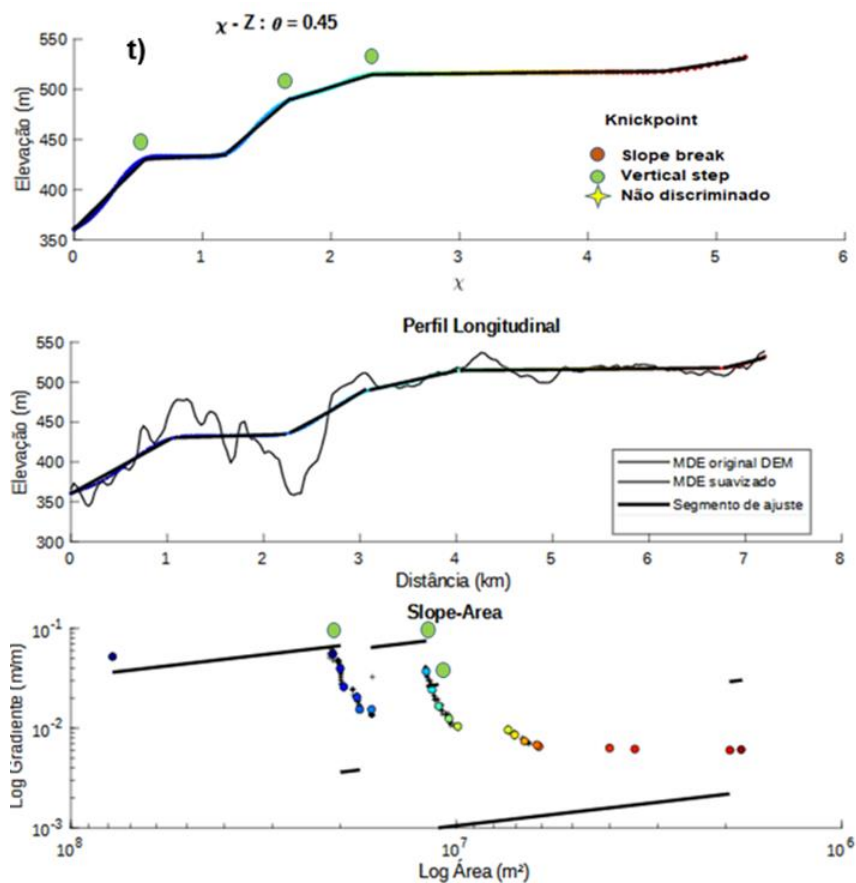


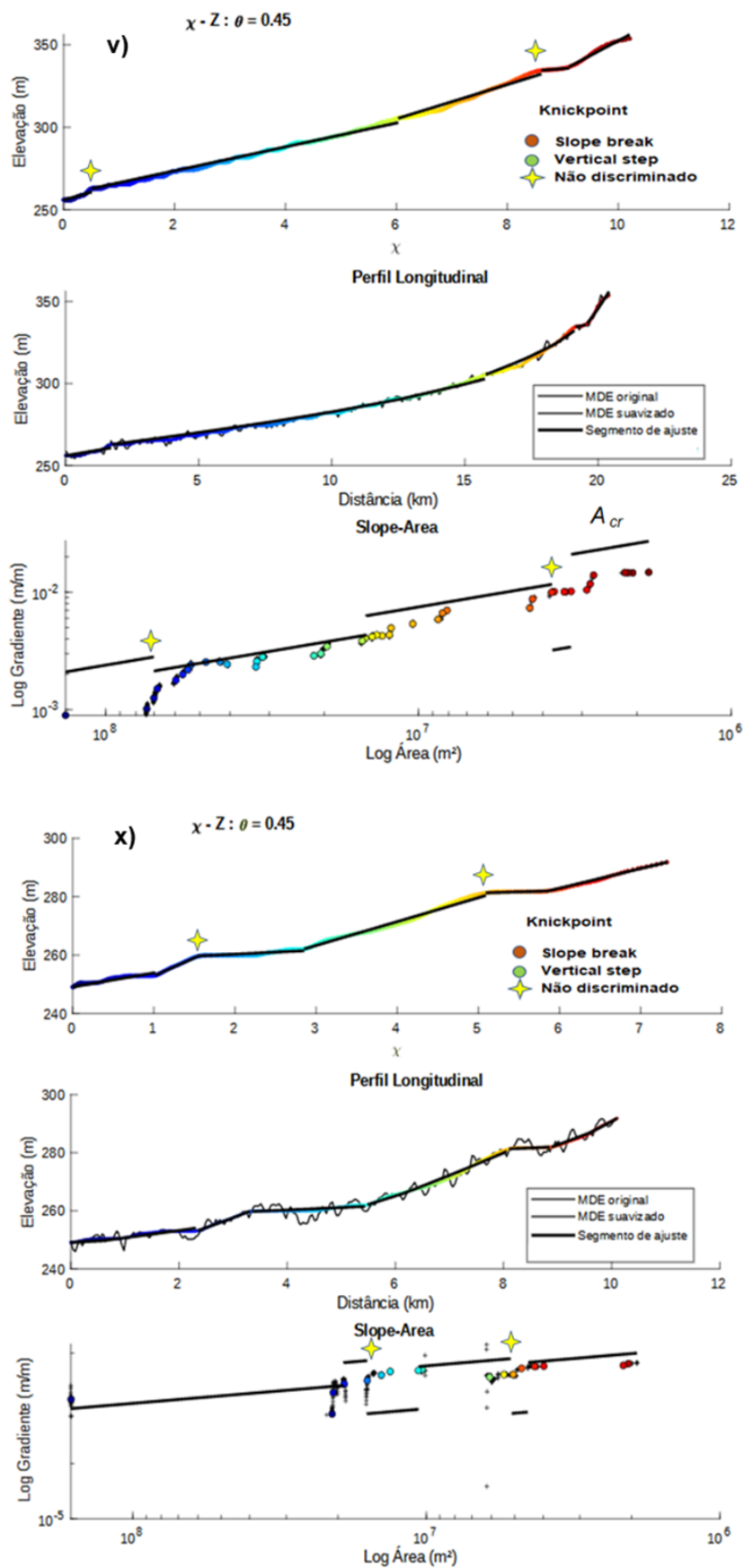












Fonte: elaborado pelo autor