

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS LETRAS E ARTES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

EDER BORGES

**GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL E RELAÇÕES
MORFODINÂMICAS DA BACIA DO RIBEIRÃO
VOVOZINHA, FAXINAL-PR**

MARINGÁ-PR

2017

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS LETRAS E ARTES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

EDER BORGES

GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL E RELAÇÕES
MORFODINÂMICAS DA BACIA DO RIBEIRÃO
VOVOZINHA, FAXINAL-PR

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Geografia.

Orientação: Prof. Dr. Edison Fortes

MARINGÁ-PR

2017

RESUMO

A bacia hidrográfica do Ribeirão Vovozinha está localizada dentro dos limites municipais de Faxinal, na região centro-norte do estado do Paraná. Situa-se entre as coordenadas geográficas 24°5'20" e 24°7'10" de latitude sul e 51°20'20" e 51°22'30" de longitude oeste. Possui área de 10,48 km² e altitudes que variam entre 410 e 630 m. O Ribeirão Vovozinha é afluente do Rio Pereira, esse, por sua vez, é tributário do Rio Alonzo ou Rio do Peixe, que faz parte do sistema hidrográfico do Rio Ivaí. A região faz parte da Serra Geral e está inserida na borda da Bacia Sedimentar do Paraná, no contexto da divisa entre o Terceiro e o Segundo Planaltos Paranaenses. O local apresenta características estruturais, fisiográficas e ambientais complexas, assim como um quadro morfodinâmico diferenciado. Afloram na área de estudo, da base para o topo, os arenitos, os siltitos e os argilitos da Formação Rio do Rasto, os arenitos das Formações Botucatu e Piramboia e os basaltos da Formação Serra Geral. Essa pesquisa tem por finalidade compreender os controles erosivos exercidos, por diferentes níveis de base, representados por diques de diabásio, nas bordas planálticas da Bacia Sedimentar do Paraná. Constatou-se previamente, mediante campanhas de campo, segmentos geomorfológicos altimetricamente desnivelados, atribuídos à erosão diferencial por parte da rede de drenagem, submetida a tais influências estruturais. Com base na digitalização da carta topográfica de Faxinal (folha SG-22-V-B-III-1, escala 1:50.000) e na fotointerpretação de fotografias aéreas na escala 1:25.000, foram compilados produtos cartográficos envolvendo os temas: altimetria, declividade, hidrografia, geologia e geomorfologia, esse último destacando formas e feições do relevo, associadas à morfodinâmica local. O mapa hidrográfico serviu de base para a obtenção de índices morfométricos da bacia hidrográfica do Ribeirão Vovozinha. A partir da análise integrada dos dados geológicos e geomorfológicos foram propostos quatro domínios geomorfológicos para a área de estudo: o Domínio das Superfícies Dissecadas e Escarpadas (DSDE), o Domínio das Superfícies Sedimentares Intermediárias (DSSI), o Domínio das Superfícies Estruturais Ígneas Intrusivas (DSEII) e o Domínio das Superfícies Sedimentares Depressionárias (DSSD). O (DSDE) e o (DSSI) correspondem a uma superfície situada a montante da bacia. O (DSSD) representa uma superfície a jusante. O desnivelamento altimétrico, entre os segmentos geomorfológicos citados, é resultado da atuação diferencial de processos erosivos fluviais, nos terços superior e inferior da bacia, submetida ao controle estrutural exercido por um dique de diabásio, integrado ao (DSEII).

Palavras-chave: Bordas planálticas. Ribeirão Vovozinha. Faxinal-PR. Mapeamento geomorfológico.

ABSTRACT

The Vovozinha stream hydrographic basin is located within the Faxinal city municipal boundaries, in Paraná state central-north region. It lies between the geographical coordinates 24°5'20" and 24°7'10" south latitude and 51°20'20" and 51°22'30" west longitude. It has a 10.48 km² area and altitudes that vary between 410 to 630 m. Vovozinha river is tributary of Pereira river, which in its turn is tributary of Alonzo river or Fish river, that is part of the Ivaí river hydrographic system. The region is part of the Serra Geral and is inserted at the Paraná Sedimentary Basin border in the context between the Third and Second Plateau in Paraná state. The site presents complex structural, physiographic and environmental characteristics and a differentiated morphodynamic picture. It emerges in the study area, from the base to the top, the sandstones, siltstones and argillites of Rio do Rasto formation, the Botucatu and Piramboia formations sandstones and the Serra Geral formation basalts. The purpose of this research is to understand the erosive controls exerted by different base levels, represented by diabase dikes at the Paraná Sedimentary Basin plateau edges. It was previously verified, through field campaigns, altimetrically uneven geomorphological segments, attributed to the drainage network differential erosion, subjected to such structural influences. Based on the Faxinal topography map digitalization (sheet SG-22-VB-III-1, scale 1: 50,000) and the aerial photographs interpretation in the 1: 25,000 scale, cartographic products were compiled regarding the following themes: altimetry, declivity, hydrography, geology and geomorphology, with the last one highlighting relief forms and features associated with local morphodynamics. The hydrographic map was the basis for obtaining the Vovozinha stream hydrographic basin morphometric indices. Based on the geological and geomorphological data integrated analysis, four geomorphological domains were proposed for the study area: the Dissected and Steep Surfaces (DSDE) domain, the Intermediate Sedimentary Surfaces (DSSI) domain, the Intrusive Igneous Structural Surfaces (DSEII) domain and the Sedimentary Depression Surfaces (DSSD) domain. The (DSDE) and (DSSI) domains correspond to an area located upstream of the basin. The (DSSD) domain represents a downstream surface. The altimetric unevenness between the mentioned geomorphological segments is a result of the fluvial erosive processes differential performance at the upper and lower thirds of the basin, submitted to the structural control exerted by a diabase dyke, integrated to the (DSEII) domain.

Key words: Plateau edges. Vovozinha stream. Faxinal-PR. Geomorphological mapping.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo	11
Figura 2 - Escarpa adaptada de falha.....	14
Figura 3 - Escarpa erosiva	15
Figura 4 - Perfil topográfico do Estado do Paraná e idade de formação das rochas	25
Figura 5 - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná com rochas aflorantes no contexto regional da área de estudo	26
Figura 6 - Detalhe de afloramento da Formação Rio do Rasto evidenciando em sua estratificação a intercalação entre arenitos e siltitos	27
Figura 7 - Afloramento do arenito da Formação Piramboia.....	28
Figura 8 - Afloramento do arenito da Formação Botucatu.....	29
Figura 9 - Afloramento da Formação Serra Geral em corte às margens de uma rodovia	30
Figura 10 - Distribuição espacial dos elementos do Arco de Ponta Grossa e compartimentação morfotectônica proposta por Strugale et al. (2007)	40
Figura 11 - Padrões básicos de drenagem	43
Figura 12 - Atributos da rede de drenagem	44
Figura 13 - Mapa de solos da região do ribeirão Vovozinha, Faxinal	47
Figura 14 - Mapa hipsométrico da região do ribeirão Vovozinha, Faxinal.....	49
Figura 15 - Mapa de declividade da região do ribeirão Vovozinha, Faxinal	51
Figura 16 - Mapa geológico da região do ribeirão Vovozinha, Faxinal.....	52
Figura 17 - Depósito coluvial descrito em local que abriga as nascentes do Ribeirão Vovozinha	54
Figura 18 - Densidade de lineamentos da carta topográfica de Faxinal, com destaque para o recorte da área de estudo	55
Figura 19 - Mapa de densidade de drenagem da região do ribeirão Vovozinha, Faxinal	56
Figura 20 - Mapa geomorfológico da região do Ribeirão Vovozinha, Faxinal.....	60
Figura 21 - Afloramento de blocos angulosos alterados localizado junto às paredes de dique de diabásio, domínio (DSEII)	63
Figura 22 - Perfis topográficos da região do Ribeirão Vovozinha, Faxinal.....	66
Figura 23 - Domínios geomorfológicos e feições de relevo na região do Ribeirão Vovozinha, Faxinal	67
Figura 24 - Modelo digital de elevação da área de estudo	69
Figura 25 - Perfil longitudinal do Ribeirão Vovozinha.....	71

Figura 26 - Ribeirão Vovozinha em seu médio curso, na zona de knick point.....	72
Figura 27 - Mapa hidrográfico da região do Ribeirão Vovozinha, Faxinal	73
Figura 28 - Perfis topográficos da bacia hidrográfica do Ribeirão Vovozinha, Faxinal, cortes A-A' e B-B'	75
Figura 29 - Perfis topográficos da bacia hidrográfica do Ribeirão Vovozinha, Faxinal, cortes C-C' e D-D'	76

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Índices morfométricos da bacia do ribeirão Vovozinha, Faxinal.....	70
--	----

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Classificação de diques de acordo com suas dimensões.....	31
Quadro 2 - Domínios geomorfológicos e respectivos atributos.....	68

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	9
2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	11
3	MÉTODOS E TÉCNICAS	13
3.1	FOTOINTERPRETAÇÃO DE FOTOGRAFIAS AÉREAS E MAPEAMENTOS ..	13
3.2	MORFOMETRIA DA REDE DE DRENAGEM	16
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	20
4.1	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA E A ORIGEM DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ	20
4.2	GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DO PARANÁ.....	24
4.2.1	Arcabouço Geológico Regional	26
4.2.2	Evolução Cíclica de Relevo e as Superfícies Erosivas do Paraná.....	34
4.2.3	Evolução Tectonoestrutural das Bordas Planálticas da Bacia Sedimentar do Paraná	37
4.3	ARQUITETURA DA REDE DE DRENAGEM E PROCESSOS ASSOCIADOS ..	41
5	RESULTADOS	45
5.1	ASPECTOS BIOCLIMÁTICOS.....	45
5.2	ASPECTOS DA COBERTURA PEDOLÓGICA	46
5.3	ANÁLISE GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO DO RIBEIRÃO VOVOZINHA	48
5.3.1	Contexto Morfodinâmico e Domínios Geomorfológicos.....	57
5.3.2	Índices Morfométricos de Drenagem e Geomorfologia Estrutural	69
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	79
	REFERÊNCIAS	81

1 INTRODUÇÃO

A Geomorfologia é um ramo científico cuja proposta é a da compreensão dos processos ambientais pretéritos e atuais, envolvidos na morfogênese (CASSETI, 1994). Essa ciência trata da complexa gama de fatores envolvidos na evolução das formas de relevo.

A plataforma brasileira, cuja origem está atrelada a ciclos orogênicos do Pré-cambriano (4,5 b.a. - 570 m.a.), constitui a base estrutural da Bacia Sedimentar do Paraná. A história evolutiva da referida bacia ocorreu no Fanerozoico (570 m.a.- atual), em etapas que envolveram eventos de natureza tectônica, sedimentar e magmática (ALMEIDA, 1967).

A área abordada pelo estudo está inserida no contexto das bordas planálticas da Bacia Sedimentar do Paraná, área de transição entre o Terceiro e o Segundo Planaltos Paranaenses. De acordo com Maack (1968), a região faz parte do sistema orográfico da Serra Geral, que se estende do estado do Rio Grande do Sul até São Paulo e recebe as denominações locais de Serra do Cadeado, Serra da Boa Esperança e Serra da Caneleira, no estado do Paraná.

O objetivo geral desta pesquisa consiste na realização de um mapeamento geomorfológico, em escala de detalhe (1:25.000), evidenciando formas e feições associadas à morfodinâmica da bacia hidrográfica do Ribeirão Vovozinha, localizada no município de Faxinal, região centro-norte do Paraná. No decorrer desta pesquisa constatou-se, diante das dimensões reduzidas da bacia estudada (10,48 km²), a necessidade de contextualizar os atributos geológicos e geomorfológicos de maneira mais abrangente, de forma a estabelecer correlações do relevo da bacia com o contexto geomorfológico do entorno. A partir do mapa geomorfológico foram investigados os controles geomorfológicos exercidos por diferentes níveis de base, representados por diques de diabásio, os quais geraram superfícies altimetricamente desniveladas, em áreas a montante e a jusante da referida bacia hidrográfica, segmentadas pelas intrusões de diabásio.

No decorrer do século XX, trabalhos precursores realizados por De Martonne (1943); King (1956); Ab'Sáber (1962, 1969, 1970); Bigarella, Mousinho e Silva (1965) e Bigarella e Mousinho (1965), atribuíram a evolução do relevo de extensas áreas do continente sul-americano e brasileiro (inclusive o estado do Paraná), às flutuações climáticas do Cenozoico (65 m.a. - atual). Conforme essa ótica, a gênese das superfícies erosivas, cujos remanescentes persistem na paisagem local, decorre de alternâncias episódicas entre climas áridos a úmidos, ocorridos no período que compreende o final da era Mesozoica (250 m.a. - 65 m.a.) e a Cenozoica.

Alguns trabalhos de cunho geológico e geomorfológico foram realizados nas áreas do flanco leste da bacia do Paraná, apresentando resultados detalhados sobre a morfoestrutura e a morfotectônica regional. De acordo com Strugale (2002), o arcabouço estrutural das bordas planálticas, da bacia do Paraná é compartimentado, morfoestruturalmente, por um complexo de faixas móveis que se dispõe por toda a região do Segundo Planalto Paranaense, predominantemente no sentido NW-SE. Essas zonas de fraqueza são referidas por Zalán et al. (1990), como zona de falhas Maringá-Curitiba. Conforme Strugale et al. (2007), elas consistem em estruturas herdadas do Pré-cambriano e reativadas por esforços oriundos da tectônica ativa das bordas da placa sul-americana.

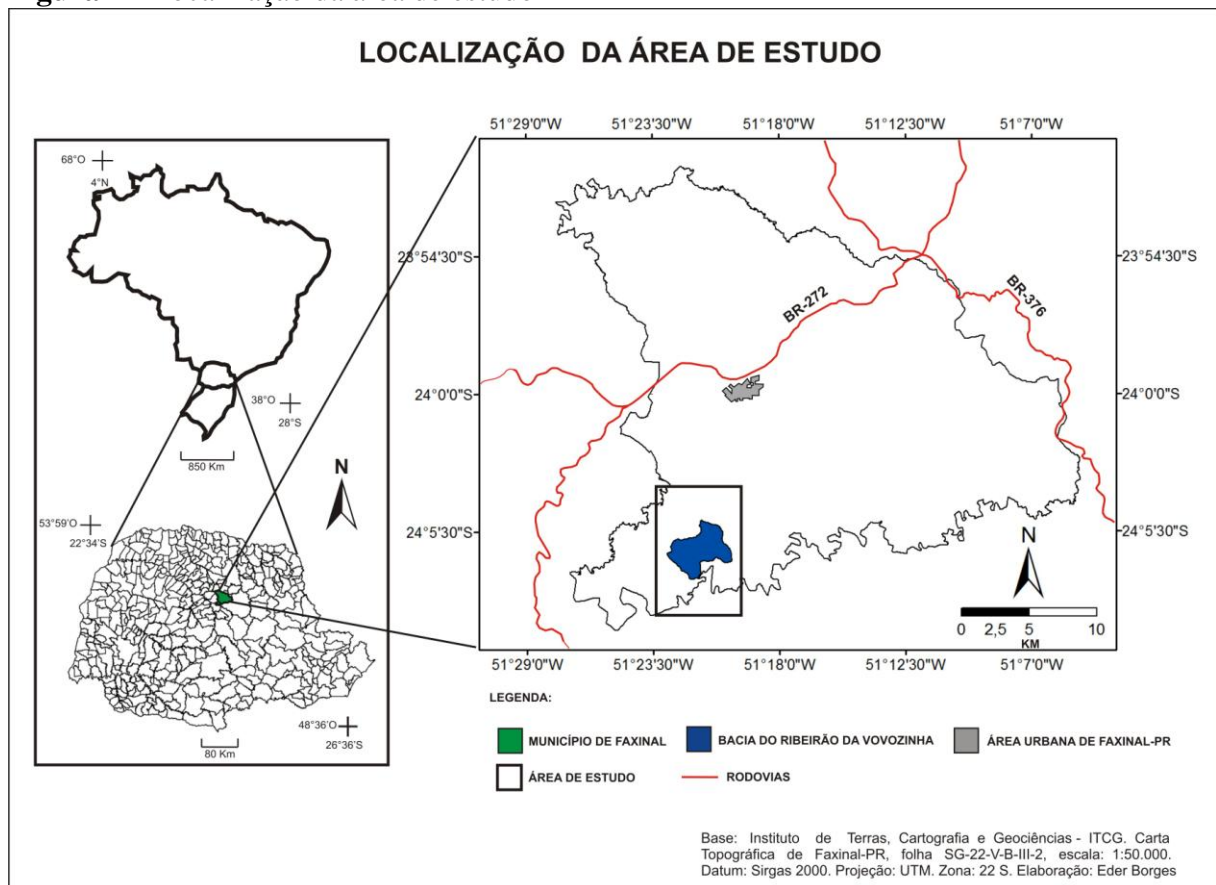
A pertinência deste estudo justifica-se pela possibilidade de se correlacionar o fator estrutural, a Geomorfologia e a rede de drenagem, atuando de forma integrada na evolução da paisagem. Na área alvo da pesquisa, por se tratar de um contexto de borda de bacia sedimentar, com contatos litológicos diversos e relevo dissecado, o fator estrutural é um elemento chave.

A execução desta pesquisa justifica-se também pela importância em integrar e complementar a malha de estudos geomorfológicos, em escala de detalhes existentes nas bordas planálticas da Bacia Sedimentar do Paraná, realizados pelo Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA) e por alunos do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá (FORTES; OLIVEIRA; VOLKMER, 2010; MANIERI, 2010; SANTOS, 2010; COUTO, 2011; VARGAS, 2012; CAMOLEZI, 2013; SORDI, 2014; CANDELARI, 2015).

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O local do estudo está compreendido entre as coordenadas geográficas 24°03' e 24°08' de latitude sul, e 51°19' e 51°23' de longitude oeste, ocupa uma área de 57,5 km²; representado na figura 1 por um recorte. O lugar está situado no limite entre o Terceiro e o Segundo Planaltos Paranaenses, em um contexto de bordas planálticas, a 6 km ao sul da área urbana do município de Faxinal, região centro-norte do estado do Paraná.

Figura 1 - Localização da área de estudo



Fonte: Do autor

Circunscrita na área acima referida, há uma bacia hidrográfica, cujo curso d'água principal não dispõe de denominação oficial ou popular. Optou-se pela utilização da alcunha "Ribeirão Vovozinha" pelo fato de haver no baixo curso do canal, próximo de sua foz, uma propriedade rural homônima.

A bacia hidrográfica do Ribeirão Vovozinha está situada entre as coordenadas geográficas 24°5'20" e 24°7'10" de latitude sul, e 51°20'20" e 51°22'30" de longitude oeste. Possui área de 10,48 km² e altitudes que variam entre 410 e 630 m. Localiza-se dentro dos limites municipais de Faxinal, em zona rural, a cerca de 10 km do perímetro urbano desse

município. Regionalmente, há o predomínio de atividade econômica agropecuária. A rodovia BR-376 constitui a principal via de acesso à região, o acesso ao município de Faxinal é feito pela rodovia BR-272 (Figura 1).

Os principais rios que drenam a área são o São Pedro (na extremidade noroeste da área de estudo), o Pereira e o Alonzo (a sul e sudoeste, respectivamente, à área de estudo). A área alvo desta pesquisa envolve apenas trechos dos cursos desses rios. O Ribeirão Vovozinha é um canal de quarta ordem que conflui no Rio Pereira, esse, por sua vez, é afluente do Rio Alonzo ou Rio do Peixe; importante rio da região centro-norte paranaense, que drena uma área de 767 km² e faz parte do sistema hidrográfico do Rio Ivaí (COUTO, 2011).

3 MÉTODOS E TÉCNICAS

Nesta parte, são apresentados os procedimentos de métodos e técnicas adotados na presente pesquisa, a fim de se alcançar os objetivos propostos.

3.1 FOTOINTERPRETAÇÃO DE FOTOGRAFIAS AÉREAS E MAPEAMENTOS

Os procedimentos metodológicos adotados nesta pesquisa envolveram, em um primeiro momento, a digitalização da carta topográfica de Faxinal (folha SG-22-V-B-III-1; escala 1:50.000) fornecida pelo Instituto de Terras, Cartografia e Geociências (2015). As variáveis de análise extraídas desse material foram inseridas como banco de dados em ambientes SIG's (Sistemas de Informação Geográfica), onde foram manipulados os mapas temáticos pertinentes à pesquisa. O banco de dados gerado forneceu as bases morfométricas da bacia: área, perímetro, comprimento axial, largura média, fator forma, índice de circularidade e fator assimetria.

Com o auxílio de dados SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission* (imagens aéreas com dados topográficos, obtidas por sensores radar) com resolução de 30 m, disponíveis no Projeto TOPODATA (VALERIANO, 2005), foram extraídas as curvas de nível, a partir das quais foram produzidos os mapas de declividade e hipsometria no *software Arc Gis®* (versão 10).

As informações referentes à rede de drenagem, unidades litológicas (arcabouço litoestratigráfico / depósitos quaternários) e Geomorfologia (formas e feições associadas ao relevo) foram extraídas de fotografias aéreas, na escala 1:25.000, fornecidas pelo Instituto de Terras e Colonização do Norte do Paraná - ITC-PR, por meio do método de fotointerpretação visual de fotografias aéreas, descrito pelo Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 2009). Os dados obtidos a partir dessas imagens foram analisados por um estereoscópio de bolso, georreferenciados e incorporados ao banco de dados no *software Arc Gis®* (versão 10).

A compilação cartográfica é composta por mapas de declividade, hipsometria, hidrografia, geológico e geomorfológico, todos confeccionados para a área do recorte, descrito na parte 2, e gerados no *software Arc Gis®* (versão 10). As classes de declividade foram estipuladas mediante critérios da EMBRAPA (EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, 1979), em intervalos de 0-3% (relevo plano), 3-8% (relevo suavemente ondulado), 8-20% (relevo ondulado), 20-45% (relevo fortemente ondulado), e 45-75% (relevo montanhoso).

As imagens SRTM foram importadas para o *software Global Mapper®* (versão 12), onde foram gerados perfis topográficos da área de estudo. Os elementos de modelagem do terreno foram inseridos no *software Surfer®* (versão 11) onde foi gerado o modelo digital do terreno. A edição final dos produtos cartográficos foi realizada no *software Corel Draw® X5*.

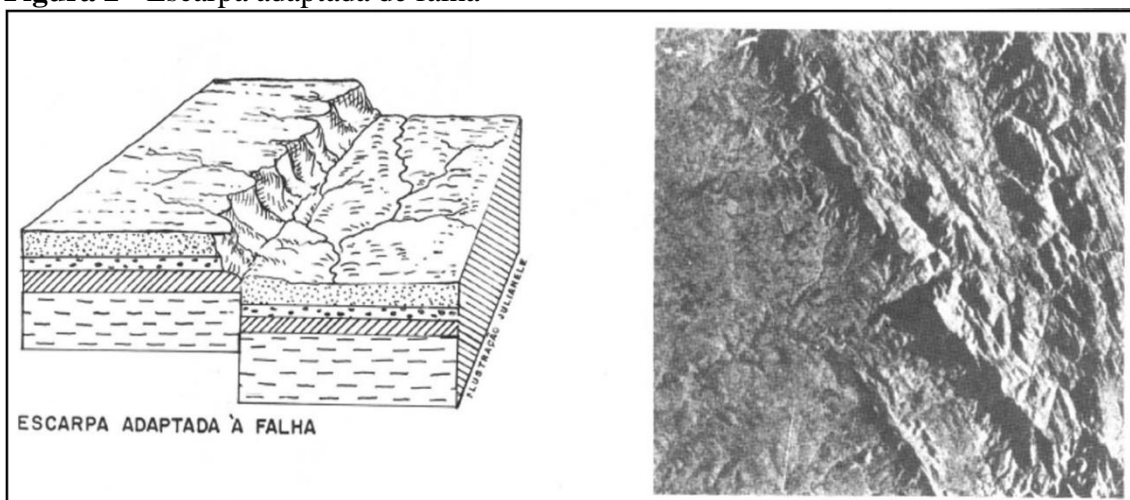
No mapa geomorfológico foram delimitados Domínios Geomorfológicos, definidos como um arranjo regional de formas semelhantes, resultantes de uma morfogênese comum. Foram demarcadas, a partir da fotointerpretação de fotografias aéreas, as formas e feições de relevo, considerando tanto o contexto genético, quanto os padrões de formas (IBGE, 2009). O critério para delimitação dos Domínios Geomorfológicos considerou, além da associação de formas, as similaridades quanto aos padrões de altimetria e declividade.

No mapeamento geomorfológico, segundo Ross (1991), além da necessidade de se descrever e cartografar as formas, há a necessidade de se representar a dinâmica do relevo: gênese, processos morfodinâmicos atuantes e tendências atuais de evolução.

Dando seguimento, serão apontadas algumas definições de feições associadas aos fatos geomorfológicos, aplicadas no mapeamento geomorfológico desta pesquisa:

Escarpa adaptada de falha: são escarpas que resultam de recuos por erosão, que acompanham paralelamente uma falha. Ocorrem em morfoestruturas com falhas verticais e/ou transcorrentes (IBGE, 2009) (Figura 2).

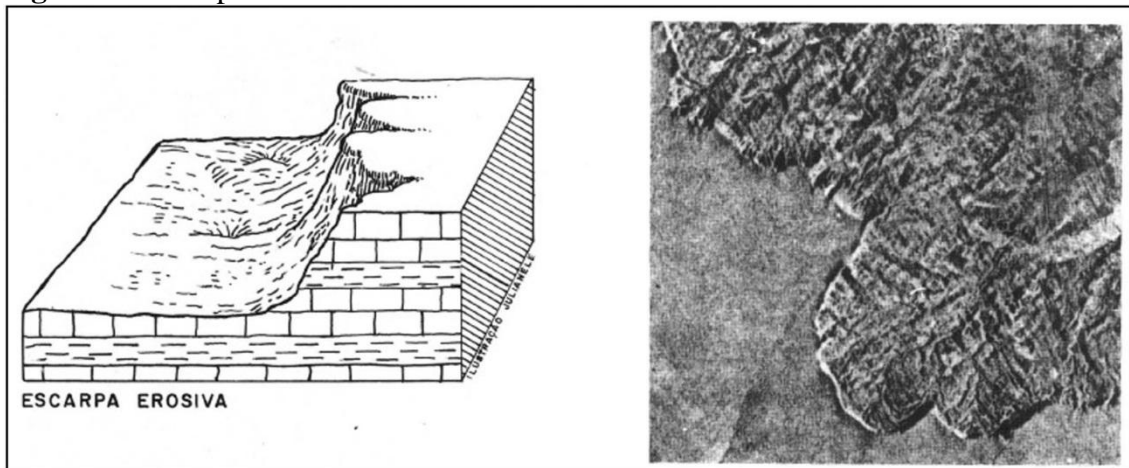
Figura 2 - Escarpa adaptada de falha



Fonte: IBGE (2009)

Escarpa erosiva: desnível abrupto, normalmente de traçado sinuoso, não relacionado ao controle estrutural ou litológico. Ocorre em decorrência de recuo por erosão lateral ou em cabeceiras de drenagem, em estruturas/litologias indiferenciadas (IBGE, 2009) (Figura 3).

Figura 3 - Escarpa erosiva



Fonte: IBGE (2009)

Knickpoint: o termo *knickpoint* caracteriza uma ruptura no perfil longitudinal de um rio. Essas rupturas podem se caracterizar ou não, de forma abrupta, podendo corresponder, no último caso, a desníveis no perfil longitudinal de determinado rio, por conta de influência estrutural (GUERRA; GUERRA, 2003).

Ruptura de declive: representa uma descontinuidade de um aclave no relevo, gerada por fator estrutural, tectônico, erosivo, etc. As rupturas de declive geralmente apresentam feições côncavas ou convexas. As rupturas convexas são descontinuações em formas convexas do declive, geralmente mais amenas que as escarpas erosivas. As rupturas côncavas representam interrupções, normalmente, mais bruscas no declive, representativas de diferença litológica e/ou limite de escarpa com patamar (GUERRA; GUERRA, 2003).

Intrusão: penetração de corpos intrusivos, eruptivos ou magmáticos em formações litológicas preexistentes. (GUERRA; GUERRA, 2003).

Interflúvios: são ondulações no relevo, normalmente convexas, representativas de zonas elevadas, que separam os vales. Essas feições, em geral, constituem pequenas colinas. Os interflúvios convexas principais normalmente limitam bacias hidrográficas de ordens superiores, de modo que os interflúvios convexas secundários limitam bacias hidrográficas de ordens inferiores; rios de primeira e segunda ordem. Além dos interflúvios convexas há os interflúvios planos, que estão vinculados a feições de relevo de topo plano (GUERRA; GUERRA, 2003).

Erosão acelerada: esse termo define os processos erosivos ocorridos de forma acelerada, em camadas superficiais do solo por erosão pluvial, tais como sulcos e ravinas. A erosão acelerada decorre de fatores naturais ou intervenção humana (desmatamento, corte de barranco em estradas, etc.) (GUERRA; GUERRA, 2003).

Ombreiras: são patamares localizados nas encostas de vales. O termo ombreiras designa ressaltos litológicos descontínuos nas vertentes, de caráter estrutural, associados a rupturas litológicas (GUERRA; GUERRA, 2003).

Topo: sinônimo de cume, é o termo utilizado para indicar a parte mais alta de uma elevação do terreno, como uma colina, morro ou montanha. As áreas de topo estão regularmente associadas a feições de *inselbergs*, domos, diques e elevações residuais em geral, sustentadas por estruturas resistentes à erosão (GUERRA; GUERRA, 2003).

Vales: são formas compreendidas entre as vertentes e os leitos de rios, originadas geralmente por erosões produzidas, por cursos d'água ou movimentos tectônicos (GUERRA; GUERRA, 2003). Os vales em “V” são esculpidos por canais em fase ativa de erosão, situados em níveis mais elevados que o nível de base e, portanto, distante do mesmo. Os vales de fundo chato representam fundos de vale de forma achatada, essas formas se correlacionam à estrutura e à baixa energia da vazão dos canais, que não atuam na erosão do fundo do vale.

3.2 MORFOMETRIA DA REDE DE DRENAGEM

A obtenção de índices morfométricos em bacias hidrográficas é essencial na aferição de atributos morfológicos e hidrológicos, permitindo uma avaliação da dinâmica geomorfológica. De maneira sucinta, conforme Christofolletti (1980), o emprego de análises morfométricas em bacias distingue-se em método, mediante as seguintes análises: linear, areal, hipsométrica e topológica. Foram abordados na presente pesquisa, os índices morfométricos: densidade de drenagem (Dd), coeficiente de manutenção (Cm), índice de circularidade (Ic), fator forma, declividade média (Dm), coeficiente de rugosidade (Cr), gradiente do canal (G), fator de assimetria (Af), além dos dados de comprimento do canal principal, comprimento axial, largura média, amplitude altimétrica, área total e perímetro da bacia.

Inicialmente estabelecido por Horton (1945), o índice de densidade de drenagem correlaciona o comprimento total dos canais à área da bacia hidrográfica. Esse parâmetro morfométrico permite inferir o comprimento em km de canal necessário para drenar uma unidade de área da bacia, expressa em km² (CHRISTOFOLETTI, 1980; TORRES; MACHADO, 2012).

A densidade de drenagem pode tornar-se variável, dentro de um mesmo ambiente climático, conforme o comportamento litológico. Em rochas, nas quais a capacidade de infiltração é reduzida, a preponderância do escoamento superficial, em detrimento da

infiltração, favorece os altos índices de densidade de drenagem, portanto, a obtenção desse índice permite inferir a capacidade de escoamento superficial da bacia ou de seus setores (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A densidade de drenagem é um método útil para caracterizar o relevo, pois quanto mais desenvolvida, maior é a capacidade de esculturação dele (TORRES; MACHADO, 2012).

Christofoletti (1980) argumenta que esse dado apresenta relação inversa ao comprimento dos cursos fluviais, de modo que há proporcional diminuição do comprimento dos canais, conforme se aumenta o valor numérico da densidade de drenagem. O índice de densidade de drenagem (Dd) é obtido pela equação:

$$Dd = Lt \div A, \text{ onde:}$$

Dd = Densidade de drenagem;

Lt = Comprimento total dos canais;

A = Área da bacia hidrográfica.

O coeficiente de manutenção indica a área mínima necessária para manter ativo 1 m de canal, além de informar a disponibilidade de água para o escoamento superficial (FORTES et al., 2010). É calculado, conforme Christofoletti (1980), pela seguinte equação:

$$Cm = 1 \div Dd, \text{ onde:}$$

Cm = Coeficiente de manutenção;

Dd = Densidade de drenagem.

Utilizado para averiguar a forma da bacia hidrográfica, o índice de circularidade expressa a relação entre a área da bacia e a área de um círculo em que sua circunferência tenha a mesma dimensão do perímetro da bacia. Esse parâmetro morfométrico busca designar o quanto uma bacia é circular ou alongada (CHRISTOFOLETTI, 1980; GRANELL-PÉREZ, 2004). O cálculo é feito pela seguinte equação:

$$Ic = A \div Ac, \text{ onde:}$$

A = Área da bacia;

Ac = Área do círculo;

Ic = Índice de circularidade.

O fator forma é obtido por intermédio da divisão entre a largura média e o comprimento axial.

De acordo com Torres e Machado (2012), a análise da forma da bacia é importante em diversos aspectos, podendo revelar por exemplo, o tempo necessário para a água percorrer todo o sistema de drenagem e chegar à foz. Diferentemente das grandes bacias hidrográficas,

que normalmente têm formatos definidos, as pequenas bacias apresentam formatos bastante variados.

De forma geral, bacias mais circulares são mais suscetíveis a picos de vazão e enchentes no canal principal, quando toda a área da bacia é afetada por precipitação. Em contrapartida, bacias mais alongadas, quando submetidas a precipitações intensas, geram um escoamento melhor distribuído temporalmente no canal principal, reduzindo riscos de enchentes, embora o nível de vazão alta seja mais durável (GRANELL-PÉREZ, 2004).

A declividade média é um parâmetro que expressa, de forma geral, a declividade da área, permitindo aferir a velocidade de escoamento superficial ou a capacidade de infiltração e, dessa forma, a vulnerabilidade a processos erosivos (TORRES; MACHADO, 2012). Quanto menor a declividade média, menor será a velocidade do escoamento hídrico superficial em função da gravidade (FORTES et al., 2010). O cálculo é obtido pela seguinte equação:

$$D_m = \sum 1C_n \times \Delta h \div A \times 100\%, \text{ onde:}$$

$\sum 1C_n$ = Soma do comprimento das curvas de nível em km;

Δh = Equidistância entre as curvas de nível em km;

A = Área da bacia;

D_m = Declividade média.

O coeficiente de rugosidade estabelece a relação entre a disponibilidade de escoamento superficial, de acordo com a densidade de drenagem e o potencial erosivo, conforme a declividade média e comprimento das vertentes (CHRISTOFOLETTI, 1980; TORRES; MACHADO, 2012). Os altos índices de coeficiente de rugosidade estão diretamente atrelados aos riscos de erosão por escoamento hídrico (GRANELL-PÉREZ, 2004). O cálculo é obtido por meio da equação:

$$C_r = D_d \times D_m, \text{ onde:}$$

D_d = Densidade de drenagem;

D_m = Declividade média;

C_r = Coeficiente de rugosidade.

O gradiente do canal expressa a relação entre o desnível altimétrico e o comprimento de um canal fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1980). Conforme Torres e Machado (2012), o índice é obtido pela equação:

$$G = h_{\max} - h_{\min} \div C, \text{ onde:}$$

G = Gradiente altimétrico;

H max = Ponto mais elevado do canal;

H min = Ponto menos elevado do canal;

C = Comprimento do canal ou trecho do mesmo.

Conforme Salamuni, Ebert e Hasui (2004), o fator de assimetria expressa o deslocamento do canal principal, em relação ao eixo central da bacia hidrográfica. Esse índice é obtido pela equação:

$Af = 100 (Ar/At)$, onde:

Af = Fator de Assimetria, Adimensional;

Ar = Área da margem direita do rio em km²;

At = Área total em km².

Os valores próximos ou iguais a 50 indicam estabilidade, em termos de assimetria, já valores que destoam desses (abaixo ou acima) são indicativos de inclinações na área, podendo gerar indícios de atividade tectônica ou controle litoestrutural. De forma sucinta, os altos valores de assimetria da bacia são indícios de basculamento tectônico à esquerda, ao passo que os valores baixos são indícios de basculamento tectônico à direita da bacia hidrográfica (COX, 1994).

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A fundamentação teórica representa uma abordagem imprescindível em pesquisas acadêmicas. Nessa parte são discutidos assuntos que darão suporte aos objetivos propostos pela presente dissertação, diante da complexidade do tema abordado.

4.1 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA E A ORIGEM DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ

A crosta terrestre é um elemento dotado de extrema complexidade estrutural, complexas também são as interações (entre litosfera, hidrosfera e atmosfera), envolvidas em sua formação. Esse segmento do planeta Terra guarda registros de sua história geológica, comprovada por inúmeras teorias científicas, tal qual a das placas tectônicas e da deriva continental.

Esse item apresenta uma breve sinopse da evolução geológica da plataforma sul-americana e, portanto, da brasileira, como forma de agregar suporte para a compreensão da evolução geológica e geomorfológica da Bacia Sedimentar do Paraná.

Almeida (1967) tece uma definição do termo plataforma, baseado em conceitos de geólogos soviéticos e chineses, correspondendo-a a um cráton de estrutura siálica, contrastante com o de estrutura oceânica. A origem da plataforma brasileira, segundo Almeida (1967), está ligada à consolidação decorrente da tecto-orogênese do ciclo Baicalino, que afetou extensos geossíncleos rifeanos, no Neogêico. Tais ciclos tecto-orogênicos a expandiram, conduzindo-a ao atual estado de ortoplataforma de dimensão continental. A borda oeste está sujeita à orogenia Cenozoica da paraplataforma, em processo de consolidação.

Conforme Almeida (1967; 1969 apud ZALÁN, 2004), a plataforma brasileira circunscrita no interior da plataforma sul-americana, é composta por terrenos Pré-cambrianos estáveis, de origem ígnea e metamórfica, cobertos por extensas sinéclises sedimentares de idade Paleozoica (570 m.a. - 250 m.a.) e Proterozoica (2,5 b.a. - 570 m.a.). Os terrenos Pré-cambrianos são compostos por núcleos cratônicos e faixas móveis suturadas no decorrer de diversos ciclos orogênicos arqueanos (4,5 b.a. - 2,5 b.a.) e Proterozoicos, cujos processos acrecionários e colisionais serão descritos a seguir.

Alkmim (2004) define crátons como partes diversificadas da litosfera continental, marcadas por longa estabilidade, desde o Arqueano e não envolvidos nas orogêneses do

Fanerozoico. Em virtude disso, expõem alta resistência mecânica e comportamento tectônico de longa estabilidade, comportando-se de modo diferenciado no decorrer dos processos da dinâmica terrestre. Os crátons constituem as bases estruturais das Bacias Fanerozoicas. São reconhecidos na plataforma sul-americana e território brasileiro, os crátons de São Luiz, do Amazonas, do São Francisco e do Rio de La Plata (ALKMIM, 2004).

Um cráton, na concepção de Brito Neves (1995), se define como a parte relativamente estável e isostaticamente positiva do continente ou interior da placa continental, não afetada diretamente por deformações e eventos tectônicos importantes, oriundos da tectônica ativa nas margens da placa. Representam áreas muito espessas da litosfera continental, que crescem quelogenicamente através de núcleos hospedeiros, sendo circundados por anéis de colagens orogênicas proterozoicas e fanerozoicas. O termo escudo define áreas de exposição das rochas que compõem o embasamento do cráton, normalmente com histórico epirogenético / ascensional, de forma a impedir a instalação de zonas de sedimentação.

De acordo com Brito Neves (2004), os eventos de aglutinação de grandes massas continentais ocorreram expressiva e repetidamente a partir do Neoarqueano (2,8 b.a. - 2,5 b.a.), de modo que a atual configuração da plataforma continental sul-americana decorreu da interação colisional de placas litosféricas, em zonas de convergência e/ou cinturões orogênicos. Nesse sentido, a evolução crustal Pré-cambriana ocorreu por processos acrecionários e colisionais. Esses eventos de fechamento de faixas móveis estão contidos na trama orogênica que amalgamou megacontinentes, como Pangeia, anteriormente à intensificação dos processos de deriva continental, no Mesozoico.

Brito Neves (1995) acrescenta que o processo evolutivo de um cráton ocorre mediante a adição de orógenos e colagens orogênicas, ou ainda em outras palavras, “pela soma algébrica positiva de processos de consolidação (faixas móveis transformando-se em crátons) e de regeneração (crátons transformando-se em faixas móveis)” (BRITO NEVES, 1995, p. 31). O processo de conversão de faixa móvel em cráton e todos os processos orogênicos envolvidos têm relevante papel na constituição da crosta terrestre.

As faixas móveis constituem zonas de processos diversos e complexos, entre os quais as concepções de orogênese e colagem oferecem explicação satisfatória. Ocorrem em zonas de convergência ou junção de blocos por colisão, típicos de bordas ativas de placas, em cadeias de montanhas e cinturões orogênicos, onde ocorrem simultaneamente o encurtamento e o espessamento litosférico (BRITO NEVES, 1995).

A Grande Colisão Pré-cambriana, evento referido por Hasui (2010), que envolveu processos de distensão e convergência em diferentes estágios, elaborou a estruturação de

sistemas orogênicos como o da Mantiqueira. As estruturas geradas exerceram um importante papel nos estágios de estabilidade do Ordoviciano-Jurássico (510 m.a. - 205 m.a.), na Reativação Sul-Atlantiana, referida por Almeida (1967) como Reativação Waldeniana (Cretáceo-Paleogeno, 135 m.a. - 65 m.a.) e na relativa estabilidade moderna (Neogeno-Quaternário, 23 m.a. - atual), desempenhando, dessa forma, um importante papel na história Fanerozoica de evolução da Bacia Sedimentar do Paraná. A estabilização da unidade cratônica brasileira, desde o princípio do Fanerozoico, marcou com uma discordância erosiva angular a separação entre as unidades Pré-cambrianas / brasileiras e as Fanerozoicas (BIGARELLA, 2007).

Conceitualmente, as sinéclises são produtos de processos de depressão ampla, lenta e gradual, ao longo de centenas de milhões de anos, que caracterizam mergulho de baixa intensidade dos estratos sedimentares cratônicos, constituindo depocentros com dobras de fundo. As sinéclises podem atingir até mais de 1.000.000 m² de área, gerando extensas formas subcirculares ou ovaladas, circundadas por estruturas contrárias, de soerguimento igualmente lento, denominadas antécclises. Não raro, ocorrem estruturas positivas de extensões menores, que podem limitar as sinéclises, como os domos e os arcos (BRITO NEVES, 1995).

Segundo Hasui (2010), a evolução da plataforma sul-americana ocorreu mediante etapas sucessivas, os eventos tectônicos que implicaram no desenvolvimento da Bacia Sedimentar do Paraná, do Paleozoico até o Jurássico (570 m.a. - 205 m.a.), (soerguimentos, abatimentos e deslocamentos horizontais de blocos) são heranças da estruturação brasileira.

Zalán (2004) aborda uma revisão de Almeida (1967) e (1969), alusiva à evolução geológica Fanerozoica da plataforma brasileira, pautada em eventos de natureza tectônica, sedimentar e magmática, ocorrida em quatro etapas:

A primeira das quatro etapas data do Pré-cambriano e denomina-se ciclo brasileiro, este ciclo orogênico, caracterizado por processos ígneos, deformacionais, metamórficos e orogênicos exerceu o papel de substrato para a evolução Fanerozoica.

A segunda etapa, denominada Eopaleozoica ou de transição, data do Cambriano ao Ordoviciano (570 m.a. - 510 m.a.), marca o fim dos processos de dobramentos seguindo para uma fase de predominância de falhamentos geradores de fossas e antefossas, que passaram a ser preenchidos por sedimentos e material vulcânico. Nesse período, a plataforma brasileira comportou-se como uma extensa paraplateforma.

A terceira etapa, denominada de ortoplateforma ou estágio de estabilização, data do Siluriano ao Jurássico (438 m.a. - 205 m.a.) e é definida como um período de calma tectônica, alternada com oscilações epirogênicas, com mudança significativa nos padrões de

sedimentação por sobre a plataforma. Nas oscilações epirogênicas formaram-se grandes sinéclises, cujas subsidências implicaram na formação de arcos estruturais e em transgressões e regressões marinhas. Nos estágios de calma tectônica, a plataforma ascendeu, desfavorecendo o acúmulo de sedimentos e ingressões marinhas.

A quarta etapa, datada do Neojurássico foi denominada de Reativação Waldeniana ou estágio de reativação. Contrastando à etapa anterior, essa fase marcou uma enorme atividade tectônica, por meio da reativação de estruturas tectônicas herdadas do embasamento cratônico, culminando na abertura do Oceano Atlântico perante quebramentos intensos de uma plataforma antes, relativamente, estável.

Segundo Milani (2004), a Bacia Sedimentar do Paraná equivale na América do Sul a uma extensa região sedimentar intracratônica, contida inteiramente na placa sul-americana, abrangendo partes dos territórios do Brasil meridional, Paraguai, Uruguai e nordeste da Argentina, com área que ultrapassa 1.500.000 km². Rostirolla (et al., 2000) complementam que essa unidade sedimentar se comporta como uma depressão intracratônica alongada, de direção NNE-SSW, preenchida por uma sucessão estratigráfica sedimentar e magmática, com idades compreendidas entre o Neo-ordoviciano (460 m.a. - 440 m.a.) e o Neocretáceo (85 m.a. - 65 m.a.), além de depósitos quaternários. Essa sucessão estratigráfica ocupa uma espessura em torno de 6.000 m.

O contorno da sinéclise corresponde a uma borda erosiva, na maior parte do prolongamento de seu perímetro, de extensão de 5.500 km. O flanco leste da bacia foi soerguido e exposto à erosão, expondo as camadas litoestratigráficas mais profundas e o embasamento cristalino. O flanco oeste é definido pela divisa com o Arco de Assunção, uma feição positiva com gênese atrelada à sobrecarga litosférica, a qual o continente sul-americano foi submetido por parte do cinturão orogênico andino (MILANI, 2004).

Segundo Milani (1997 apud MILANI, 2004), a subsidência inicial da Bacia Sedimentar do Paraná, no Eopaleozoico, confere natureza transtensiva, em que grábens originados inicialmente coincidem com o *rift* central da bacia, relacionados à estrutura tectonoestrutural do arcabouço brasileiro, de direção SW-NE, acondicionando o pacote sedimentar preliminar.

O registro sedimentar estratigráfico da bacia exprime uma progressiva continentalização dos regimes deposicionais atuantes, do Neo-ordoviciano ao Carbonífero (460 m.a. - 355 m.a.), onde foram depositados estratos marinhos. A partir do Permiano (290 m.a.) a fisiografia da bacia reflete amplo mar interior, onde os orógenos paleozoicos cessaram a conexão da sinéclise com o oceano. No Mesozoico, a paisagem era composta por desertos

arenosos. A partir da ruptura do continente de Gondwana, o embasamento da bacia foi afetado por intrusões magmáticas que se acomodaram como diques e soleiras intersectando os estratos sedimentares Paleozoicos e extravasando para a superfície, em forma de derrames (MILANI, 2004).

4.2 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DO PARANÁ

De acordo com Maack (1968), o estado do Paraná está inserido em duas grandes unidades geotectônicas: Escudo Atlântico, onde afloram rochas do Pré-cambriano e Bacia Sedimentar do Paraná (rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia Sedimentar do Paraná, provenientes do Éon Fanerozoico), essas últimas mergulham em direção oeste, rumo à calha do rio Paraná.

Conforme Maack (1968), a topografia do estado do Paraná é composta por planaltos que inclinam suavemente para oeste, rumo ao centro da Bacia Sedimentar do Paraná, formando uma sequência de patamares concordantes com os estratos litológicos. Essas estruturas apresentam, em suas bordas, degraus estruturais que se apresentam como escarpas de estratos litológicos, que chegam a conter desníveis de até 200 m, gerando um enorme contraste topográfico com as superfícies do Segundo Planalto Paranaense, onde o relevo exhibe formas dissecadas pela rede de drenagem em rochas mais friáveis. Essas bordas planálticas foram soerguidas por processos epirogenéticos no Terciário (65 m.a. - 1,6 m.a.) e imprimem na paisagem feições típicas de relevos de *cuestras* formados por capas de sedimentos, com *fronts* voltados para leste.

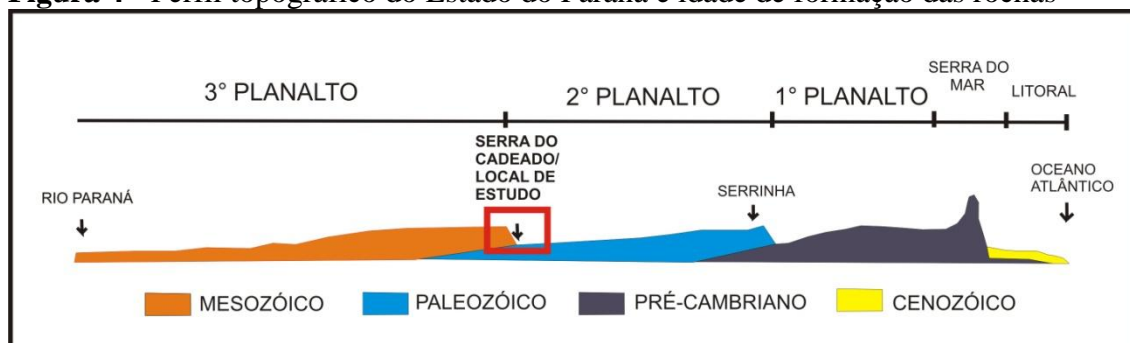
Em linhas gerais, Maack (1968) define o relevo do estado do Paraná em cinco grandes compartimentos ou regiões de paisagens naturais: o Litoral, a Serra do Mar, o Primeiro Planalto ou Planalto de Curitiba, o Segundo Planalto ou Planalto de Ponta Grossa, e o Terceiro Planalto ou Planalto de *Trapp* do Paraná ou de Guarapuava (Figura 6).

As bordas paranaenses da Bacia Sedimentar do Paraná são compostas, mais a leste, pela Escarpa Devoniana, sustentada por sedimentos Devonianos (limite entre Primeiro e Segundo Planaltos Paranaenses) e pelo segundo grande degrau de escarpa de *cuestras* que marca a transição entre a sequência Paleozoica e as formações geológicas do Mesozoico (Escarpa Triássico-Jurássica, limite entre o Terceiro e o Segundo Planaltos Paranaenses) (MAACK, 1968).

De acordo com Maack (1968), o Segundo Planalto engloba uma zona de aproximadamente 100 km de largura, tem seus limites a leste com a escarpa devoniana e a

oeste com a escarpa da Serra Geral. Com exceções das regiões de mesetas, compostas pelas rochas do Mesozoico mais ao norte (nas proximidades da escarpa Triássico-Jurássica) e dos espigões de diques de diabásio, apresenta uma superfície uniforme, com relevo dissecado e paisagem suavemente ondulada, composta por rochas sedimentares Paleozoicas do Devoniano, do Carbonífero e do Permiano.

Figura 4 - Perfil topográfico do Estado do Paraná e idade de formação das rochas



Fonte: Adaptado de Maack (1968)

Limitado a leste pela Escarpa Triássico-Jurássica, constituída de arenitos da Formação São Bento e rochas básicas compactas, o Terceiro Planalto é marcado por uma região de extensos derrames de lavas básicas provenientes do vulcanismo gondwânico ocorrido entre o Pós-triássico e o Eocretáceo (MAACK, 1968).

As unidades geológicas Pré-cambrianas no Paraná têm suas localizações restritas à porção leste do estado, coincidentes com o Primeiro Planalto, Serra do Mar e alguns núcleos que afloram na planície costeira. Para uma compreensão simplificada, alega Thomaz (1984), essa coluna geológica é subdividida em duas subunidades: Pré-cambriano Médio (complexo cristalino ou conjunto de rochas magmáticas graníticas), e Pré-cambriano Superior (rochas metamórficas e sedimentares metamorfozadas).

As rochas que constituem a Bacia Sedimentar do Paraná datam do Éon Fanerozoico. A sequência sedimentar Paleozoica, na bacia, estende-se pelo Segundo Planalto desde a Escarpa Devoniana (Serra de São Luiz de Purunã, divisa do Primeiro com o Segundo Planaltos Paranaenses), até a Escarpa da Serra Geral (divisa do Segundo com o Terceiro Planaltos Paranaenses), a transição entre esses dois grandes compartimentos de relevo define, geologicamente, o limite entre as formações geológicas do Paleozoico e Mesozoico. O período Devoniano (410 m.a. - 355 m.a.) marca o princípio da era Paleozoica na Bacia Sedimentar do Paraná (THOMAZ, 1984).

4.2.1 Arcabouço Geológico Regional

Afloram na área de estudo, as Formações Rio do Rasto (Permiano Superior, 270 m.a. - 250 m.a.), Piramboia e Botucatu (Triássico e Jurássico, 250 m.a. - 205 m.a.) e Serra Geral (Juro-Cretáceo) (Figura 7).

Compondo a coluna estratigráfica superior do Grupo Passa Dois, a Formação Rio do Rasto, tendo seu período de formação associado ao Permiano superior, fecha a era Paleozoica na Bacia Sedimentar do Paraná (WARREN et al., 2008). É subdividida, de acordo com Gordon Junior (1947 apud WARREN et al., 2008), entre os membros Serrinha na base e Morro Pelado no topo, constituindo uma sucessão em transição, da base para o topo, de sedimentação em ambiente marinho raso (transgressão e regressão marinha), para deltaico e eólico (continental), próximo da divisa estratigráfica e cronológica à Formação Piramboia. É composta por siltitos de coloração avermelhada a arroxeadas (quando alterados, esverdeados), com aspecto pastilhado (laminados) e camadas tubulares de arenitos com até 2 m de espessura, variando de brancos a avermelhados, finos a muito finos, lamosos e mal selecionados.

Os arenitos têm estratificação cruzada tabular e acanalada de pequeno porte, e/ou aspecto maciço (STRUGALE et al., 2004). Thomaz (1984) complementa que a estrutura arenosa, com estratificação cruzada acanalada, indica deposição fluvial e que há constatação da presença de fósseis (peixes e anfíbios).

Figura 5 - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná com rochas aflorantes no contexto regional da área de estudo

PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO
JURÁSSICO 205m.a. - 135m.a.	SÃO BENTO	SERRA GERAL MEMBRO NOVA PRATA Botucatu
TRIÁSSICO 250m.a. - 205m.a.		Piramboia
PERMIANO 290m.a. - 250m.a.	PASSA DOIS	Rio do Rasto

Fonte: adaptado de MINEROPAR (2001)

Segundo Warren et al. (2008), o membro basal (Serrinha) apresenta em sua base intercalações de estratos tabulares de arenitos finos e siltitos que apresentam coloração cinza e esverdeada, em padrões de espessamento das camadas tabulares métricas rumo ao topo. O contato com o membro Morro Pelado é transicional. Warren et al. (2008) acrescentam que o membro Morro Pelado é composto por estratos de arenitos e siltitos de espessura decimétrica a métrica, com coloração de creme amarelados, a arroxeados e avermelhados. A geometria das camadas é lenticular e sigmoidal. O aumento de fácies eólicas continentais, rumo à porção superior da Formação Rio do Rasto, implica no início da deposição eólica da Formação Piramboia (WARREN et al., 2008). O material rochoso apresenta estrutura extremamente friável.

Figura 6 - Detalhe de afloramento da Formação Rio do Rasto evidenciando em sua estratificação a intercalação entre arenitos e siltitos



Fonte: Do autor

A Formação Piramboia é composta por arenitos finos a médios, esbranquiçados, amarelados e avermelhados, com finas camadas intercaladas de argilitos e siltitos (THOMAZ, 1984). A estratificação se apresenta de forma cruzada, acanalada, de baixo ângulo e plano-paralela. A geometria dos estratos sugere ambiente deposicional de lençóis de dunas eólicas, com interdunas úmidas, localmente intercaladas, a depósitos fluviais (CAETANO-CHANG; WU, 2003; STRUGALE et al., 2004). A Formação Piramboia é presente na base das escarpas

da Serra Geral, em pacotes de até 20 m, em reduzidas quantidades de afloramentos, sotoposta à Formação Botucatu e sobreposta à Formação Rio do Rasto. A figura 9 exibe afloramento da Formação Piramboia com arenito, de textura fina, cor cinza e amarelada e estratificação cruzada.

Figura 7 - Afloramento do arenito da Formação Piramboia



Fonte: Vargas (2012)

Os arenitos da Formação Botucatu, de acordo com Strugale et al. (2004) ocorrem agregados às escarpas íngremes da Serra Geral, aflorando em pacotes de até 50 m de espessura. Essa formação litológica é composta por arenitos quartzosos finos, de seleção em geral boa (bimodal), avermelhados, com grãos arredondados e pouca argila na matriz. A estratificação cruzada, acanalada, de médio a grande porte sugere paleodunas, indicando sedimentação em ambiente desértico, em forma de grandes *ergs*. Em afloramentos na Serra do Cadeado, ocorrem pacotes de até 20 m de espessura, na porção basal compostos por arenitos médios a grossos, por vezes conglomerados, quartzosos, amarelos a vermelhos, com estratificação cruzada acanalada e tabular de pequeno porte. Essa fácies sugere ambiente deposicional fluvial, de tipo entrelaçado em climas áridos, caracterizados por fluxos esporádicos de água e planícies de inundação efêmeras.

A porção superior é composta por um arenito quartzoso, pouco friável, de cimentação férrica e resistente à erosão. Thomaz (1984) relata que a Formação Botucatu tem origem relacionada a um extenso deserto que cobriu toda a região Sul do Brasil, no período Jurássico Superior. Em alguns trechos da zona de contato com as rochas da Formação Serra Geral, observam-se intercalações de derrames basálticos com estratificações do arenito. A figura 10 retrata o afloramento do arenito, da Formação Botucatu, apresentando em sua

constituição estratificação cruzada e fraturas.

Figura 8 - Afloramento do arenito da Formação Botucatu



Fonte: Manieri (2010)

Pertencente ao Grupo São Bento (Era Mesozoica), a Formação Serra Geral ocupa o topo da sequência estratigráfica, na região das bordas planálticas da Bacia Sedimentar do Paraná, e aflora regionalmente em áreas elevadas no topo das escarpas da Serra do Cadeado.

Milani (1997) discorre que a Formação Serra Geral é produto de um intenso evento de magmatismo, ocorrido há cerca de 130 milhões de anos (Eocretáceo), classificado como o maior evento de erupção ígnea continental do Fanerozoico e responsável pela abertura do Atlântico Sul, através da divergência entre as placas sul-americana e africana. Esse evento é referido ainda por Almeida (1967) como Reativação Waldeniana e por Hasui (2010), como Reativação Sul-Atlantiana. O magmatismo da Formação Serra Geral utilizou como dutos, as zonas de fraqueza da Bacia Sedimentar do Paraná. O estiramento litosférico resultou em um derrame expressivo de basaltos toleíticos, e subordinadamente andesitos, dacitos e riódacitos, que cobriram cerca de 75% da Bacia Sedimentar do Paraná, abrangendo 1.200.00 km² (ROSTIROLLA et al., 2000).

Conforme Thomaz (1984), a efusão dessas lavas no Cretáceo inferior, gerou a superposição de sucessivas camadas de rochas basálticas e um espesso pacote rochoso de basaltos, que em algumas localidades chegaram a atingir 32 derrames, com espessura média de 50m cada. A constatação de camadas do arenito da Formação Botucatu (arenitos *intertrapp*), intercalados aos basaltos indicam a continuidade e relação cronológica da deposição eólica, em clima árido durante o período dos derrames. As áreas de afloramento da

Formação Serra Geral no Paraná predominam no reverso da escarpa da Serra Geral, região do Terceiro Planalto Paranaense.

De acordo com Strugale et al. (2004), a Formação Serra Geral é composta de basaltos negros, de granulometria afanítica ou equigranulares muito finos e estratos de dacitos porfiríticos, de matriz granulométrica afanítica, cinza-escuros, com eventuais ocorrências de fenocristais subédricos milimétricos a centimétricos de plagioclásio. O afloramento da Formação Serra Geral, exibido na figura 11, mostra níveis distintos de derrames, o nível basal demonstra alteração, em subsuperfície, por conta do aspecto amigdaloidal da rocha, o nível superior se constitui em estruturas colunares. O afloramento registrado localiza-se em corte, às margens da rodovia BR-376, próximo à cidade de Mandaguari-PR.

Figura 9 - Afloramento da Formação Serra Geral em corte às margens de uma rodovia



Fonte: Do autor

O Arco de Ponta Grossa compõe uma estrutura tectônica de grande magnitude, na Bacia Sedimentar do Paraná, trata-se de uma flexura no flanco leste da bacia, soerguida por intermédio de antigas e profundas falhas, que atuaram como dutos dos derrames basálticos do Mesozoico. O soerguimento do Arco de Ponta Grossa iniciou-se no Devoniano, quando no Permiano configurou-se como estrutura positiva, compartimentando a bacia do Paraná em duas sub-bacias: São Paulo e Santa Catarina (ALMEIDA, 1983; FERREIRA, 1982). O

soerguimento do Arco de Ponta Grossa atingiu o ápice durante a Reativação Waldeniana, no período Jurássico, quando atingiu configuração semelhante à atual (ALMEIDA, 1967, 1986).

O magmatismo Serra Geral gerou a intrusão de diques e soleiras, em vários níveis estratigráficos da Bacia Sedimentar do Paraná, que foram cristalizados ao longo dos condutos fissurais do derrame (ROSTIROLLA et al., 2000).

O termo enxame de diques ou *dykes sawarm* foi concebido por Holmes (1944) para denominar uma concentração de corpos tabulares, formados por intrusões ígneas na crosta, ocorridas no decurso de um mesmo evento magmático.

Holmes (1944) define diques como membros planares de geometria geralmente tabular, formados comumente por corpos intrusivos, exibidos na superfície, em forma de parede ou muro. Os diques máficos e ultramáficos (ricos em ferro e magnésio) constituem instrumentos de transmissão do magma do manto para níveis superiores da crosta. A intrusão desses corpos está associada à ruptura da litosfera, por rifteamento, processo no qual o magmatismo envolvido favorece a fragmentação da crosta terrestre.

De acordo com Rickwood (1990 apud TOMBA, 2012), esses corpos são regularmente discordantes das estruturas encaixantes, apresentam uma relação média de comprimento / largura máxima de 1000:1, e mínima de 200:1 podendo ser classificados conforme suas dimensões, observadas em plano horizontal (comprimento e espessura), de acordo com os seguintes conceitos:

Quadro 1 - Classificação de diques de acordo com suas dimensões

Nomenclatura	Largura	Comprimento
Microdique	< 1 cm	< 2 m
Minidique	1 - 10 cm	2 – 20 m
Dique	0,1 – 50 m	0,1 – 50 km
Macrodique	50 – 250 m	50 – 250 km
Megadique	> 250 m	> 250 km

Fonte: Rickwood (1990 apud TOMBA, 2012)

Tomba (2012) sintetiza as condições envolvidas na formação de um dique, em caso de crosta rúptil, da seguinte forma: a direção de alojamento de um dique depende da relação de esforços entre a pressão do magma e o campo de tensões local atuante, durante o momento da efusão. Conforme o ângulo, entre a fratura e o esforço principal mínimo, predominam duas situações: diques com direção concordante ao plano de fratura (quando a tensão gerada perpendicularmente à direção da fratura é menor que a pressão do magma), e diques alojados

em direção perpendicular ao plano de fratura (quando a tensão normal gerada no plano de descontinuidade é menor que a pressão do fluido atuante).

No primeiro caso, o dique aloja-se em uma fratura preexistente e no segundo, gera uma nova fratura, por meio da qual ocorre a efusão. Dessa forma, para legitimar a relação entre a orientação dos diques e o campo de esforços, atuante no momento da extrusão do magma, é necessária a caracterização das descontinuidades crustais da rocha encaixante. As variações na forma tabular dos diques provêm do balanço entre condição de tensão da rocha encaixante, pressão do magma e presença de fraturas preexistentes (TOMBA, 2012).

Baseado em mapeamento, descrição petrográfica e mineralógica, Coutinho (2008) designou diques máficos ocorrentes ao longo de 650 km da costa sul-sudeste brasileira, como integrantes dos braços de um sistema de junção tríplice, centrado na costa do estado do Paraná, relacionado à abertura do Atlântico Sul. Os diques foram alojados ao longo do Arco de Ponta Grossa (direção NW-SE), paralelos à costa do Rio de Janeiro - São Paulo (direção ENE-WSW), e Paraná - Santa Catarina (NNE-SSW).

Os enxames de diques, acima citados, correspondem a três componentes da chamada junção tríplice do Paraná: braço norte, braço sul e Arco de Ponta Grossa. Os braços norte e sul, com enxames orientados predominantemente NE-SW, correspondem ao *rift* da dorsal mesoatlântica, esses braços progrediram para a ruptura litosférica e abertura do Oceano Atlântico (dando origem à margem passiva da placa sul-americana). O terceiro braço tornou-se, por meio de planos de falhas de direção principal NW-SE, perpendicular ao *rift*, a localidade de atividade basáltica mais intensa do vulcanismo Serra Geral, esse braço cessou no estágio de soerguimento, formando o Arco de Ponta Grossa (COUTINHO, 2008; HASUI, 2010).

Tomba (2012) classifica os enxames de diques, presentes no estado do Paraná, como Enxame de Diques de Ponta Grossa, caracterizando-os como uma grande concentração de diques de diabásio, presentes desde os terrenos Pré-cambrianos até os estratos sedimentares da Bacia Sedimentar do Paraná, desdobrando-se por cerca de 600 km, com larguras entre 80 e 100 km e direção preferencial N45-55W. A extensão dos diques varia de 1 a 50 km, considerando que no contexto regional é comum a ocorrência de diques de diabásio de até 200 km, atribuídos a anomalias magnéticas (FERREIRA, 1982).

De acordo com Fúlfaro e Suguio (1967), os diques de diabásio, compreendidos no domínio do Arco de Ponta Grossa, intersectam a sequência Paleozoica da Bacia do Paraná, em orientação preferencial NW, e subordinadamente NE. No Segundo Planalto Paranaense, tornam-se feições proeminentes por conta da erosão diferencial em contato com rochas

pelíticas e friáveis, de origem Paleozoica. A concentração dos diques decresce para ambos os lados do eixo do arco, que apresenta suave arqueamento e mergulho para o centro da Bacia do Paraná.

Em termos geoquímicos, a Formação Serra Geral apresenta composição bimodal, onde a composição básica compreende 90% das rochas. O teor de sílica compreende um intervalo de 10%, em que 7,5% representam rochas de composição intermediária e apenas 2,5% representam rochas ácidas (NARDY et al., 2002). As rochas básicas e intermediárias, representadas por basaltos e andesitos toleíticos, são as mais recorrentes, exibindo ampla distribuição geográfica na Bacia Sedimentar do Paraná. As rochas ácidas predominam na parte meridional da referida bacia, aparecendo no topo da sucessão vulcânica, sobrepostas aos derrames básicos. Os diques presentes no Enxame de Diques de Ponta Grossa enquadram-se como basaltos, andesibasaltos, latibasaltos e basalto transicional, todos de natureza toleítica e caráter predominante básico. De forma subordinada, ocorrem diques ácidos e intermediários, compostos por dacitos e riodacitos (TOMBA, 2012).

O Terciário e o Quaternário tiveram um papel preponderante na configuração atual do relevo. Nesses períodos, houve uma série de eventos paleoambientais (tectônicos e paleoclimáticos) que proporcionaram diferentes contextos morfodinâmicos e imprimiram na paisagem coberturas que se assentaram sobre as formações litológicas supracitadas, em formas de leques aluviais e rampas de colúvios. Esses materiais são atualmente retrabalhados pelos agentes erosivos típicos dos climas úmidos atuais. Os depósitos colúviais, apesar de ocorrerem em todos os níveis da vertente, se dispõem com maior frequência nos setores médio e baixos das mesmas, onde se apresentam em pacotes mais espessos, quando esses depósitos atingem as planícies aluviais se esparramam, dando origem a feições de rampas de colúvio. A formação desses depósitos está atrelada à erosão, ao transporte e à deposição, de acordo com as forças gravitacionais, numa sucessão cronológica que exprime a dinâmica da vertente. (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994).

Os depósitos aluviais se distinguem dos colúvios por atributos sedimentares, enquanto esses são caracterizados por detritos arredondados e subarredondados; gerados pelo transporte fluvial, aqueles têm aspecto facetado, oriundos de erosão mecânica e transportes curtos. Trata-se de fragmentos rochosos, normalmente cascalhos, que foram desagregados de áreas escarpadas, depositados em médias e baixas vertentes e retrabalhados pela ação dos rios. Essas coberturas são constituídas também por diques marginais compostos por sedimentos arenosos.

Os depósitos colúvio-aluviais, indiferenciados, são unidades de difícil caracterização

ou distinção, tanto em campo, quanto em fotografias aéreas.

Bigarella (2007) ressalta que cada unidade de depósito é, de certa forma, facilmente distinguível em campo, os depósitos colúviais mais novos tendem a se localizar em níveis mais baixos que os mais antigos. O transporte de materiais colúviais depende estritamente do processo operante, o qual pode variar bruscamente em curtos períodos de tempo, conforme as mudanças ambientais. No caso dos detritos colúviais, relaciona-se a deposição desse tipo de material a eventos rápidos e episódicos, controlados climaticamente.

4.2.2 Evolução Cíclica de Relevo e as Superfícies Erosivas do Paraná

William M. Davis, Walter Penck e Lester King estruturaram as bases da Geomorfologia, baseados em modelos de evolução cíclica da paisagem. Esses autores, clássicos da literatura geomorfológica, já apontavam em seus postulados que a morfogênese é regida pela relação entre processos denudacionais e alternância entre períodos de estabilidade e instabilidade tectônica.

Davis (1899) estabeleceu a Teoria do Ciclo Geográfico Ideal, na qual o desenvolvimento do relevo é regido por três ciclos: juventude, maturidade e senilidade. O estágio da juventude é caracterizado por soerguimento de parcelas do continente, promovendo o início do processo de denudação. O estágio da maturidade ocorre após períodos de estabilidade tectônica, quando em resposta ao soerguimento, há uma busca do equilíbrio do nível de base por meio da incisão vertical da drenagem. No estágio da senilidade ocorre o alargamento dos vales, quando a morfologia é representada por extensos peneplanos interrompidos por relevos residuais, mantidos na paisagem devido a maior resistência litológica.

Para Penck (1924), a relação entre os processos de soerguimento e denudação se manifesta de forma alternada ou simultânea, onde a intensidade da emersão tectônica implica no valor da incisão fluvial e nas formas das vertentes. O predomínio do soerguimento, em detrimento da incisão, produz vertentes convexas. A prevalência da incisão sobre o soerguimento produz vertentes côncavas.

King (1953) propôs um modelo evolutivo do relevo combinando elementos teóricos de William M. Davis e Walter Penck: para o autor, em períodos de estabilidade tectônica ocorre o processo de aplanamento de regiões sob condições de clima árido e semiárido, concebendo o desenvolvimento de pediplanos (pediplanação). O alívio de carga resultante provoca uma compensação isostática, proporcionando o soerguimento da superfície.

Há na literatura científica, pertinente ao tema, uma ampla gama de trabalhos apresentados como propostas de revisão das teorias clássicas mencionadas, aplicadas ao estudo do Cenozoico brasileiro, incluindo o estado do Paraná. No Brasil, estudos relativos às superfícies de erosão, foram sistematizados por De Martonne (1943); Freitas (1951); King (1956); Ab'Sáber (1962); Bigarella e Mousinho (1965); Bigarella, Mousinho e Silva (1965); Ab'Sáber (1969, 1970); Braun (1971); Barbosa (1980); Valadão (1998) e Bigarella (2007). Entre esses trabalhos, destacam-se as obras de King (1956) e Valadão (1998), por abarcarem uma maior abrangência em termos de área do território brasileiro. Todos esses teóricos incorporaram o papel de paleoclimas, ocorridos nos períodos Terciário e Quaternário, como condicionantes da evolução cíclica do relevo, em suas conjecturas.

Bigarella (2007) promove uma breve síntese do conceito da evolução policíclica do relevo, onde os climas semiáridos, contemporâneos às glaciações pleistocênicas, foram responsáveis pela formação de extensos pediplanos, por intermédio do recuo paralelo das vertentes, gerando nas feições do relevo superfícies aplanadas. Após a elaboração de determinado pediplano, houve vigência de um clima subsequente úmido. Durante os climas úmidos, que corresponderam aos períodos interglaciais, houve a dissecação do pediplano por meio da incisão vertical da rede de drenagem na estrutura aplainada, desenvolvendo sub-bacias de dimensões inferiores na bacia do antigo pediplano. Essas sub-bacias abrigavam um novo nível de base, cujo controle regia um novo decurso de pedimentação, por recuo lateral das vertentes, sobre regime de novo período semiárido, e assim sucessivamente.

Segundo Bigarella (2007), os padrões topográficos, em grande parte encontrados no Brasil sudeste e meridional, atestam a teoria da evolução policíclica da paisagem, portanto, sugere o autor, as formas das vertentes são passíveis de correlação entre grandes distâncias e, por vezes, de datação da idade do ciclo de dissecação. As superfícies mais elevadas são atribuídas a ciclos erosivos mais antigos, enquanto que as de cotas altimétricas inferiores, condizem a ciclos erosivos mais jovens. A teoria do condicionamento paleoclimático da evolução do relevo, contudo, não exclui o fator tectônico e os movimentos eustáticos como corresponsáveis pela evolução do relevo, embora lhes sejam atribuídos uma importância secundária.

Peulvast e Sales (2002) alegam que inúmeros trabalhos recentes atribuem às superfícies erosivas, o papel demarcador de deformações tectônicas. Esses autores promovem uma abordagem das clássicas teorias de fenômenos de aplanamento, sob a perspectiva de peculiaridades geodinâmicas locais. Conforme esses teóricos, reconhece-se que as alternâncias climáticas favorecem a gênese dos aplanamentos, mas o local exato dos

processos submete-se a demais alterações geodinâmicas. Desse modo, os aplanamentos do relevo não são fases terminais, pois o processo deve ser revisto em função de mudanças no regime tectônico, associadas ou não a variações climáticas e eustáticas. Os autores anteriormente citados promovem, diante desse ponto de vista, uma crítica à simplificada noção de ciclo de erosão. Agrega-se a essa discussão, o fato de que o processo de rebaixamento das superfícies, por incisão vertical da rede de drenagem, ocorre concomitantemente ao recuo por degradação lateral das vertentes, relativo à pedimentação, especialmente em regimes estacionários acíclicos, ocorrendo possivelmente a remodelação dessas feições.

Para Salgado (2007), as superfícies de aplanamento de dimensão continental apresentam origem poligênica e, portanto, só podem ser compreendidas mediante a combinação de diversas teorias.

Conforme Silva (2009), o termo superfícies estruturais é reconhecido em algumas abordagens, dentro da literatura geomorfológica, para designar superfícies erosivas que se mantêm em determinados níveis altimétricos por influência litoestrutural. Sobre esse ponto de vista, o nivelamento dos topos não ocorre apenas por processos erosivos que indiferenciam a heterogeneidade geológica, mas conforme a erosão diferencial, entre diferentes tipos de rocha. Diante dessa perspectiva, a autora propõe a adoção da terminologia unificada “superfícies geomorfológicas” para designar os diferentes compartimentos altimétricos do relevo.

Bragança (2012) reconhece que as diferentes formações litológicas e seus materiais, com diferentes resistências aos processos de intemperismo, condicionam o desenvolvimento de superfícies e suas respectivas expressões morfológicas.

Segundo Marques Neto (2007), o critério que leva em consideração apenas a altimetria para identificar superfícies de aplanamento é limitado, pois superfícies de mesma idade podem estar em níveis diversos, influenciados pela dinâmica tectônica ou fatores geológicos. Esse autor sugere que as superfícies devem ser analisadas sob o aspecto genético-evolutivo, levando em consideração principalmente o material de origem, pois essa conduta é mais apropriada para a percepção de elementos da gênese, evolução e cronologia das superfícies de aplanamento. O autor aponta a convergência de diversos processos como responsável pelo desenvolvimento de superfícies de erosão, tais como: processos erosivos decorrentes de efeitos remontantes e/ou oscilações climáticas, influência da litologia na erosão diferencial e eventos tectônicos ou esforços intraplaca.

Marques Neto e Perez Filho (2013) argumentam que a utilização de procedimentos morfoestruturais e morfotectônicos, no estudo da evolução de superfícies geomorfológicas em

áreas do Brasil oriental, desprovidas de estabilidade tectônica, deve ser subsidiada por outros condicionantes, como a evolução geoquímica da paisagem, no sentido de se expandir as fronteiras metodológicas da Geomorfologia.

Essas perspectivas de análise fornecem um excelente parâmetro de investigação da gênese e evolução de superfícies geomorfológicas. A pertinência dessas abordagens torna-se mais relevante em escalas de análise restritas em termos de área e também em regiões dotadas de complexidade estrutural.

Bigarella, Mousinho e Silva (1965), assim como Bigarella e Andrade (1965) reconheceram a superfície mais antiga do Terceiro Planalto Paranaense, (Cretáceo superior-Terciário inferior) designando-a como Pd3, identificada no reverso das escarpas da Serra Geral, em planaltos fragmentados, seccionados pela rede de drenagem. Os remanescentes desse nível de aplanamento são detectados em topos da Serra do Cadeado, em altitudes que ultrapassam 1.000 m, limitados por escarpas e *cuestas* constituídas por basaltos da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu. Essa superfície corresponde à Superfície Sul-Americana de King (1956).

Situada em níveis topográficos inferiores, com idade atribuída ao Terciário médio, ocorre a superfície Pd2, formada a partir do retrabalhamento da superfície Pd3 (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965; BIGARELLA; ANDRADE, 1965). No contexto regional das bordas planálticas da Bacia Sedimentar do Paraná, esse nível de aplanamento é reconhecido em segmentos de escarpas e relevos residuais, formando patamares e ombreiras.

Elaborada a partir do retrabalhamento da superfície Pd2, a superfície de aplanamento Pd1 corresponde a um nível mais baixo e recente (Terciário superior-Quaternário inferior) que os níveis supracitados (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965; BIGARELLA; ANDRADE, 1965). Esse nível erosivo caracteriza-se por depressões embutidas nos vales ligeiramente inclinadas para jusante. Na contextualização regional da área de estudo, essa superfície corresponde a zonas deprimidas, recobertas parcialmente por materiais detríticos, relacionadas a setores de acumulação, com altitudes em torno de 500 m. Manieri (2010) salienta que na superfície Pd1, emergem remanescentes degradados da superfície Pd2 que configuram relevos residuais, nomeados de *inselbergs*.

4.2.3 Evolução Tectonoestrutural das Bordas Planálticas da Bacia Sedimentar do Paraná

Durante o século XX, duas principais escolas do pensamento geomorfológico dividiram a tarefa de decifrar a evolução do relevo, uma delas teve como base as alternâncias

climáticas e a outra, o fator tectônico (BIGARELLA, 2007).

Apesar do consenso em torno da estabilidade da plataforma brasileira, desde o Pré-cambriano, no Brasil, as pesquisas de abordagem neotectônica passaram a compor gradativamente o acervo geológico na segunda metade do século XX, incorporando à Geomorfologia Estrutural, novos parâmetros metodológicos de interpretação da evolução do relevo. Estudos consagrados relativos à abordagem morfoclimática vêm sendo revistos sob a ótica dos controles tectônicos. O termo Neotectônica foi utilizado pela primeira vez em 1948, pelo geólogo soviético Obruchev, para designar movimentações da crosta terrestre compreendidas entre o Terciário superior e o Quaternário, que foram determinantes na configuração de formas de relevo contemporâneas. A partir desse período, o enfoque da neotectônica adquiriu destaque em estudos estruturais, sendo alvo de definições genéricas, sem o devido critério científico.

Em 1978, o INQUA (Associação Internacional de Estudos do Quaternário) definiu um conceito a ser adotado, em nível internacional de movimentos neotectônicos, sendo “quaisquer movimentos ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independentemente de sua idade, suas implicações para vários propósitos práticos e suas futuras extrapolações”. Dessa forma, o termo passou a englobar todo o acervo de deformações de caráter rúptil ou dúctil, ocorridas em um período considerado neotectônico, com os limites temporais atrelados às características geológicas locais (SAADI, 1993, 1998).

Para Hasui (1990), conceitualmente, no Brasil a neotectônica abrange manifestações geológicas em ambientes intraplaca, relacionadas ao período geológico que marcou a intensificação dos processos de deriva da placa sul-americana (meados do terciário) até a era atual.

Segundo Bigarella (2007), a neotectônica agrega o intervalo de tempo entre o Terciário superior e o Quaternário, tratando de deformações rúpteis e dúcteis causadas por falhas devido a sismos, dobras e compressões. O neogeno é considerado o limite temporal inferior para o início dos processos neotectônicos, na América do Sul, por conta de uma reorganização morfoestrutural ocorrida entre o oligoceno e o mioceno, promovida por pulsos tectônicos advindos da Cordilheira dos Andes.

Saadi (1993) define que a despeito das especificidades geológicas locais e da falta de diagnósticos globais, relaciona-se às tensões intraplaca o contexto geotectônico global. No caso da plataforma brasileira, esses fenômenos se atribuem à orogenia andina, atuante na era Cenozoica, à rotação da placa sul-americana em direção NW, causada pelo afastamento da

placa africana e à compensação isostática e sua relação entre fatores endógenos e exógenos. O controle exercido sobre manifestações neotectônicas, no interior da placa sul-americana, está atrelado à sua respectiva inserção entre a margem continental ativa pacífica e a margem continental passiva atlântica.

De acordo com Bigarella (2007), a sedimentação da bacia do Paraná ocorreu paralela a períodos de instabilidade tectônica. A epirogênese positiva soergueu as bordas da bacia no período Terciário, expondo camadas litoestratigráficas submersas a elevadas altitudes, de modo que o mergulho atual dessas camadas, rumo ao centro da bacia, não concorda com a disposição pretérita da estratificação. Rostirolla et al. (2000) argumentam que esses movimentos crustais (soerguimento, subsidência e magmatismo) foram reflexo da orogenia da borda da placa sul-americana, as perturbações que influenciaram o desenvolvimento da bacia do Paraná incluem também eventos ambientais e tectonoestruturais que afetaram o continente Gondwana no Paleozoico, além do estiramento litosférico responsável pela abertura do Atlântico Sul no Mesozoico.

A propagação dos esforços, gerados na placa sul-americana pelos períodos de instabilidade tectônica acima referidos, causaram a compartimentação morfoestrutural da Bacia Sedimentar do Paraná, que possui em sua estrutura um complexo de faixas móveis composto por sistemas de falhas, resultantes da reativação de zonas de fraqueza de estruturas herdadas do Pré-cambriano.

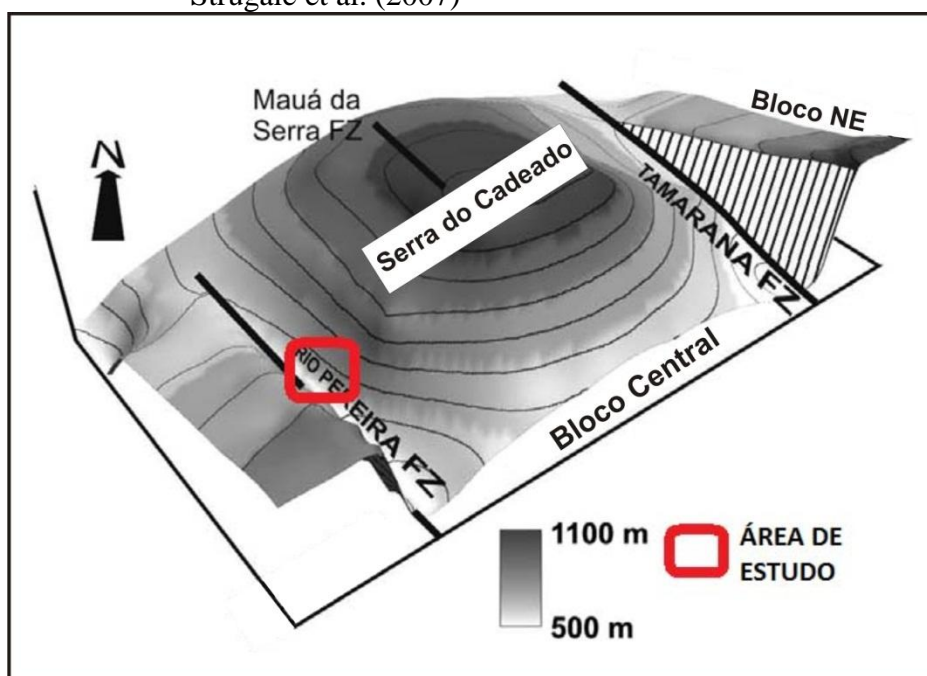
Zalán et al. (1990) descrevem essas estruturas como lineamentos tectônicos/estruturais, dispostos em faixas retilíneas ou ligeiramente curvas, que permanecem suavemente ativos até os dias atuais, separados em três grupos principais com *trends* de direção NW-SE, NE-SW e E-W, essas zonas de fraqueza configuram o eixo principal do Arco de Ponta Grossa. Essas áreas estariam submetidas a maiores condições morfotectônicas do que as adjacências, pois esses lineamentos estruturais se apresentam como zonas de fraqueza do embasamento litológico e por processos de movimentos verticais e horizontais, mesmo em pequenas escalas interferem na morfogênese e na sedimentação. Os grupos de lineamentos NW-SE e NE-SW são os mais expressivos.

Strugale et al. (2007) promoveram a compartimentação morfotectônica da região da Serra do Cadeado, borda leste da bacia do Paraná, em três blocos estruturais que se distinguem por diferentes cotas altimétricas: bloco central, bloco nordeste e bloco sudoeste. De acordo com esse bloco diagrama, a zona mais elevada (bloco central) corresponde ao eixo do Arco de Ponta Grossa e à Serra do Cadeado, apresentando as maiores altitudes, atingindo 1.340 m na região central do estado do Paraná. A partir daí as cotas altimétricas decaem nos

sentidos sudoeste e nordeste. O soerguimento do bloco central está relacionado a dois eventos distensivos, denominados D1 e D2. O evento D1 corresponde às intrusões de diabásio no Juro-Cretáceo, o D2 foi um evento de menor magnitude, associado ao *Rift* Continental Sudeste do Brasil, ocorrido no final do período Cretáceo.

Os limites, entre tais blocos, são marcados pelas zonas de falha do rio Pereira e Tamarana, ambas de direção NW-SE. Conforme o modelo exposto, a área de estudo situa-se na margem inferior do alto estrutural, representado pelo bloco central (Figura 12).

Figura 10 - Distribuição espacial dos elementos do Arco de Ponta Grossa e compartimentação morfotectônica proposta por Strugale et al. (2007)



Fonte: Adaptado de Strugale et al. (2007)

As zonas de falha NW-SE, presentes no alto estrutural representado pelo bloco central, são marcadas em seus respectivos limites por falhas extensionais de rotação estilo tesoura, a região mais deformada pelas intrusões ígneas representa um cinturão de enxame de diques de diabásio, disposto entre os alinhamentos estruturais do Rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva (STRUGALE et al., 2007).

Strugale et al. (2004) alegam que o comportamento morfoestrutural na região da borda leste da bacia do Paraná é controlado pelo grau de resistência / suscetibilidade à erosão da rocha aflorante, e pela caracterização das estruturas tectônicas, esses últimos são especialmente relevantes, pois a evolução dos vales é parcialmente controlada por estruturas que aceleram o intemperismo e condicionam movimentos da crosta, ao passo que os altos

topográficos estão relacionados a diques de diabásio ou rochas silicificadas.

4.3 ARQUITETURA DA REDE DE DRENAGEM E PROCESSOS ASSOCIADOS

Os rios, ao desempenharem o papel de transporte de materiais intemperizados, das áreas mais elevadas para as mais baixas, constituem importantes agentes dos processos morfogenéticos. Para Christofolletti (1980), a importância do estudo de padrões de drenagem para a Geomorfologia baseia-se no fato de que os rios desempenham o papel de principais agentes da esculturação das formas terrestres, tornando o estudo da rede de drenagem esclarecedor dos processos geomorfológicos.

O subsídio que a rede de drenagem agrega aos estudos geomorfológicos reside também no fato de que esse componente da natureza reage de forma precisa às alterações de base. Essa abordagem metodológica é eficaz para o fornecimento de informações sobre as características geológicas, pois os padrões de drenagem são condicionados pelos fatores litoestruturais, morfoestruturais e morfotectônicos. Portanto, o arranjo arquitetônico dos sistemas de drenagem indica o condicionamento topográfico, litológico e estrutural da área onde se acomodam os canais fluviais. Diante dessas afirmações, salienta-se a importância da classificação e padronização da rede de drenagem quanto à morfologia, para se inferir significados estruturais (HOWARD, 1967; SCHUMM; DUMONT; HOLBROOK, 2000; ANDRADES FILHO, 2010).

De acordo com Christofolletti (1980), a classificação dos canais conforme o tipo consiste numa padronização do arranjo espacial apresentado pelos leitos dos rios. Conforme Leopold; Wolman (1957) e Christofolletti (1980), a morfologia dos canais apresenta quatro padrões básicos: retilíneos, meandrantés, entrelaçados e anastomosados, descritos a seguir.

Canais retilíneos: são canais que seguem percursos retos, sem desvios de sua trajetória normal, rumo à foz. A estabilidade dos canais retilíneos se atribui à conjunção de alguns fatores, como baixo grau de energia, margens resistentes à erosão, controle estrutural e embasamento rochoso homogêneo. Esses fatores inibem a migração lateral do canal.

Canais meandrantés: típicos de terrenos de baixa declividade, esse padrão caracteriza-se, morfologicamente, pela sinuosidade ou sequência de curvas, gerada pelo trabalho contínuo dos rios ao escavarem na margem côncava e depositarem na margem convexa. Eventualmente pode ocorrer a migração lateral do canal, por meio do rompimento de barras de pontal, gerando o abandono de meandros.

Canais anastomosados: são canais caracterizados por baixa energia, capacidade

erosiva e deposicional. Nesses canais, os rios transportam cargas sedimentares em grande quantidade, a ausência de energia para transportar o material resulta na deposição no próprio leito. Desse modo, a forma do leito configura-se por feições sedimentares (barras e ilhas) consolidadas e estabilizadas, gerando a ramificação do rio em múltiplos canais.

Canais entrelaçados: são canais dotados de grande capacidade de carga e essencialmente deposicionais. A capacidade de transporte de carga e a deposição dos sedimentos originam feições de ilhas e barras sedimentares no leito, produzindo uma divisão do fluxo hídrico em diversos canais de escoamento.

Os padrões de drenagem referem-se ao arranjo espacial dos cursos d'água, influenciados pela caracterização litológica, estrutural e evolução geomorfológica de determinada região. A classificação básica das formas de drenagem compreende os padrões: dendrítico, retangular, treliça, paralelo, radial centrípeto, radial centrífugo e anelar (HORTON, 1945; HOWARD, 1967; CHRISTOFOLETTI, 1980).

A figura 11 exhibe os padrões básicos de drenagem, relacionando-os à morfologia do terreno e suas características principais.


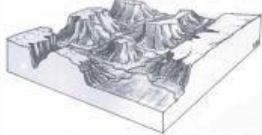
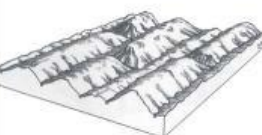
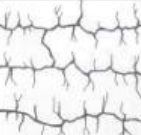

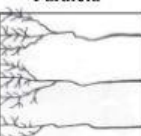

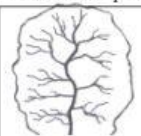


Soares e Fiori (1978) corroboram os argumentos de que os atributos do substrato rochoso são passíveis de compreensão, mediante a observação de elementos morfológicos da rede de drenagem.

[...] variações no estilo estrutural e, mais grosseiramente nas fácies litológicas, podem ser obtidas com rapidez através de mapas de drenagem detalhados e apresentados em escala, 2 a 4 vezes menor que a escala em que a drenagem foi originalmente traçada [...] (SOARES; FIORI, 1978, p. 40).

Desse modo, os autores, acima mencionados, agrupam cinco propriedades a serem analisadas para se aferir os atributos estruturais: densidade de textura de drenagem, sinuosidade, angularidade das confluências, tropia e assimetria (Figura 12).

O dado de sinuosidade dos elementos texturais da drenagem classifica-se visualmente em curvo, retilíneo ou curvo e retilíneo (misto), os segmentos retilíneos associam-se às lineações de drenagem, sujeitas ao fator estrutural.

Figura 11 - Padrões básicos de drenagem

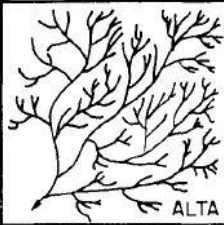
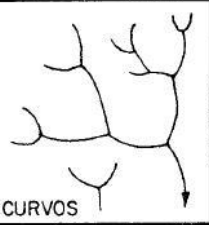
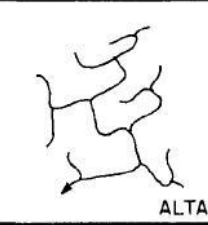
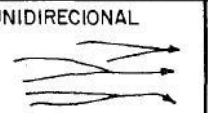
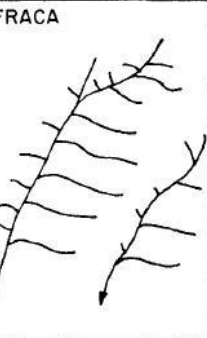
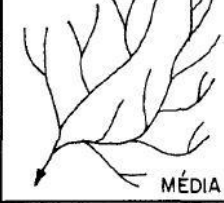
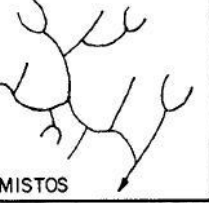
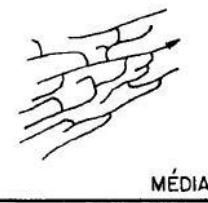


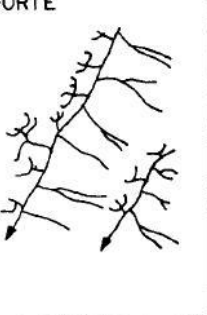
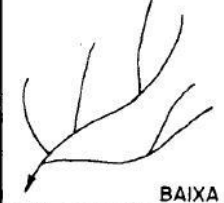




Morfologia do terreno	Padrão Geométrico	Características principais
	Dendrítico 	<ul style="list-style-type: none"> - Ramos irregulares com origem em diversas direções; - Variados ângulos de junção entre o canal principal e tributários; - Desenvolve-se sobre rochas de resistência uniforme ou de estratificação horizontal, portanto o canal consequente é ausente; - Ausência de controle estrutural. O declive é o fator controlador; - Pode ser associado a rochas que sofreram intenso metamorfismo.
	Retangular 	<ul style="list-style-type: none"> - Apresenta curvas e áreas de confluência em ângulos quase retos; - Forte adaptação às condições estruturais e tectônicas; - As linhas de drenagem seguem linhas de fraqueza (falhas/fraturas); - Juntas e falhas das rochas em ângulo reto; - Apresenta áreas dobradas em rochas metamórficas ou sedimentares.
	Treliça 	<ul style="list-style-type: none"> - Tributário secundário paralelo ao canal principal ou outro canal para qual o tributário primário conflui. Tributário secundário alongado e em ângulo reto em relação ao primário; - Intermediário em relação ao padrão dendrítico e o retangular; - Canais subseqüentes são ligados por resseqüentes ou obseqüentes; - Ligado a rochas sedimentares, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau, inclinadas ou dobradas; - Característico de estratos dobrados ou basculados, e em planície costeira dissecada; - Pode estar associado a área de fraturas paralelas.
	Paralela 	<ul style="list-style-type: none"> - Drenagem ramificada com espaçamento regular entre os canais e paralelismo entre estes, devido ao controle estrutural; - Controle por declive devido a feições paralelas controladas por estruturas dobradas, fahadas ou estruturas monoclinais; - Presente em lados de vales jovens, lagos ou mares fechados, além de escarpas de falha.
	Radial centrífuga 	<ul style="list-style-type: none"> - Radial centrífuga: os canais irradiam de um ponto central; - Associada a domos, montanhas (cones vulcânicos, maciços residuais e morros isolados);
	Radial centripeta 	<ul style="list-style-type: none"> - Radial centripeta: os canais convergem para um ponto em comum; - Associada a crateras vulcânicas e depressões topográficas; - Os dois tipos de padrão radial se desenvolvem em diferentes embasamentos e estruturas.
	Anelar 	<ul style="list-style-type: none"> - A forma apresenta-se semelhante a um anel; - Subseqüente em origem, associado a relevos concêntricos, a domos dissecados ou estruturas em bacias; - Desenvolvem-se quando os estratos rochosos apresentam diferentes graus de resistência. - Maior influência da estrutura em relação ao declive; - O declive só controla o curso inicial do canal; - Estrutura e declive ajustam o curso da maturidade do canal.

Fonte: Andrade Filho (2010)

O grau de angularidade das confluências consiste na obtenção do ângulo formado entre o canal principal e a confluência, que se classifica em alta, média e baixa. A tropia condiz à direção preferencial do escoamento, que se subordina à orientação das estruturas, classifica-se em unidirecional, bidirecional, tridirecional e multidirecional. A assimetria da

drenagem refere-se à existência de elementos da rede de drenagem com dimensões ou estrutura diferentes entre um lado e outro do canal principal.

Figura 12 - Atributos da rede de drenagem

A - DENSIDADE	B - SINUOSIDADE	C - ANGULARIDADE	D - TROPIA	E - ASSIMETRIA
 ALTA	 CURVOS	 ALTA	UNIDIRECIONAL 	FRACA 
 MÉDIA	 MISTOS	 MÉDIA	BIDIRECIONAL 	
			TRIDIRECIONAL 	FORTE 
BAIXA 	RETILÍNEOS 	BAIXA 	MULTIDIRECIONAL DESORDENADA 	
			ORDENADA 	

Fonte: Soares e Fiori (1978)

A assimetria fraca condiz apenas à diferença de dimensão entre os elementos e a assimetria forte, às diferenças de dimensão e forma. As lineações de drenagem são elementos da rede de drenagem estruturados, retilíneos ou em forma de arco (SOARES; FIORI, 1978). A propriedade de densidade de drenagem foi definida no item 3.2 da parte 3.

Howard (1967) define anomalias de drenagem como locais de desvio do regime hidrológico, onde o padrão do fluxo hídrico se difere do padrão de drenagem regional, conforme a topografia local, essas mudanças locais indicam desvios dos controles geológicos e estruturais. O referido autor atenta ao fato de que a análise de anomalias, na rede de drenagem, pode fornecer pistas relativas às características estruturais locais, indetectáveis por outros métodos, pois a rede de drenagem ajusta seu curso numa evidente adaptação às estruturas do modelado do relevo. Em exemplo prático, um rio hipoteticamente pode mudar seu curso e adaptar-se a um ambiente de falha ou o paralelismo de rios, em uma região com padrões de drenagem dendrítica, pode ser evidência de inclinação de blocos tectônicos.

5 RESULTADOS

Nessa parte serão expostos os resultados obtidos pela presente pesquisa. Por intermédio do processo da análise geológica e geomorfológica foram averiguadas a geomorfologia estrutural e as relações morfodinâmicas da bacia do Ribeirão Vovozinha. Serão apresentados também aspectos da fisiografia da área de estudo: aspectos bioclimáticos e pedológicos.

5.1 ASPECTOS BIOCLIMÁTICOS

A região centro-norte do Paraná está em um contexto transicional, em termos de clima e vegetação. Fatores como altimetria e relevo são preponderantes na definição entre o clima Cfa (tropical) e Cfb (subtropical), baseado na classificação de Köeppen e Geiger (1928).

Caviglione et al. (2000) propuseram uma adaptação da classificação climática de Köeppen e Geiger (1928) para o estado do Paraná. Nessa propositura, a classificação Cfa é caracterizada por clima tropical, com temperatura média no inverno inferior a 18°C e no verão superior a 22°C. Os verões são quentes e as geadas pouco frequentes, com concentração de chuvas nos meses do verão, sem estação seca definida. A classificação Cfb denota um clima temperado, com temperatura média no inverno, abaixo de 18°C e no verão, inferior a 22°C (verões amenos), sem estação seca definida.

Conforme os dados pluviiais, disponibilizados pela Agência Nacional de Águas - ANA (2016), no endereço eletrônico *Hidroweb*, os índices de precipitação monitorados ao longo de 30 anos (1975 - 2005) para a região de Faxinal ultrapassam o volume mediano de 1.800 mm anuais. Os meses mais chuvosos são dezembro, janeiro e fevereiro. Os meses mais secos são julho e agosto.

Diante de um contexto transitório em termos de clima, relevo e substrato rochoso, a vegetação oscila, na conjuntura regional, entre a Floresta Estacional Semidecidual e a Floresta Ombrófila Mista (IBGE, 1992).

A Floresta Ombrófila Mista ou Floresta de Araucárias mescla elementos de vegetação tropical e temperada. Típica de planaltos da região sul do Brasil, está presente predominantemente em áreas de clima subtropical, em regiões elevadas (entre 500 e 1200 m). Subdivide-se em Floresta Ombrófila Mista Montana, Altomontana e Mista (IBGE, 1992; RODERJAN et al., 2002). A cobertura vegetal original, da área de estudo, corresponde à

Floresta Ombrófila Mista Montana.

A região que compreende o tema de estudo foi intensamente desmatada para fins de atividade agropecuária. Os fragmentos residuais da vegetação nativa estão presentes atualmente nas áreas escarpadas de encostas e em faixas marginais de rios.

5.2 ASPECTOS DA COBERTURA PEDOLÓGICA

As classes de solos, ocorrentes no estado do Paraná, foram compiladas e mapeadas pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) e pelo Instituto Paranaense de Assistência Técnica e Extensão Rural (EMATER), no ano de 1999. Essas classes foram obtidas pelo Instituto de Terras, Cartografia e Geociências (2016). Os solos identificados na área de estudo são: Latossolo Vermelho, Neossolo Litólico e Argissolo Vermelho-Amarelo. Essas classes são descritas, a seguir, conforme EMBRAPA (EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, 2006) e expostas na Figura 13.

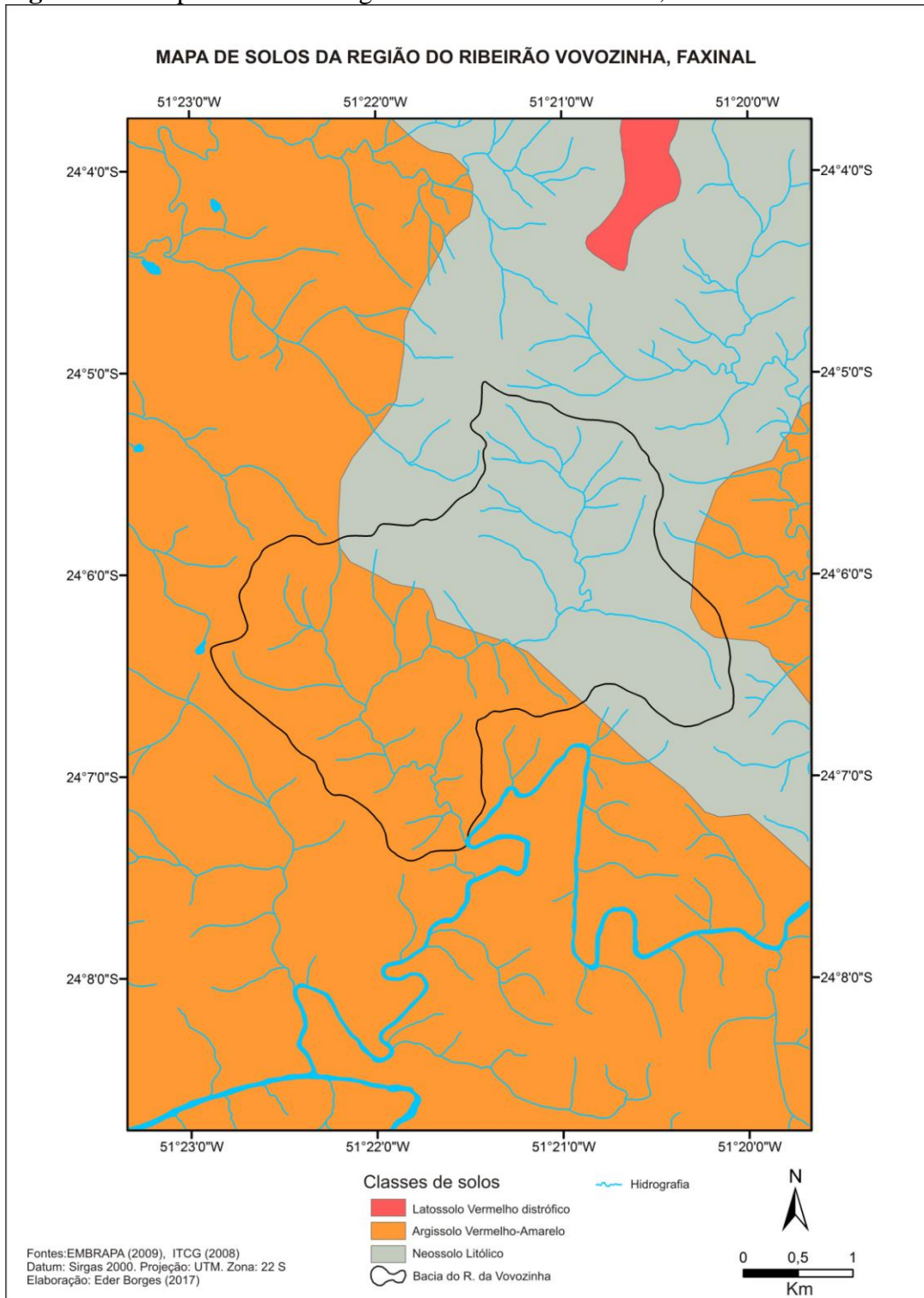
O Latossolo Vermelho distrófico típico, álico, com textura argilosa, desenvolve-se sobre rochas basálticas da Formação Serra Geral, em topos de relevo plano a suave ondulado, onde as declividades variam de 0 a 8%. Esse tipo de solo se constitui de material mineral, com horizonte B latossólico, imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte diagnóstico superficial, exceto o hístico.

São solos em avançado estágio de intemperização, excepcionalmente evoluídos, resultante de energéticas transformações no material constitutivo. São virtualmente destituídos de minerais primários ou secundários, menos resistentes ao intemperismo, com baixa capacidade de troca de cátions. Variam de fortemente bem drenados à drenagem moderada ou mesmo imperfeitamente drenados, transicionais para condições com certo grau de gleização. Normalmente profundos, de coloração avermelhada, com espessura raramente inferior a 1 m, são típicos de regiões equatoriais e tropicais, embora ocorram também em zonas subtropicais, distribuídos, sobretudo, em amplas e antigas superfícies de erosão, pedimentos ou terraços fluviais antigos.

Os Neossolos Litólicos eutróficos típicos constituem solos compostos por material mineral, ou material orgânico pouco espesso, geralmente com menos de 20 cm de espessura, que não exibem alterações significativas em relação ao material original, por motivo de baixa pedogênese. Os motivos que inibem a formação dos solos consistem em características do material de origem, como maior resistência aos processos intempéricos, composição química / mineralógica, ou outros fatores de formação, como clima, relevo e idade.

Os Argissolos, Vermelho-Amarelos, designam solos formados por material mineral, com presença de horizonte B textural de argila, de atividade baixa ou alta, conjugada com saturação por bases baixa ou caráter álico. O horizonte B textural situa-se imediatamente abaixo de horizonte A ou E.

Figura 13 - Mapa de solos da região do ribeirão Vovozinha, Faxinal



Fonte: Do autor

5.3 ANÁLISE GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO DO RIBEIRÃO VOVOZINHA

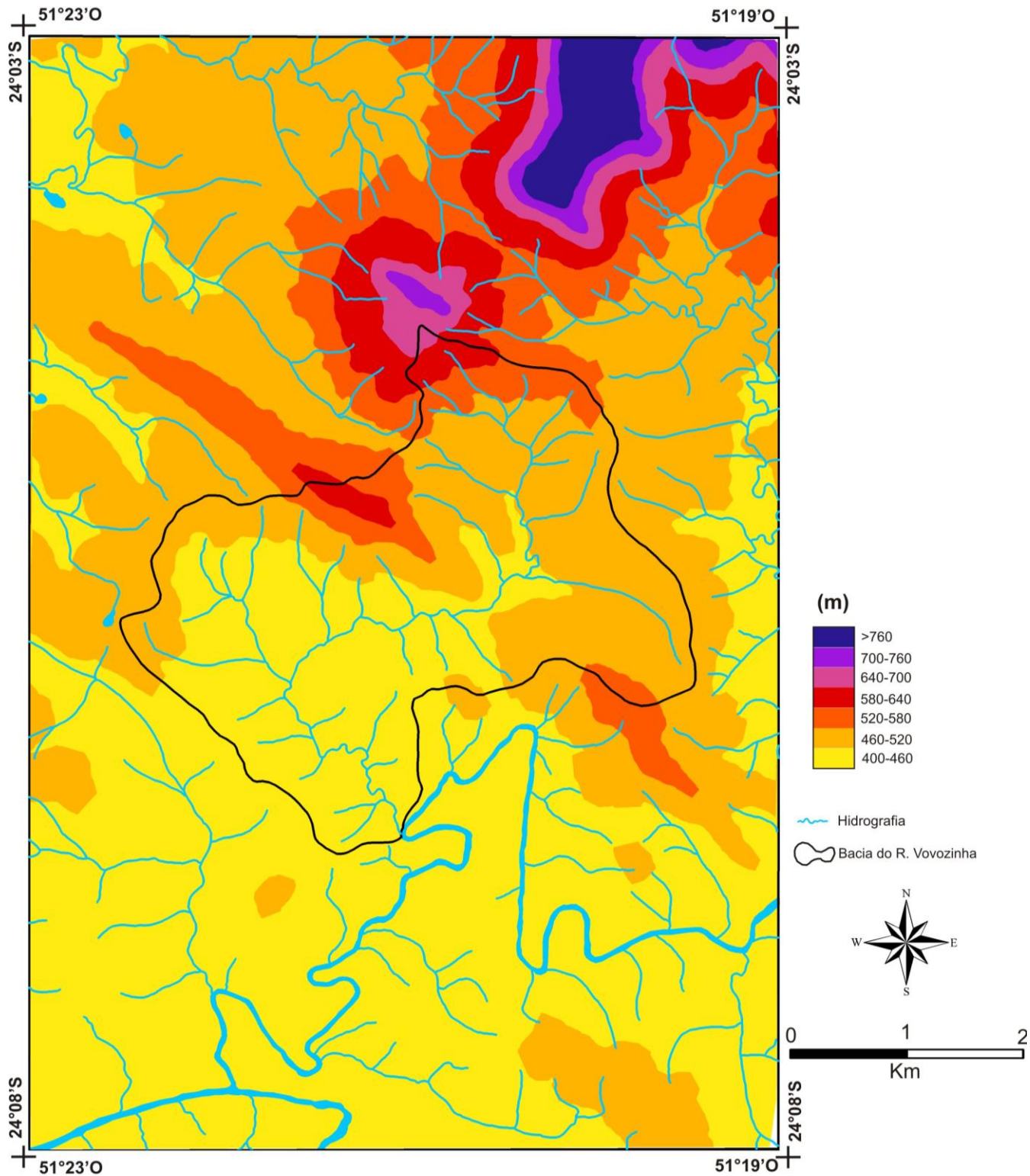
O relevo regional é caracterizado por uma sucessão de superfícies desniveladas em um aspecto escalonado. Essa configuração de relevo tem sua gênese relacionada ao condicionamento policíclico de evolução da paisagem, que data do Terciário inferior ao Quaternário, onde em vigência de climas áridos e semiáridos, processos erosivos, por recuo lateral das vertentes, diminuíram a dimensão dos interflúvios, causando a inumação dos vales por pedimentos, em fluxos torrenciais de depósitos de encosta. Em climas úmidos, predominou o entalhamento dos canais de drenagem e o “arredondamento” das vertentes.

São identificados na área de estudo dois modelados principais de relevo: o de dissecação e o de acumulação. Situado no contexto de transição entre o Segundo e o Terceiro Planaltos Paranaenses, o modelado de dissecação está localizado no extremo nordeste do recorte da área de estudo, condiz a escarpas erosivas e escarpas adaptadas de falha com *fronts* marcando desníveis altimétricos acima dos 100 m, onde afloram os arenitos de idade Mesozoica das Formações Piramboia e Botucatu, essas escarpas demarcam o limite entre o modelado de dissecação e o de acumulação.

Sobrepostas aos arenitos das Formações Piramboia e Botucatu assentam-se as rochas da Formação Serra Geral. Os basaltos da Formação Serra Geral predominam no reverso das escarpas da Serra Geral, no Terceiro Planalto Paranaense, onde constituem estruturas que inclinam suavemente para noroeste e oeste, rumo à calha do Rio Paraná, em conformidade às demais camadas estratigráficas da bacia do rio homônimo. No reverso das escarpas, a pedogênese gera solos autóctones e espessos, devido à intensa alteração supérgena sobre os basaltos, predomina o latossolo vermelho, distrófico típico, álico, com textura argilosa.

Situam-se no modelado de dissecação as maiores declividades (acima dos 25%) (Figura 15) e as maiores elevações topográficas, que coincidem com feições de elevações residuais e escarpas, sustentadas por litologias resistentes à erosão (Formações Serra Geral e Botucatu), onde as cotas altimétricas atingem 825 m (Figura 14).

Figura 14 - Mapa hipsométrico da região do ribeirão Vovozinha, Faxinal



Base: Instituto de Terras, Cartografia e Geociências - ITCG. Carta Topográfica de Faxinal-PR, folha SG-22-V-B-III-2, escala: 1:50.000. Imagens SRTM, resolução 30 m. Datum: Sirgas 2000. Projeção: UTM. Zona: 22 S. Elaboração: Eder Borges

Fonte: Do autor

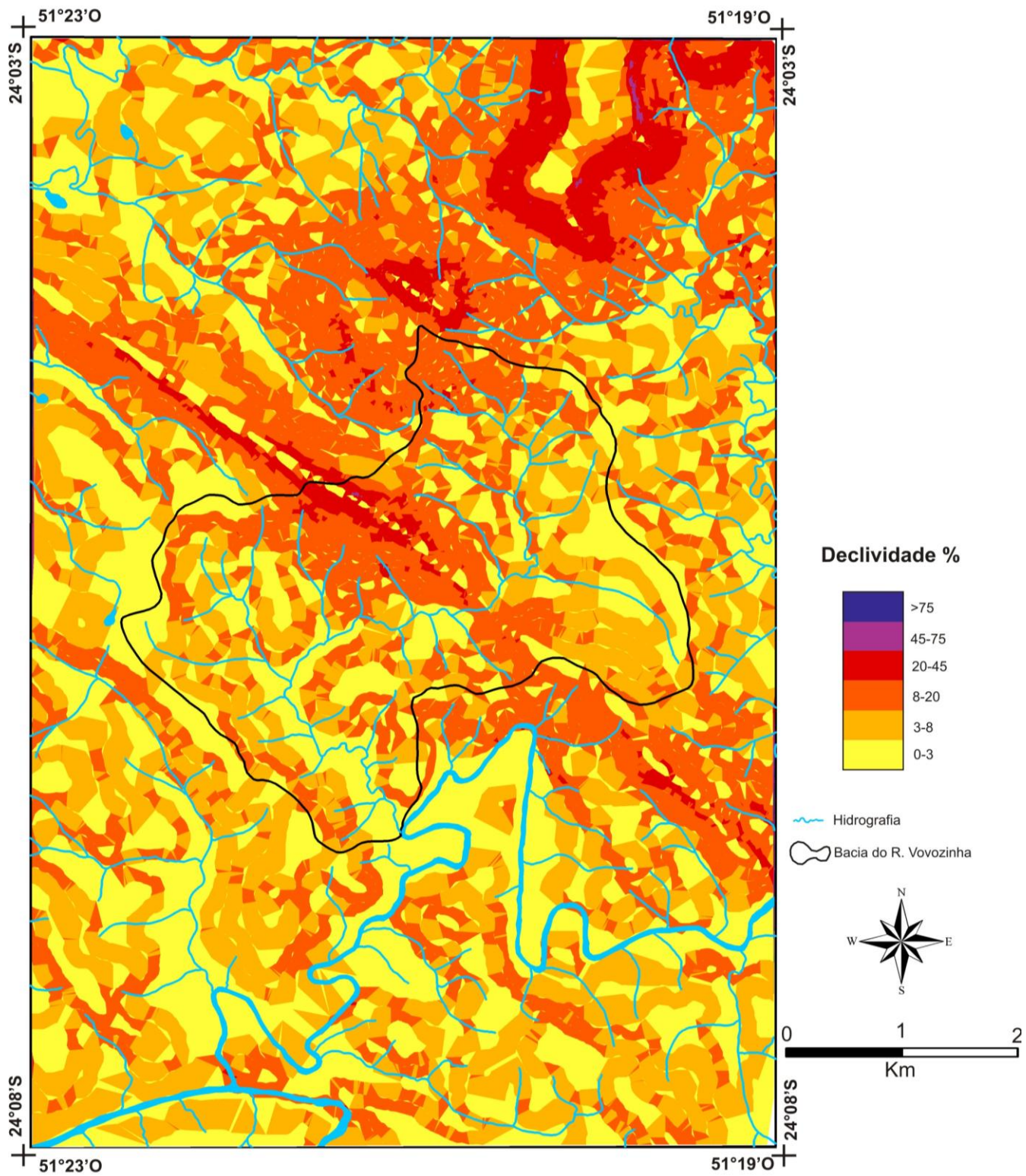
De acordo com tais atributos geomorfológicos, as áreas representativas do modelado de dissecação correspondem, na classificação do Atlas Geomorfológico do Paraná, proposto por MINEROPAR (2006), à subunidade morfoescultural do Planalto de Londrina, que apresenta médio grau de dissecação, com declividade predominante abaixo de 12%, altitudes que variam entre 340 e 980 m, formas predominantes de topos alongados, vertentes convexas e vales em “V”, modeladas em rochas da Formação Serra Geral. Fortes et al. (2008) classificaram a área como Domínio Morfoestrutural III (DM III) caracterizando-a como representativa de serras alongadas, alinhadas conforme NW-SE, em altitudes variando de 650 a 1.650 m, associadas a diques de diabásio, com declividades variando de menos de 3% em vales de rios, a mais de 40% em zonas de relevo escarpado da Serra Geral, sustentados por basaltos ou por arenitos silicificados da Formação Botucatu.

O modelado de acumulação equivale às áreas deprimidas e dissecadas, caracterizadas pela acumulação de sedimentos. Está inserido, conforme MINEROPAR, (2006), nas subunidades morfoesculturais do Planalto de Santo Antônio da Platina e Planalto de Ortigueira, que apresentam médio a alto grau de dissecação, classes de declividade variando entre 6 e 30%, altitudes variando de 440 a 1.180 m, formas de topos alongados em cristas, vertentes convexas e vales em “V”. A direção predominante da morfologia é NW-SE.

Fortes et al. (2008) classificaram a área como Domínio Morfoestrutural IV (DM IV), que apresenta características de relevo monótono e dissecado, com vertentes planas, alongadas e convexas, recobertas por acumulação de sedimentos, apresentando algumas elevações residuais sustentadas por arenitos silicificados da Formação Botucatu. Os autores acrescentam que o controle estrutural do relevo é representado por falhas, fraturas e feições de diques, de orientação preferencial NW-SE. Essas estruturas exercem forte controle na rede de drenagem, condicionando o curso dos canais por encaixe em falhas, em trechos retilíneos e curvas anômalas em ângulos retos.

Conforme exposto na figura 15, no modelado de acumulação, são identificadas as menores classes de declividade (abaixo de 15%) e as menores altitudes, onde as cotas altimétricas variam de 400 a 520 m (Figura 14). Nessas áreas, os solos predominantes são o neossolo litólico e argissolo vermelho-amarelo, com espessuras que variam de poucos cm até cerca de 2 m, a pedogênese ocorre tanto sobre a litologia Rio do Rasto, quanto em coberturas superficiais transportadas pela ação da gravidade e depositadas em médias e baixas vertentes.

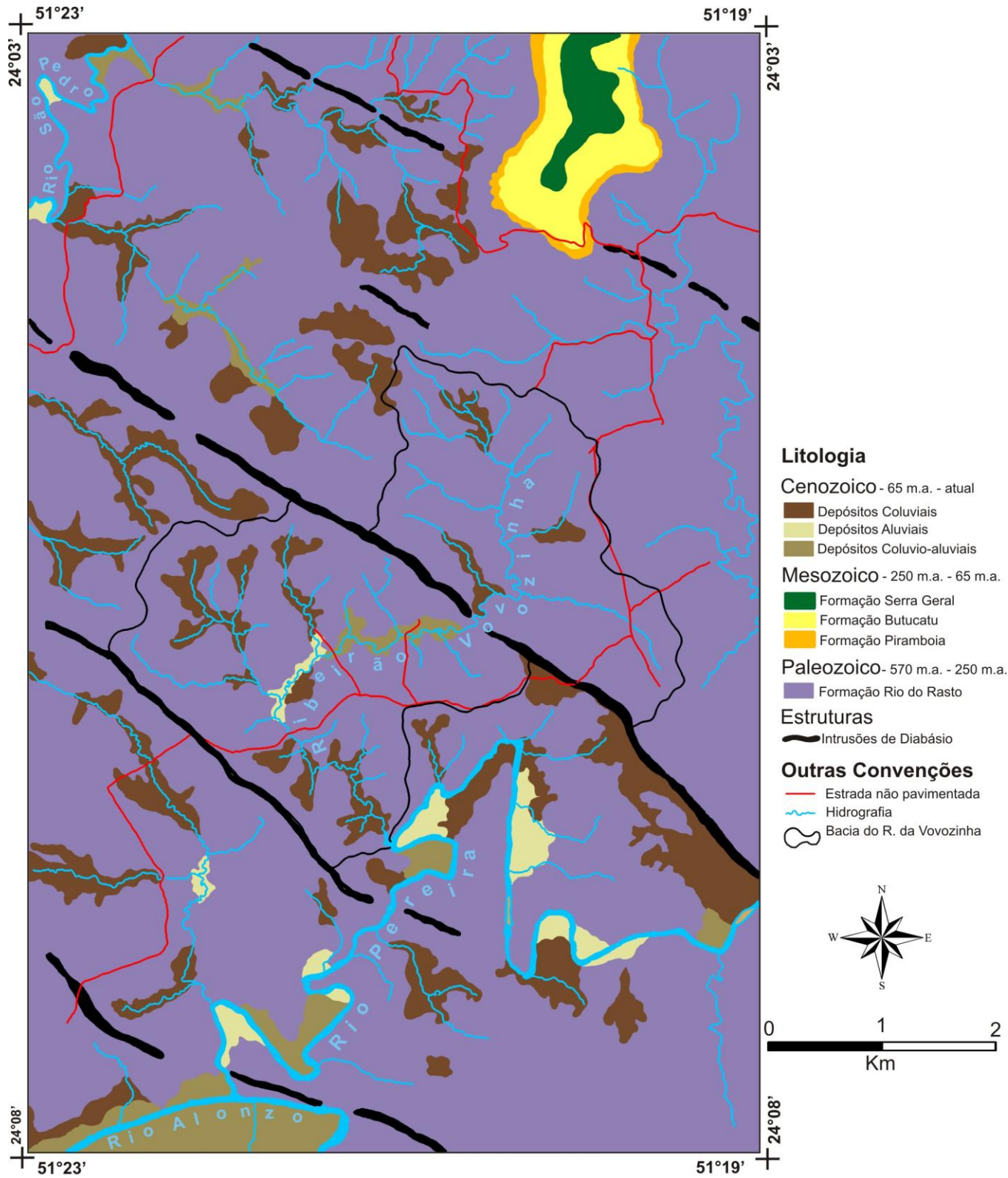
Figura 15 - Mapa de declividade da região do ribeirão Vovozinha, Faxinal



Base: Instituto de Terras, Cartografia e Geociências - ITCG. Carta Topográfica de Faxinal-PR, folha SG-22-V-B-III-2, escala: 1:50.000. Imagens SRTM, resolução 30 m. Datum: Sirgas 2000. Projeção: UTM. Zona: 22 S. Elaboração: Eder Borges

Fonte: Do autor

Figura 16 - Mapa geológico da região do ribeirão Vovozinha, Faxinal



Base: Instituto de Terras e Colonização do Norte do Paraná - ITC-PR
 Fotolevanteamento Aéreo, Fotos: 20554, 20555, 20638 e 20639. Escala: 1:25.000
 Data de aquisição: 27/05/1980. Datum: Sirgas 2000. Projeção: UTM. Zona: 22 Sul.
 Elaboração Eder Borges.

Fonte: Do autor

Sotoposta às formações geológicas, anteriormente mencionadas, a formação Rio do Rasto, mais antiga da sequência estratigráfica na região do município de Faxinal (Paleozoico), constitui a base litológica da maior parte da área de estudo e também de grande extensão do Segundo Planalto Paranaense, onde é recoberta parcialmente por depósitos de idade Quaternária.

A fraca resistência aos processos erosivos dessa unidade litológica, composta por arenitos e siltitos, em comparação às rochas sobrepostas na coluna estratigráfica, confere à paisagem feições de relevo rebaixadas, com predomínio de colinas convexas. O contato estratigráfico entre a Formação Rio do Rasto e as formações Mesozoicas é marcado por discordância erosiva.

Observa-se na figura 16 que a área abordada pelo estudo é caracterizada por complexos de rampas de colúvio e leques aluviais, onde se nota que o material de origem provém de locais elevados onde predominam modelados de dissecação. Esses materiais são transportados pelos rios e pela ação da gravidade, acumulando-se nas bases das escarpas e junto aos fundos de vale. Os depósitos coluviais distribuem-se ao longo das baixadas sedimentares, acumulando-se em médias e baixas vertentes. É comum a presença nesses depósitos, de detritos das Formações Serra Geral e Botucatu, com espessuras que variam de poucos cm até mais de 2 m, relacionados a eventos de solifluxão, denotando ambientes com distintos estágios de energia, atuando nos processos erosivos e deposicionais.

Afloramentos de depósitos compostos por detritos de basaltos da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu, encontrados em área que compreende as nascentes do Ribeirão Vovozinha, indicam remanescentes de paleociclos morfogenéticos, contudo, demandam de análise quanto à constituição granulométrica e relação com os ciclos erosivos (Figura 17).

Situados na fácies inferior, os cascalhos brechosos, suportados com pouca ou nenhuma matriz, facetados e pouco retrabalhados, típicos de fluxo torrencial de transporte em curta distância, indicam erosão mecânica e um fluxo torrencial de transporte. Na parte superior, o material coluvial de matriz argilosa, dotado de notável diminuição da granulometria para o topo, demonstra um paleoambiente com considerável diminuição de energia dos agentes erosivos e deposicionais, gerando um fluxo mais lento, típico de climas úmidos, similares aos atuais.

Na área de estudo, os depósitos aluviais ocorrem restritamente confinados às planícies aluviais dos rios Pereira, São Pedro e baixo curso do Ribeirão Vovozinha, associados a barras de canais e depósitos de inundação. São formados por blocos e cascalhos arredondados e subarredondados e diques marginais arenosos. Os depósitos colúvio-aluviais

indiferenciados são os menos presentes, ocorrendo em fundos de vale, no médio curso do Ribeirão Vovozinha e confinados em curvas do rio Pereira.

Figura 17 - Depósito coluvial descrito em local que abriga as nascentes do Ribeirão Vovozinha



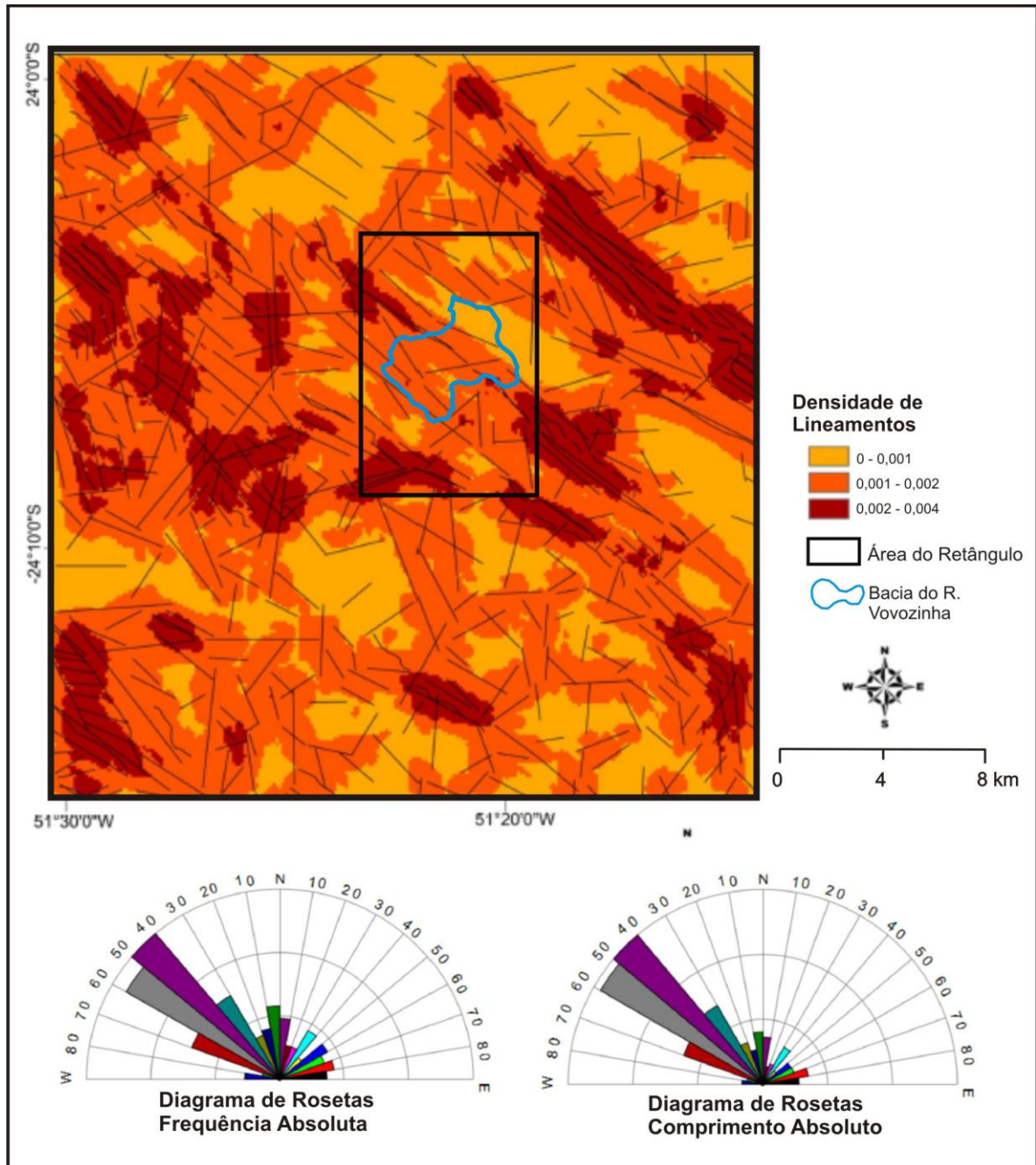
Fonte: Do autor

A densidade de lineamentos envolvendo a área da carta de Faxinal, representada na figura 18, corresponde a cursos d'água retilíneos, intrusões de diabásio e sistemas de falhas.

A frequência absoluta de lineamentos (diagrama de rosetas, figura 18) expressa um predomínio absoluto das famílias de *trends*, de direções N40-60W (padrão NW-SE). De forma secundária demonstram-se as direções N-S e N30-80E (padrão NE-SW).

Conforme já explicado por Zalán et al. (1990), os lineamentos NE-SW originam-se de dois cinturões móveis brasileiros, que afloram nas margens leste e sudoeste da bacia do Paraná, estendendo-se sobre ela pelo setor meridional, ocorrendo também na parte noroeste da bacia, numa clara influência da faixa Paraguai-Araguaia. Os lineamentos NW-SE são desprovidos de conotação genética. Rostirolla et al. (2000) argumentam que na bacia do Paraná, as estruturas NE-SW relacionam-se a deformações tectônicas transcorrentes, pós-deposicionais nos estratos sedimentares neopaleozoicos, anteriores ao magmatismo jurocretáceo. Esses autores justificam ainda que a existência de diques de direção NW-SE, seccionados por falhas NE-SW, são indícios de deformações ocorridas após o magmatismo Serra Geral.

Figura 18 - Densidade de lineamentos da carta topográfica de Faxinal, com destaque para o recorte da área de estudo

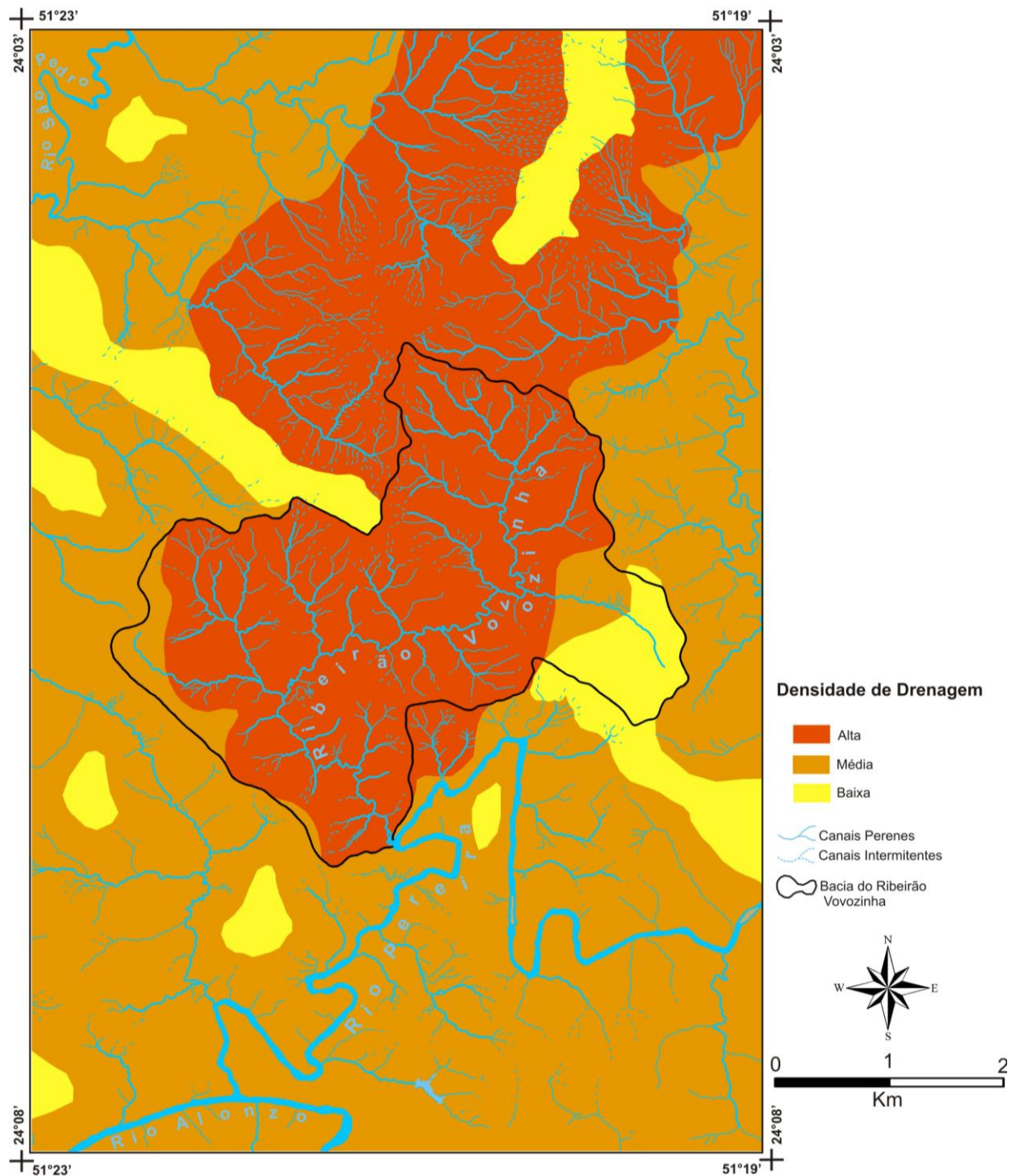


Fonte: Adaptado de Couto et al. (2011)

Os lineamentos de direção NW-SE, segundo Couto (2011), representam cristas alinhadas sobre intrusões de diabásio, formando padrões de canais paralelos entre os diques, conferindo forte influência na geomorfologia regional. Os lineamentos de direção NE-SW cortam as cristas, acima referidas, configurando dutos para a drenagem, gerando capturas fluviais por influência estrutural (CAMOLEZI, 2013).

Conforme nota-se na figura 19, a rede de drenagem retrata o padrão dendrítico a subdendrítico, nas áreas de maiores declividades, em escarpas abruptas a nordeste,

Figura 19 - Mapa de densidade de drenagem da região do ribeirão Vovozinha, Faxinal



Fonte: Do autor

representativas do modelado de dissecção, há uma leve tendência de migração para o padrão sub-retangular e subparalelo nas áreas do modelado de acumulação, em pontos onde há indicativos de controle estrutural. Esse controle estrutural é exercido pelos enxames de diques de diabásio que formam morros alongados de direção NW-SE, com larguras variando entre 80

e 150 m e comprimento que ultrapassa os 10 km, essas feições expressivas de relevo são as principais estruturas que interferem na conformação da rede de drenagem.

Na parte norte da área de estudo, próximo às nascentes do Ribeirão Vovozinha, a drenagem exibe um padrão radial centrífugo, esse padrão apresenta localmente controle estrutural exercido por uma elevação residual relacionada a um dique de diabásio.

Há ainda mudanças localizadas desses padrões ao sul, principalmente nas calhas fluviais do rio Pereira e afluentes, indicando trechos anômalos ou fora dos padrões de equilíbrio como paralelismo, desvios bruscos, trechos retilíneos e alto índice de angularidade dos canais.

A área à nordeste da área de estudo, de relevo dissecado e escarpado e também a área da bacia do Ribeirão Vovozinha apresentam uma maior densidade de drenagem. No primeiro caso, isso se deve ao agrupamento local de atributos, de alta declividade (de 20% a mais de 75%), zonas de contatos litológicos e erosão diferencial. No segundo caso, a alta densidade de drenagem é favorecida pela baixa permeabilidade dos arenitos, siltitos e argilitos da Formação Rio do Rasto e também pelas linhas de fraqueza desta litologia, onde se observa uma concentração de canais de primeira e segunda ordem, indicando erosão pronunciada nessas rochas friáveis.

Na porção intermediária, do recorte da área de estudo, a densidade de drenagem é reduzida, pois uma soleira de diabásio atua como barreira para a rede hidrográfica. Os demais setores, ao longo da área investigada, apresentam densidade de drenagem moderada.

5.3.1 Contexto Morfodinâmico e Domínios Geomorfológicos

Feições diversas como escarpas íngremes, degraus estruturais e relevos residuais são reflexos de uma considerável complexidade geológica e geomorfológica, atributos inerentes a essa região.

As escarpas de caráter erosivo e estrutural, sustentadas por rochas Mesozoicas presentes à nordeste da área de estudo, são feições expressivas, que guardam resquícios de ciclos morfogenéticos ocorridos no Terciário, determinantes para a atual configuração do relevo. A história Cenozoica de evolução do relevo, marcada pela atuação de paleoclimas e da Neotectônica é atestada pelos depósitos sedimentares que recobrem partes das superfícies do modelado de acumulação. Essas últimas contrastam com as escarpas, conferindo à paisagem um aspecto mais constante e suave (FORTES et al., 2008).

Mediante o critério de mapeamento geomorfológico, estabelecido pelo IBGE (2009), que agrupa conjunto de formas com gênese comum, a área de estudo foi compartimentada em

quatro unidades: Domínio das Superfícies Dissecadas e Escarpadas (DSDE), Domínio das Superfícies Sedimentares Intermediárias (DSSI), Domínio das Superfícies Estruturais Ígneas Intrusivas (DSEII), e Domínio das Superfícies Sedimentares Depressionárias (DSSD) (Figura 20). Esses domínios possuem feições associadas à morfodinâmica local. Essas feições, descritas no item 3.1 da parte 3, são restritas a determinados domínios ou comuns entre eles, conforme suas respectivas peculiaridades geomorfológicas.

O Domínio (DSDE) está situado à nordeste da área de estudo e compreendido entre as altitudes de 520 e 820 m. Esse domínio concentra feições de escarpas em conformidade com as formações geológicas Mesozoicas, demarcando uma descontinuidade do Terceiro Planalto Paranaense, a qual estaria relacionada, segundo Manieri (2010) e Santos (2010), à retomada erosiva em processos de recuo paralelo de encostas, devido a flutuações climáticas durante o Quaternário. Com cerca de 130 m de amplitude, essas escarpas são as feições mais marcantes e pronunciadas da área investigada. Nelas, e unicamente nesse domínio, afloram todas as litologias presentes na sequência estratigráfica da região do Ribeirão Vovozinha e registram-se também os maiores valores de declividade (de 25 a mais de 75%), atestados pelo acentuado escarpamento, mostrados nas figuras 15 e 20.

Manieri (2010) analisou a evolução morfoestrutural e morfodinâmica, por meio da interferência do arcabouço litoestratigráfico e estrutural na compartimentação geomorfológica da bacia hidrográfica do rio São Pedro, região de Faxinal, área contígua à adotada na presente dissertação, situada à oeste da bacia do Ribeirão Vovozinha. Segundo a autora, a escarpa Mesozoica alinha-se na bacia hidrográfica do rio São Pedro no sentido leste-oeste, de forma descontínua e fragmentada, prolongando-se pelos interflúvios da margem direita até o baixo curso e na margem esquerda, até o médio curso, onde apresenta uma contiguidade com as escarpas erosivas e estruturais, descritas no domínio (DSDE).

Os arenitos de idade Mesozoica, das Formações Piramboia e Botucatu, afloram entre as altitudes de 650 e 720 m (Figura 16). Os arenitos finos e friáveis da Formação Piramboia ocorrem espacialmente de forma fragmentada e limitada e encontram-se parcialmente erodidos, formando reentrâncias nas escarpas. O arenito Botucatu, de caráter mais resistente, forma ressaltos contíguos nas encostas. Esses arenitos sustentam os patamares e escarpas mencionados anteriormente.

Em sobreposição, (Figura 16), assentam-se os basaltos da Formação Serra Geral, essas rochas afloram nas áreas mais elevadas à nordeste, a cerca de 750 m de altitude, em topos da escarpa Mesozoica. Correspondem a basaltos pórfitos, dacitos, riocacitos e riolitos (MINEROPAR, 2001).

A densidade de drenagem é variável conforme os diferentes atributos geológicos e

geomorfológicos, esses segmentos escarpados e de relevo dissecado abrigam também elevadas densidades de drenagem, onde há uma maior concentração de canais de primeira e segunda ordem e uma pronunciada ramificação da rede hidrográfica (Figura 19).

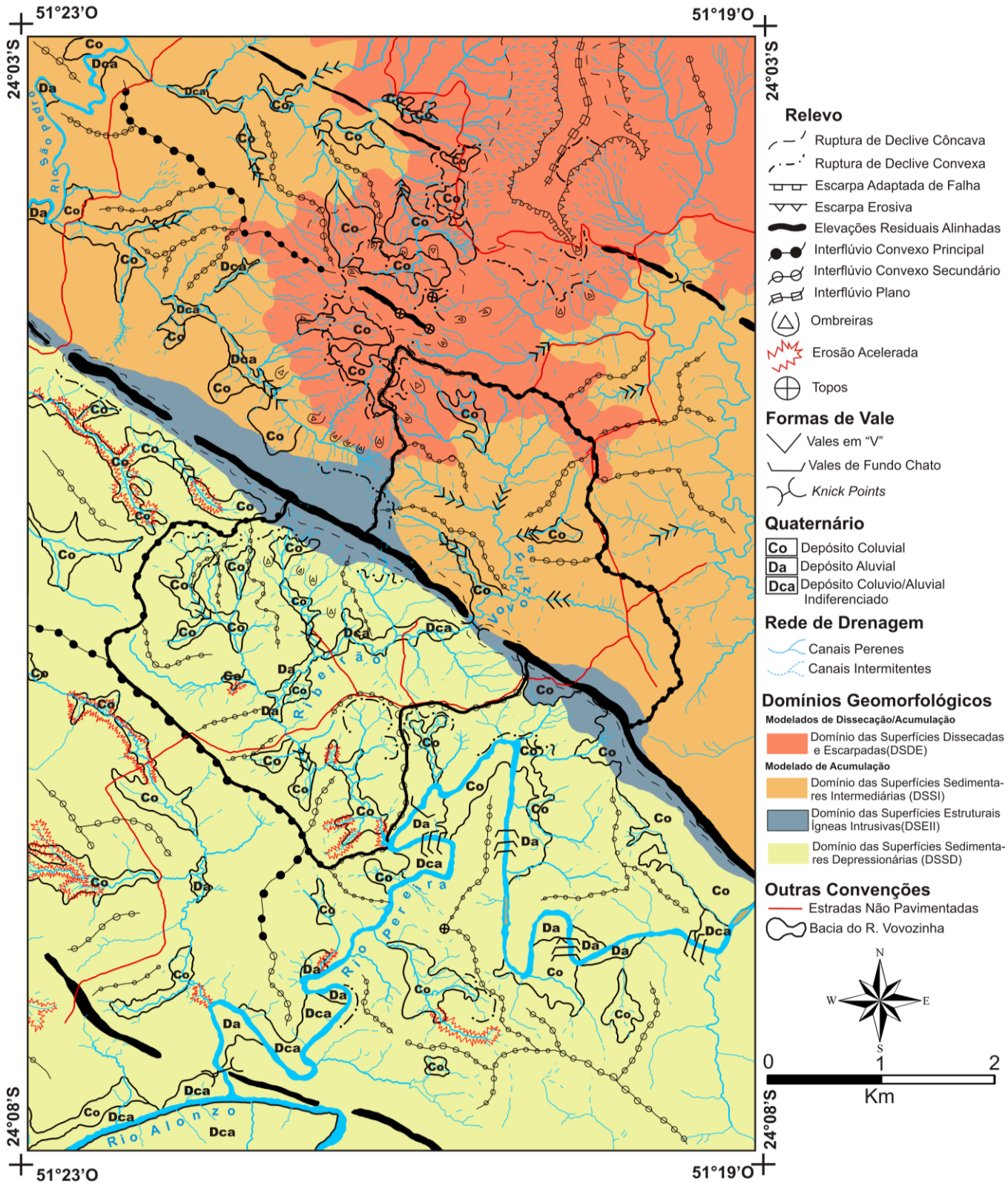
Na porção sudoeste desse domínio, há uma zona em que a drenagem expõe um padrão semirradial, esse padrão de drenagem está em conformidade com uma elevação residual, controlada por um dique de diabásio, presente no local, cujo topo alinhado em direção NW-SE atinge a cota de 730 m, associados a essa feição de relevo há níveis de ombreiras em zonas de ruptura litológica. Esse elemento do relevo está representado na figura 20, pela simbologia de feição de topo. De acordo com Vargas et al. (2013) é comum a ocorrência de padrões de drenagem radiais e sub-radiais, em áreas que foram sujeitas a derrames e formaram soleiras de diabásio, onde a declividade e as estruturas dômicas se tornam fator controlador, exercendo influência sobre os padrões de drenagem.

Camolezi (2013) investigou o controle estrutural como condicionante da evolução morfodinâmica e da rede de drenagem na bacia hidrográfica do córrego Morumbi, contígua à bacia do Ribeirão Vovozinha, situando-se à leste da área abordada pela presente pesquisa. Foram detectadas na bacia do córrego Morumbi, elevações residuais em altitudes de 766 e 732 m, seccionadas por falhas normais de direção NE70SW. O autor identificou também feições de colos e ombreiras, relacionando-as às elevações residuais e através das mesmas, inferindo um modelo de evolução geomorfológica, marcado por estágios evolutivos diferenciados no processo de recuo das escarpas até o completo isolamento dessas feições, não atribuindo necessariamente o processo a uma evolução paleoclimática cíclica.

Embora as escarpas adaptadas de falha sejam frequentes no contexto regional das escarpas da Serra do Cadeado, há apenas uma única ocorrência na área de estudo: condiz a um pequeno trecho retilíneo no *front* da escarpa, à nordeste, de direção aproximada NW-SE, voltada para sudoeste, concordante às direções preferenciais dos diques de diabásio (Figura 20). Nesse trecho, o recuo da escarpa cessou ao se deparar com a intrusão de diabásio, de caráter mais resistente. Configura-se, dessa forma, no local, uma escarpa adaptada de falha, a partir do direcionamento de um dique de diabásio. O prolongamento dessa escarpa assume a forma de uma escarpa erosiva, com formatos de “meia lua”, formados pela erosão remontante.

Nessas zonas, que abrigam cabeceiras de drenagem, os canais de primeira e segunda ordem atuam junto aos *fronts* das escarpas, por meio da erosão remontante, processo que culmina no recuo dessas escarpas. Regularmente, essas nascentes desenvolvem feições de anfiteatros. A partir dessa zona de escarpas e de cabeceiras de drenagem, a rede hidrográfica flui para noroeste e sudeste. São comuns nas zonas escarpadas, pertencentes ao modelado de dissecção, a ocorrência de falhas normais e subverticais.

Figura 20 - Mapa geomorfológico da região do Ribeirão Vovozinha, Faxinal



Base: Instituto de Terras e Colonização do Norte do Paraná - ITC-PR
 Fotolevantamento Aéreo, Fotos: 20554, 20555, 20638 e 20639. Escala: 1:25.000
 Data de aquisição: 27/05/1980. Datum: Sirgas 2000. Projeção: UTM. Zona: 22 S.
 Elaboração Eder Borges.

Fonte: Do autor

O Domínio (DSDE) corresponde tanto ao modelado de dissecação, quanto ao de acumulação, não se restringe às zonas escarpadas, mas abrange também áreas elevadas onde se verificam depósitos coluviais que acompanham o direcionamento de inclinação dos compartimentos e, portanto, da drenagem. Feições como escarpas erosivas, rupturas de declive, ombreiras e vales em “V” são frequentes em modelados de dissecação e estão atreladas a processos erosivos. As rupturas de declive, côncavas e convexas, estão associadas às escarpas e elevações residuais onde a descontinuidade no aclave decorre da erosão diferencial em locais de contato litológico.

Ao longo de vertentes abruptas, o domínio (DSDE) exhibe diferentes níveis de ombreiras, difundidas entre 520 e 700 m de altitude. Esses patamares descontínuos foram reconhecidos por Manieri (2010) e Santos (2010), nas bacias dos rios São Pedro e Bufadeira, região de Faxinal, ao longo das escarpas e relevos residuais, situados entre os níveis altimétricos de 540 e 700 m, apresentando um prolongamento regional. Esses autores relacionaram essas feições de relevo a níveis de aplanamento Pd2, com gênese policíclica do relevo proveniente de alternância climática no Cenozoico.

Esses ressaltos litológicos correspondem à erosão diferencial em zonas de contato entre diferentes formações litológicas, ou mesmo entre as diferentes fácies da Formação Rio do Rasto. Também devido a esses atributos, esse domínio manifesta uma série de rupturas de declive côncavas e convexas.

Os interflúvios planos são associados a feições escarpadas e de topo plano, sustentadas pela Formação Serra Geral, com declividades em torno de 3 a 8%, localizadas no extremo nordeste da área de estudo. No restante desse domínio e também nos demais prevalecem os interflúvios convexos secundários (que dividem canais de ordens inferiores) e interflúvios convexos principais (que delimitam canais de ordens superiores e bacias hidrográficas). Esses últimos em alguns casos coincidem com intrusões de diabásio.

O Domínio (DSSI) reúne características distintas do Domínio (DSDE) que é limítrofe ao domínio acima mencionado, cuja divisão é marcada principalmente por atributos altimétricos e de declividade. Possui relevo de traço monótono, com colinas convexas dissecadas e moldadas em arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto. As altitudes variam de 440 a 520 m aproximadamente (Figura 14). As declividades oscilam de 3 a 15%, as maiores declividades situam-se junto às elevações residuais, associadas a diques de diabásio, as menores declividades condizem ao aspecto colinoso do relevo (Figura 15).

Ocorre o predomínio de vales em “V”, escavados por uma rede de drenagem densa, com vários interflúvios convexos principais e secundários, atributos que corroboram o aspecto

colinoso das vertentes. Ocorre o alargamento gradativo desses vales a jusante, rumo às áreas mais rebaixadas e dissecadas, gerando indício de que a morfodinâmica da região do Ribeirão Vovozinha ocorre de forma mais pronunciada nas áreas ao sul e sudoeste.

Constata-se a presença de depósitos coluviais, e em menor quantidade, depósitos colúvio-aluviais e aluviais, esses últimos confinados nas planícies aluviais do rio São Pedro, no extremo nordeste.

O Domínio (DSEII) está posicionado de forma intermediária, na porção central da área de estudo. Possui fisionomia estreita e alongada prolongando-se conforme a direção de um dique de diabásio, que forma pela erosão diferencial uma serra alongada, consoante a um significativo lineamento de direção NW-SE, conforme exposto na figura 20. Os enxames de diques de diabásio, presentes nas bordas planálticas, estão inseridos no contexto do Arco de Ponta Grossa, do qual o eixo principal coincide com a área de estudo. Os diques, orientados, predominantemente, conforme direção NW-SE, controlam estruturalmente a rede de drenagem atuando como feições de interflúvios convexos principais. Não raramente, esses diques são seccionados por falhas N-S e NE-SW, permitindo a transposição da rede de drenagem.

Existem depósitos coluviais de forma restrita, em formas de rampas de colúvio nos sopés do dique, à sudeste. A figura 21 exhibe um afloramento situado junto às paredes do dique de diabásio, de 2,10 m de espessura. O afloramento expõe blocos alterados de até 30 cm de diâmetro. A base apresenta maior alteração com matriz argilosa entre blocos centimétricos. Os blocos da parte mediana e do topo apresentam famílias de fraturas de direção N33E / 44°SE.

A drenagem possui um nível de base local, representado na figura 20 por um *knick point*. Nesse ponto, o dique de diabásio atua como barragem para o Ribeirão Vovozinha, reduzindo localmente a densidade e o desenvolvimento da drenagem.

As altitudes variam de 450 m, na zona de *knick point*, a 620 m, no topo do dique, as declividades variam de 8 a mais de 45%, os valores mais elevados condizem a zonas de rupturas de declive côncavas em zonas de contato litológico e erosão diferencial, junto às paredes do dique.

Figura 21 - Afloramento de blocos angulosos alterados localizado junto às paredes de dique de diabásio, domínio (DSEII)



Fonte: Do autor

Localizado na porção inferior da área de estudo, ao sul, e ocupando cerca de metade do recorte representativo dessa área, o Domínio (DSSD) corresponde ao segmento geomorfológico mais baixo, dispendo de um relevo monótono, com os menores valores de declividade (3 a 15%). Tratam-se de colinas suavemente onduladas, dissecadas e rebaixadas, esculpturadas nas rochas da Formação Rio do Rasto. Assim como ocorre no domínio (DSSI), essas feições de relevo contrastam com as escarpas, elevações residuais e serras alongadas, verificadas nos domínios (DSDE) e (DSEII). Embora haja a presença de algumas ombreiras ao norte, próximo da zona limítrofe com o domínio (DSEII), não há uma concentração forte de ombreiras nesse domínio, essas se agrupam de forma expressiva no domínio (DSDE). Localmente, as ombreiras representam patamares descontínuos, ocasionados por erosão diferencial.

Os diques de diabásio não se manifestam de forma relevante nesse domínio, porém, extensos interflúvios convexos principais de direção NW-SE, um deles representando o

interflúvio sudeste da bacia do Ribeirão Vovozinha, prenunciam hipoteticamente situações de diques de diabásio que foram arrasados pela erosão, dispondo-se atualmente na paisagem de forma rebaixada.

Outra similaridade ao Domínio (DSSI) é a quantidade expressiva de interflúvios convexos principais e secundários, o que reflete um relevo colinoso.

A densidade de drenagem é ligeiramente mais baixa nas áreas mais deprimidas, relativas aos fundos de vale e calhas fluviais do rio Pereira. O rio Pereira evidencia forte sujeição ao controle estrutural, pois exhibe em seu curso situações anômalas como trechos retilíneos, angulosos e curvas bruscas, seu nível de base comanda os processos erosivos desse domínio geomorfológico.

As altitudes inferiores variam de 400 a 440 m, se distribuindo do médio curso do Ribeirão Vovozinha, passando pela área de confluência com o rio Pereira, até a planície aluvial do rio Alonzo, formando uma faixa estreita em conformidade às planícies aluviais desses rios. Nesse ponto, os vales em “V” se abrem formando vales de fundo chato, cujas larguras aumentam rumo à confluência com o rio Alonzo. Essas feições acomodam alvéolos intermitentes, recobertos por expressivos depósitos aluviais e colúvio aluviais indiferenciados. Esses últimos são os menos frequentes, em toda a área abordada pelo estudo, estão presentes em baixas vertentes e fundos de vales, tendo suas maiores extensões localizadas nas planícies aluviais dos rios Pereira e Alonzo.

Os menores valores de declividade, com valores abaixo dos 5% condizem às planícies fluviais do rio Pereira e tributários (Figura 15).

A atuação de um clima úmido e os solos com elevada porosidade favorecem a erosão intensa nos modelados de acumulação. As erosões aceleradas, agregadas aos canais de primeira e segunda ordem retratam o processo de erosão remontante, ravinamentos e entalhamento do talvegue que culminam no recuo das vertentes. O predomínio dessas feições sobre os depósitos Quaternários atesta a vulnerabilidade de formações superficiais inconsolidadas aos processos erosivos regidos pela drenagem.

Na parte sudeste desse domínio, junto à base inferior da encosta do dique de diabásio, há um depósito coluvial com cerca de 1.950 m de comprimento e 350 m de largura média, nota-se que essa extensa cobertura coluvial está presente apenas de um lado do dique de diabásio, voltada para o domínio (DSSD), isso ocorre porque o domínio (DSSD) é mais baixo, declinando para o rio Pereira, cujo nível de base está numa situação topográfica inferior.

A expressividade das feições erosivas e deposicionais atesta que o domínio (DSSD)

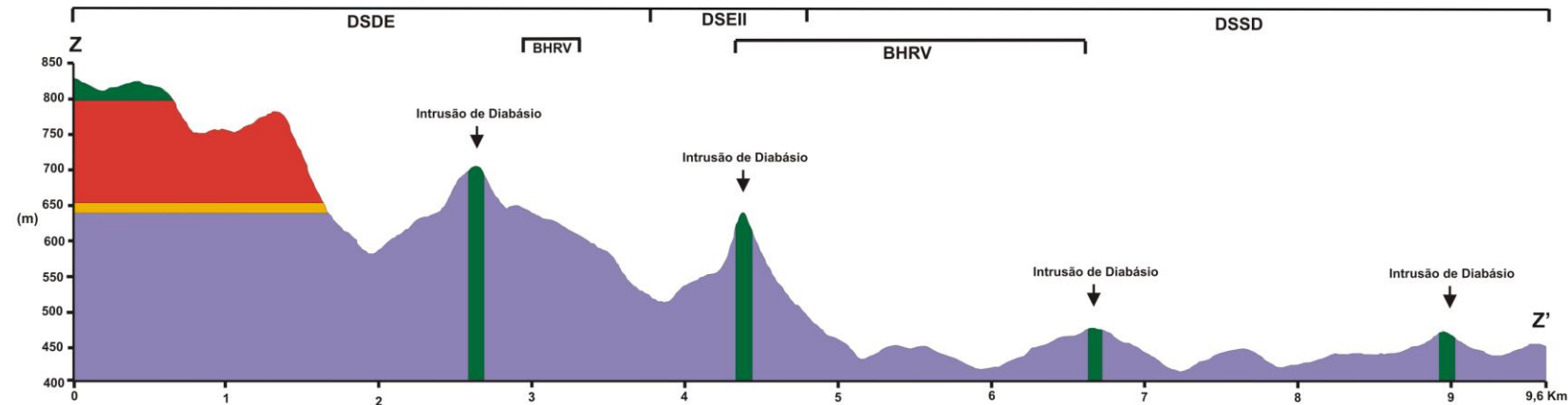
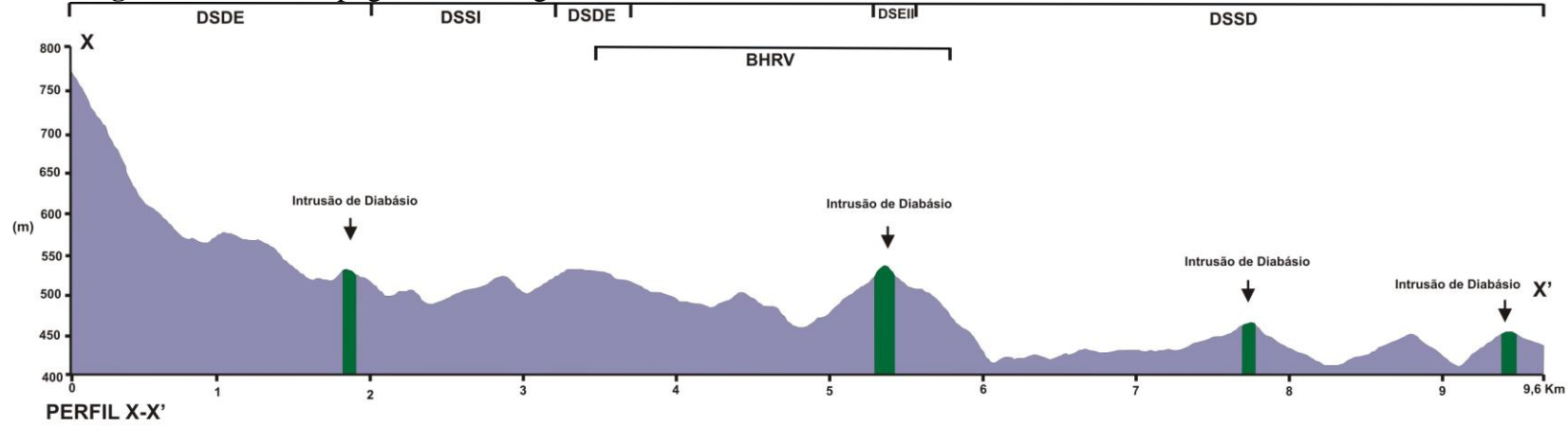
combina localmente modelados de dissecação com formas de deposição.

A figura 22 exhibe perfis topográficos longitudinais que cortam as áreas relativas aos modelados de dissecação e de acumulação, expondo modificações de altimetria, declividade, geologia e relevo, revelando o controle estrutural exercido tanto pelas intrusões de diabásio, quanto em áreas de contato litológico. O perfil X-X' corta o relevo de norte para sul, cruzando os Domínios (DSDE), (DSSI), (DSEII) e (DSSD), o perfil Z-Z' segmenta o relevo de norte para sul, percorrendo os Domínios (DSDE), onde trunca todas as litologias ocorrentes na área de estudo (DSEII) e (DSSD). Nota-se a ocorrência de segmentos geomorfológicos altimetricamente perfilados em desnível, em um efeito de “escadaria”. Devido às escalas dos perfis topográficos, as coberturas Cenozoicas não puderam ser representadas, mas esses depósitos foram comprovados pelo método de fotointerpretação de imagens aéreas e em campanhas de campo.

A figura 23 retrata os domínios geomorfológicos e as principais feições de relevo na região do Ribeirão Vovozinha: A- vista E-W das baixadas sedimentares relativas ao domínio (DSSD); B- rampa de colúvio situada nos domínios (DSEII) e (DSSD), mergulhando para SW, rumo ao nível de base do rio Pereira; C- vista SE-NW do dique de diabásio descrito no domínio (DSEII) e; D- panorama dos domínios DSDE (D3), DSSI (D3), DSEII (D3) e DSSD (D2).

O quadro 2 agrupa e exhibe os atributos dos domínios geomorfológicos (DSDE), (DSSI), (DSEII) e (DSSD).

Figura 22 - Perfis topográficos da região do Ribeirão Vovozinha, Faxinal

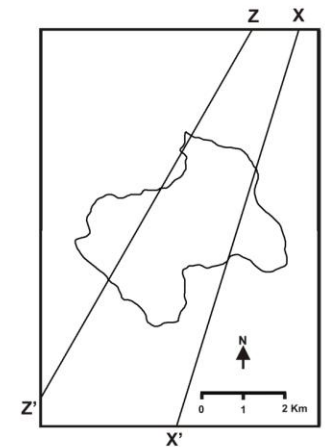


DSDE-Domínio das Superfícies Dissecadas e Escarpadas
DSSI- Domínio das Superfícies Sedimentares Intermediárias
DSEII- Domínio das Superfícies Estruturais Ígneas Intrusivas
DSSD-Domínio das Superfícies Sedimentares Depressionárias
BHRV-Bacia Hidrográfica do Ribeirão Vovozinha

ESCALAS:
 Escala vertical: 0 a 50 m
 Escala horizontal: 0 a 0,5 Km
 Exagero vertical: 5x

GEOLOGIA:

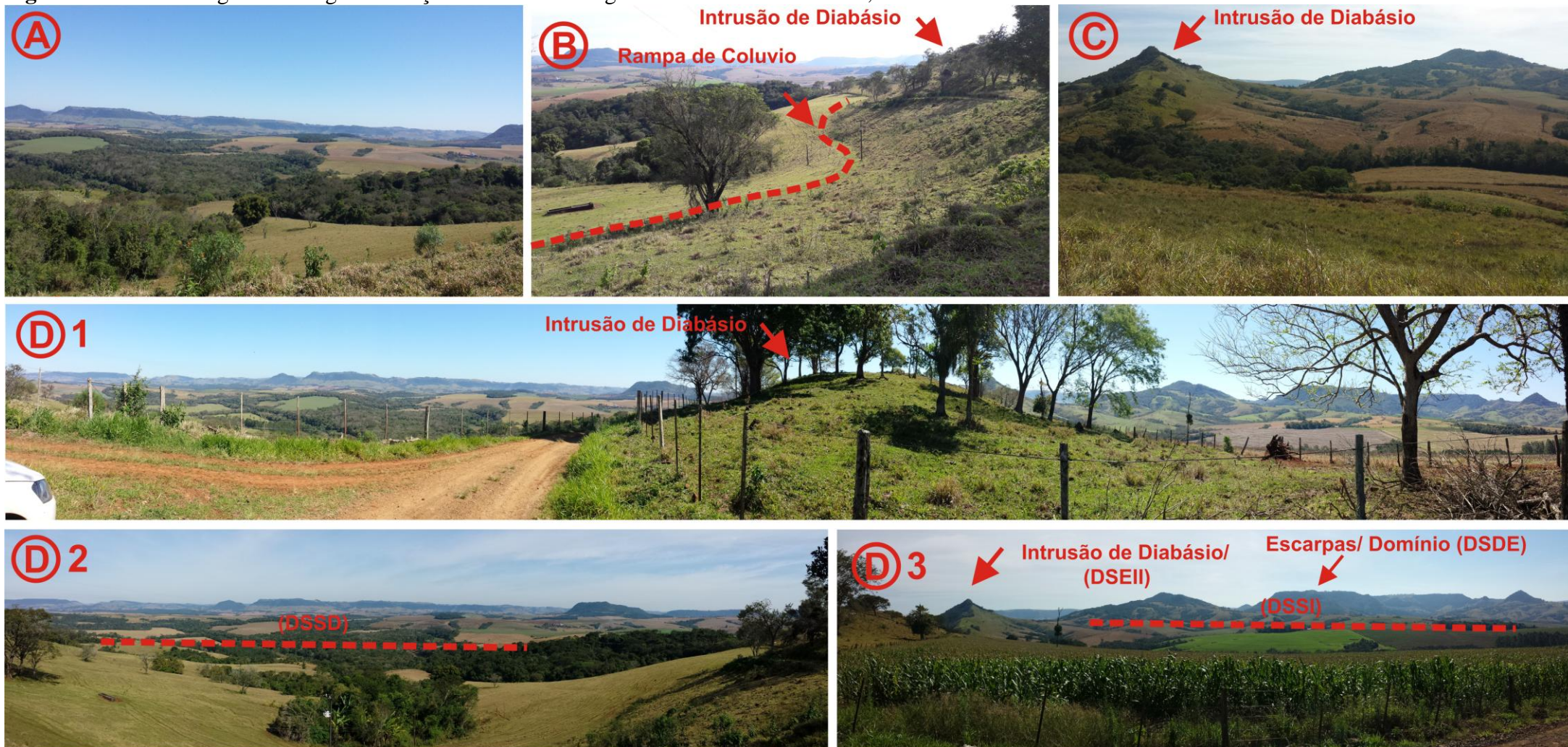
- Formação Serra Geral
- Formação Botucatu
- Formação Piramboia
- Formação Rio do Rasto



Perfis topográficos da Área de Estudo
 ELABORAÇÃO: Eder Borges (2016)

Fonte: Do autor

Figura 23 - Domínios geomorfológicos e feições de relevo na região do Ribeirão Vovozinha, Faxinal



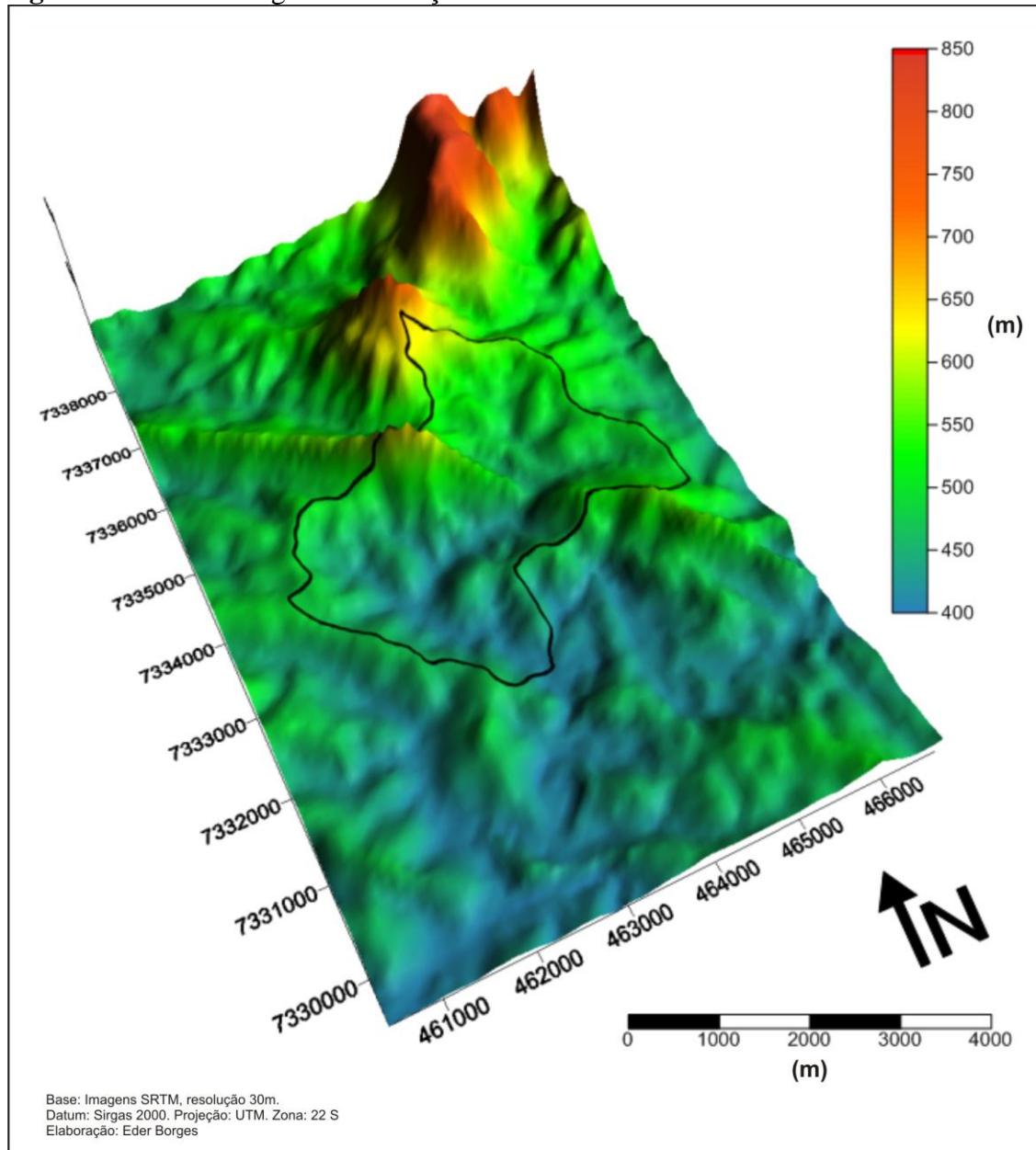
Fonte: Do autor

Quadro 2 - Domínios geomorfológicos e respectivos atributos

Domínios Atributos	(DSDE)	(DSSI)	(DSEII)	(DSSD)
Litologia	F. Serra Geral F. Botucatu F. Piramboia F. Rio do Rasto Depósitos coluviais	F. Rio do Rasto Depósitos coluviais Depósitos aluviais Depósitos colúvio aluviais	F. Rio do Rasto Depósitos coluviais	F. Rio do Rasto Depósitos coluviais Depósitos aluviais Depósitos colúvio / aluviais
Modelado	Dissecação Acumulação	Acumulação	Acumulação	Acumulação
Declividade	3% - >75%	3% - 15%	8% - >45%	3% - 15%
Altimetria	520m – 820m	440m – 520m	450m – 620m	400m – 520m
Formas e feições de relevo	Escarpas erosivas, escarpas adaptadas de falha, interflúvios planos, interflúvios convexos principais, interflúvios convexos secundários, rupturas de declive côncavas, rupturas de declive convexas, elevações residuais alinhadas, ombreiras, topos, vales em “V”	Rupturas de declive côncavas, elevações residuais alinhadas, interflúvios convexos principais, interflúvios convexos secundários, Ombreiras, vales em “V”, <i>Knick point</i>	Rupturas de declive côncavas, rupturas de declive convexas, elevações residuais alinhadas, <i>Knick point</i>	Rupturas de declive convexas, elevações residuais alinhadas, interflúvios convexos principais, interflúvios convexos secundários, ombreiras, erosões aceleradas, topos, vales de fundo chato, <i>Knick point</i>

Fonte: Do autor

Figura 24 - Modelo digital de elevação da área de estudo



Fonte: Do autor

5.3.2 Índices Morfométricos de Drenagem e Geomorfologia Estrutural

O fator estrutural exerce forte controle sobre a drenagem local, condicionando a evolução diferencial de segmentos geomorfológicos e anomalias pronunciadas no curso fluvial do Ribeirão Vovozinha.

As nascentes do Ribeirão Vovozinha estão situadas no Segundo Planalto Paranaense, próximas às escarpas da Serra Geral. O curso principal flui em direção NW-SE a montante, sobre os domínios (DSDE) e (DSSI), quando converge bruscamente para a direção NE-SW,

adaptando-se a um ambiente de falha. Em seu médio curso intercepta o domínio (DSEII). A jusante, dentro do domínio (DSSD) e sobre o controle de base do rio Pereira, o canal muda bruscamente seu curso para a direção NW-SE, onde conflui com o rio Pereira, a cerca de 410 m de altitude. Em termos de hierarquia fluvial, trata-se de um canal de quarta ordem. O curso do Ribeirão Vovozinha possui extensão total de 8,38 km, e formato em “S”. Esses padrões morfológicos configuram anomalias que refletem a importância do controle estrutural.

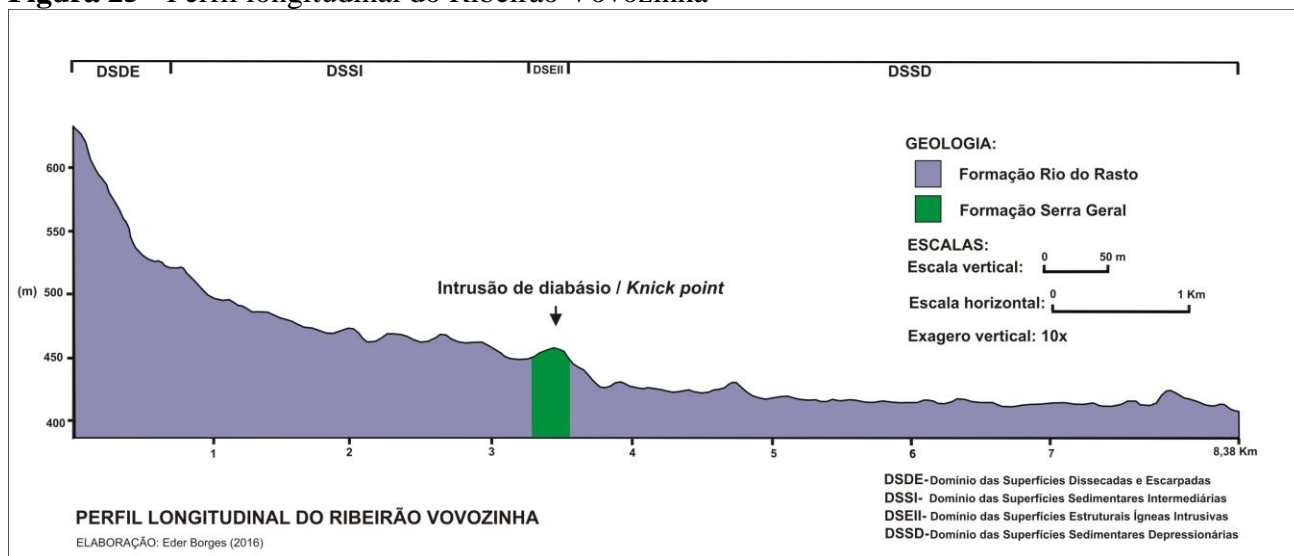
A direção principal do eixo da bacia é NE-SW, com comprimento axial de 4,2 km e largura média de 2,21 km. A drenagem apresenta padrão dendrítico a subdendrítico, com tendências de variações localizadas para os padrões sub-retangular e subparalelo. A amplitude altimétrica do canal é de 220 m (Tabela 1), dado que juntamente com o comprimento total do curso principal, atesta o gradiente altimétrico do canal de valor 26,50.

Tabela 1 - Índices morfométricos da bacia do ribeirão Vovozinha, Faxinal

Comprimento do canal principal	8,38 km
Comprimento axial	4,2 km
Largura média	2,21 km
Amplitude altimétrica	220 m
Gradiente altimétrico do canal	26,50
Área total	10,48 km ²
Perímetro	16,90 km
Comprimento total da drenagem	64,70 km
Coefficiente de manutenção	0,16 km / 1 km
Densidade de drenagem	6,17 km/km ²
Coefficiente de rugosidade	90,02
Declividade média	14,59%
Fator forma	0,52
Índice de circularidade	0,51
Fator de assimetria	43,32

Fonte: Do autor

A hipsometria do canal, exibida pelo perfil longitudinal do curso principal, destaca que as nascentes estão situadas a cerca de 630 m de altitude, próximas a uma elevação residual, descrita no domínio (DSDE), ao norte da bacia. A partir disso, as cotas altimétricas do canal decaem mais de 100 m, em menos de 1.000 m de curso (Figura 25).

Figura 25 - Perfil longitudinal do Ribeirão Vovozinha

Fonte: Do autor

O Ribeirão Vovozinha flui sobre o modelado de acumulação em relevos colinosos com vertentes convexas, esculpidas sobre a Formação Rio do Rasto. A cerca de 3.300 m, em estágio intermediário de curso fluvial, o nível de base regional ou perfil de equilíbrio é afetado estruturalmente por uma soleira de diabásio, gerando ruptura no padrão de declividade do canal. Essa anomalia de drenagem se correlaciona a uma zona de *knick point* (Figura 25).

O *knick point* atua como nível de base local para o Ribeirão Vovozinha, em seu médio curso, a cerca de 460 m de altitude. Nesse trecho, o Ribeirão Vovozinha intercepta, através de uma falha de direção NE-SW, um dique de diabásio de direção NW-SE, configurando um duto de escoamento e transferência da rede de drenagem, em rochas mais resistentes, para a porção jusante da bacia.

O dique é um morro alongado e retilíneo, com largura média de 150 m, que secciona a bacia em sua porção intermediária. Com base na etapa de fotointerpretação de imagens aéreas, onde se observou o prolongamento regional desse lineamento e de acordo com a terminologia classificatória de diques, conforme suas respectivas dimensões, estipuladas por Rickwood (1990 apud TOMBA, 2012), trata-se de um macrodique. Incorporado ao domínio (DSEII), esse corpo intrusivo apresenta um significativo controle estrutural nos processos geomorfológicos e na conformação da rede hidrográfica, estando intimamente relacionado à história evolutiva da bacia.

O canal apresenta na zona de *knick point* largura entre 4 e 6 m, leito irregular e pedregoso, com corredeiras em soleiras de aspecto escalonado (Figura 26).

As cotas altimétricas inferiores dispõem-se do médio curso até a confluência com o

rio Pereira, a cerca de 410 m de altitude.

A área total da bacia é de 10,48 km², o perímetro ou interflúvio apresenta uma extensão de 16,90 km. O comprimento total da drenagem soma totais 64,70 km. Os dados do coeficiente de manutenção resultam em 0,16 km², para manter 1 km de canal de escoamento. O coeficiente de rugosidade resulta no valor 90,02.

Figura 26 - Ribeirão Vovozinha em seu médio curso, na zona de *knick point*

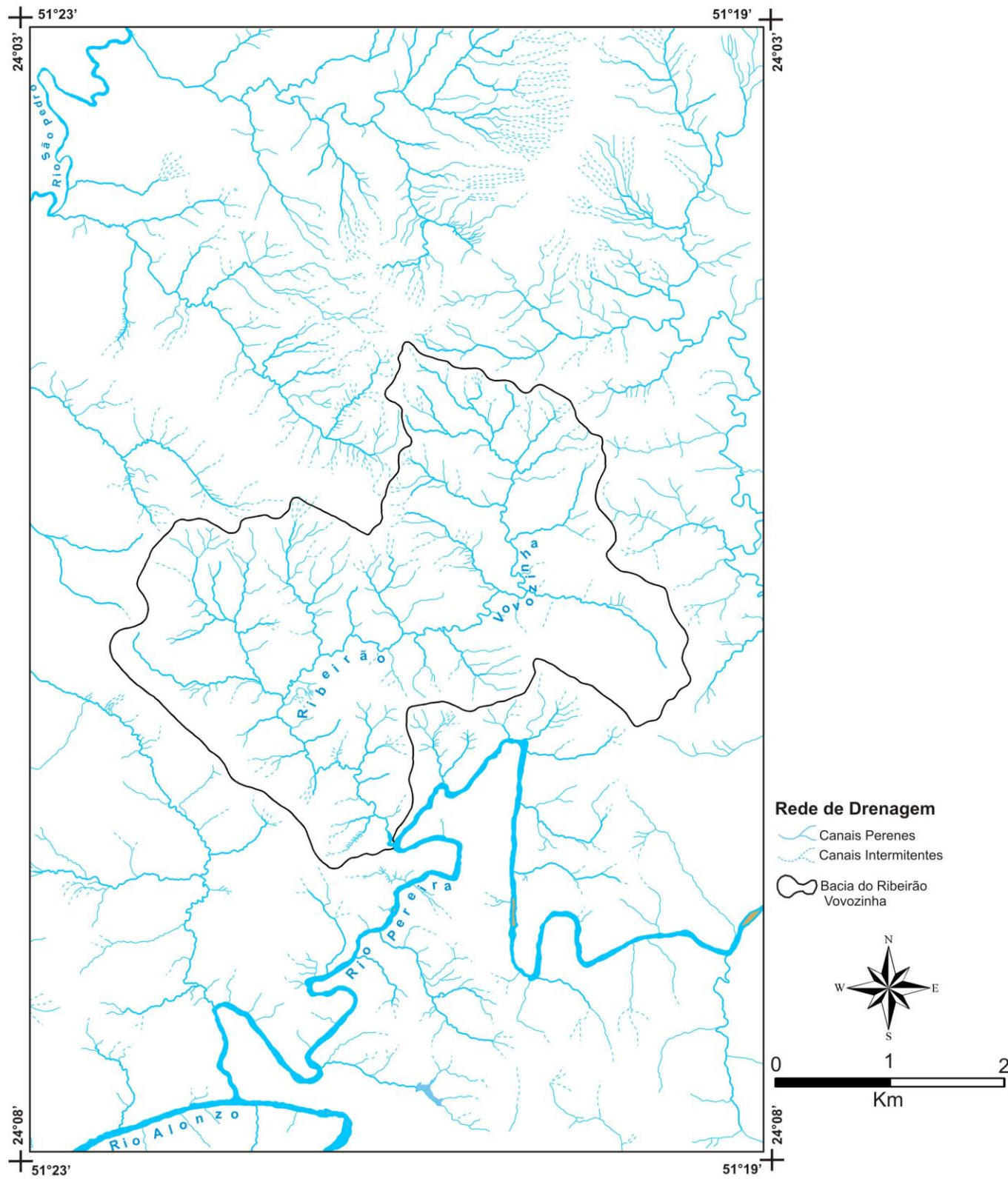


Fonte: Do autor

A densidade de drenagem consiste em 6,17 km / Km², Torres e Machado (2012) argumentam que há certa divergência interpretativa entre autores sobre os resultados desse parâmetro morfométrico. Os métodos classificatórios do dado de densidade de drenagem, em alto, médio e baixo; apresentado em alguns trabalhos, não consideram as peculiaridades de cada local, como rochas, relevo, solos, vegetação e clima. Considerando que as variações desses atributos implicam alterações locais na densidade de drenagem, e levando em consideração as características observadas dentro da área de estudo, atribui-se à bacia do Ribeirão Vovozinha padrões altos de densidade de drenagem. A constatação de uma quantidade expressiva de canais de primeira e segunda ordem, com comprimentos reduzidos (Figura 27) corroboram o resultado obtido pelo índice de densidade de drenagem.

A declividade média da bacia do Ribeirão Vovozinha é de 14,59%, valor atribuído aos relevos de colinas com vales encaixados, onde ocorre a dissecação em fácies litológicas sedimentares, combinadas a formas de deposição com fraca resistência aos eventos erosivos.

Figura 27 - Mapa hidrográfico da região do Ribeirão Vovozinha, Faxinal



Base: Instituto de Terras e Colonização do Norte do Paraná - ITC-PR
 Fotolevantamento Aéreo, Fotos: 20554, 20555, 20638 e 20639. Escala: 1:25.000
 Data de aquisição: 27/05/1980. Datum: Sirgas 2000. Projeção: UTM. Zona: 22 S.
 Elaboração Eder Borges.

Fonte: Do autor

O fator forma apresenta valor 0,52, sendo o índice de circularidade de 0,51. A análise integrada desses dois parâmetros morfométricos permite avaliar que a bacia do Ribeirão Vovozinha é ligeiramente alongada e curva, com forma semelhante à de um “S”. A configuração dessa forma reflete os padrões regionais de lineamentos estruturais.

O fator assimetria da bacia apresenta valor 43,32, o que configura um baixo índice de assimetria do canal principal, em relação ao eixo da bacia. Não foram detectadas evidências de basculamento tectônico.

O nível Pd1 denominado por Bigarella, Mousinho e Silva (1965); Bigarella e Andrade (1965), foi identificado na área de estudo, coincidindo com os interflúvios de tributários de ordens inferiores do Ribeirão Vovozinha, em altitudes de 400 a 520 m, (Figuras 28 e 29) nos domínios (DSSI) e (DSSD). Trata-se de feições suavemente onduladas que inclinam suavemente para jusante, modeladas em rochas da Formação Rio do Rasto, recobertas parcialmente por materiais detríticos, representando zonas de acumulação.

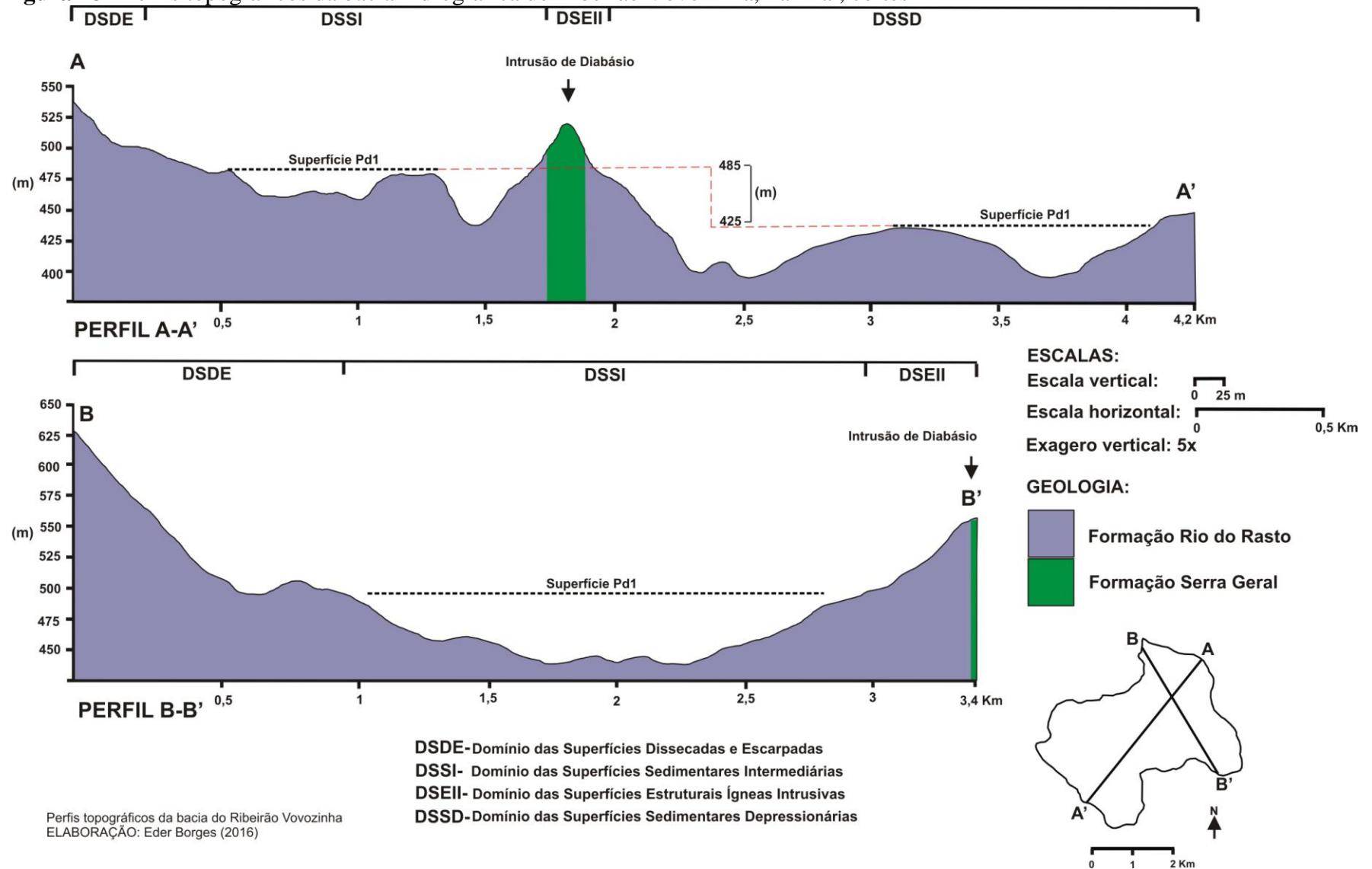
Há uma discordância altimétrica em torno de 60 m, entre as superfícies Pd1 dispostas na parte montante da bacia, relativa ao domínio (DSSI) e jusante, relativa ao domínio (DSSD) (Figura 28).

O desnivelamento altimétrico entre essas superfícies é atribuído ao controle estrutural que o dique exerce, comportando-se como uma barreira, tanto para a drenagem local, quanto para os processos erosivos que atuam no desenvolvimento dessas superfícies. Esse lineamento estrutural exerce forte controle sobre a arquitetura da rede de drenagem e divide o relevo em segmentos geomorfológicos, altimetricamente, desnivelados.

O rebaixamento da superfície correspondente ao domínio (DSSD) é comandado pelo nível de base do rio Pereira, cuja planície aluvial situa-se entre 400 e 425 m de altitude. No entanto, o nível de base do rio Pereira não exerce influência sobre os outros compartimentos de relevo, pois a intrusão de diabásio atua como barreira para a rede hidrográfica a montante.

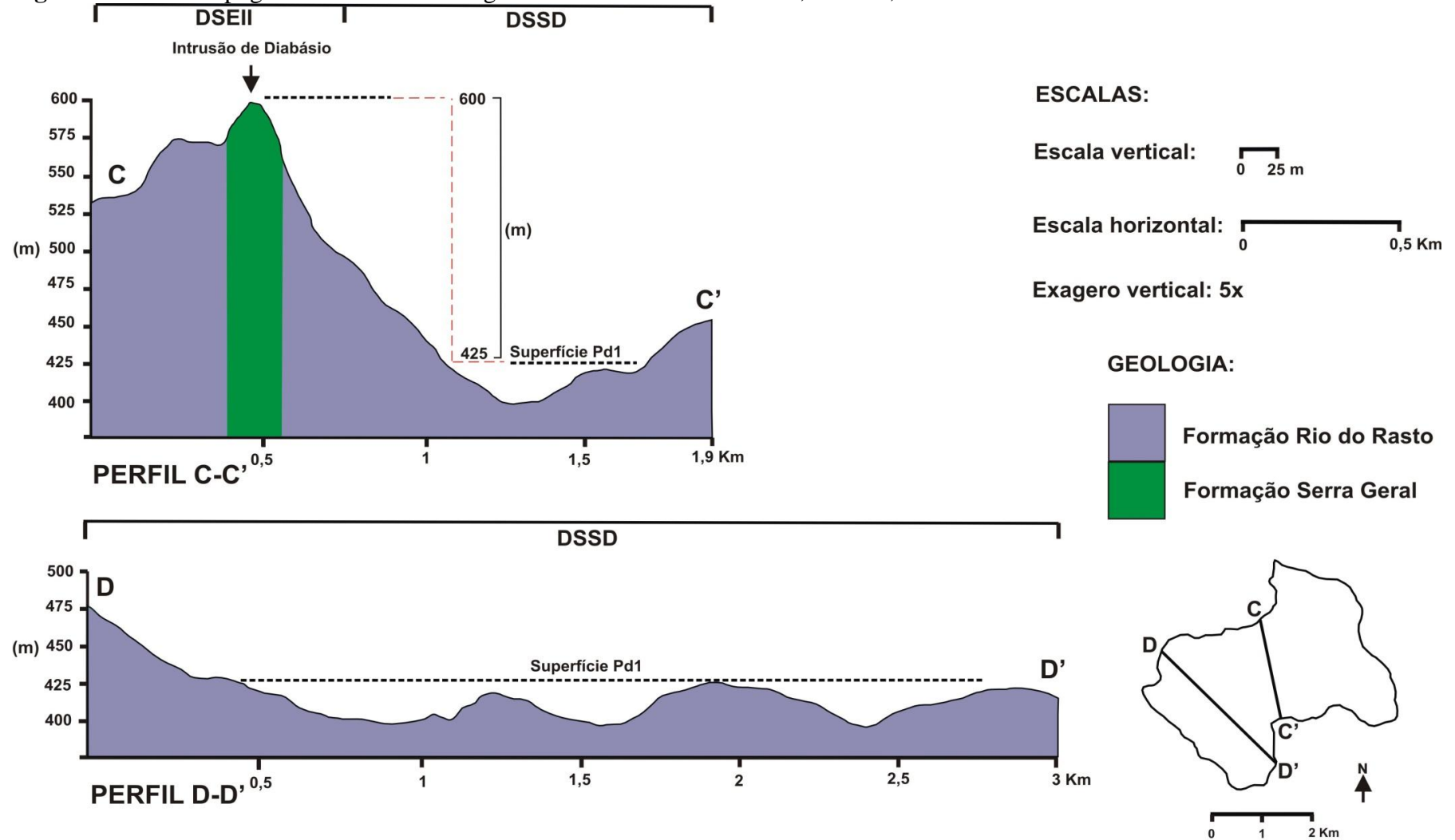
Dessa forma, o nível de base local, representado pelo dique de diabásio, controla a erosão fluvial a montante, de forma que os processos de erosão e transporte de sedimentos, executados pela drenagem, tornam-se mais restritos no compartimento referente ao domínio (DSSI), em comparação ao domínio (DSSD), tornando a superfície disposta a montante da bacia, mais elevada. Isso ocorre porque toda a drenagem flui de forma confinada em um único canal. A jusante, quando o canal ultrapassa a zona de *knick point* e adentra a zona submetida ao controle de base do rio Pereira, as declividades se tornam maiores, aumentando a vazão e os processos de dissecação.

Figura 28 - Perfis topográficos da bacia hidrográfica do Ribeirão Vovozinha, Faxinal, cortes A-A' e B-B'



Fonte: Do autor

Figura 29 - Perfis topográficos da bacia hidrográfica do Ribeirão Vovozinha, Faxinal, cortes C-C' e D-D'



Perfis topográficos da bacia do Ribeirão Vovozinha
ELABORAÇÃO: Eder Borges (2016)

Fonte: Do autor

DSEII- Domínio das Superfícies Estruturais Ígneas Intrusivas
DSSD-Domínio das Superfícies Sedimentares Depressionárias

Configura-se um quadro morfodinâmico local, onde no domínio (DSDE) predomina a erosão diferencial, comprovada pela presença de feições de escarpas erosivas, escarpas adaptadas de falha, ombreiras e rupturas de declive, formas associadas a contatos litológicos. Nos domínios (DSSI), (DSEII) e (DSSD) predominam processos erosivos controlados por nível de base local.

Os depósitos Quaternários, provenientes dos modelados de dissecação distribuem-se pelas baixadas sedimentares, tornando-se feições recorrentes em todos os domínios geomorfológicos aqui propostos. No domínio (DSSI) a ausência de feições de erosão acelerada, associada a formas de relevo locais, indica processos erosivos mais restritos comparados ao domínio (DSSD). As feições de erosão acelerada, presentes apenas no domínio (DSSD), fornecem diagnósticos de que a superfície correspondente a esse domínio está sendo dissecada de forma mais intensa que as superfícies a montante, situadas em situações topográficas mais elevadas. Tais argumentos são reforçados pela presença de depósitos coluviais, aluviais e colúvio-aluviais, indiferenciados em maior número e extensões, no domínio (DSSD).

Não foram reconhecidos em toda a área investigada, os remanescentes dos níveis de aplanamento Pd3 e Pd2 (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965; BIGARELLA; ANDRADE, 1965).

Os Domínios (DSSI) e (DSSD), além de frações do domínio (DSDE) correspondem ao nível de aplanamento Pd1, designado por Bigarella, Mousinho e Silva (1965) e Bigarella e Andrade (1965), submetidos a controles geomorfológicos, exercidos por diferentes níveis de base. Dessa forma, há a ocorrência de diferentes domínios geomorfológicos, onde o dique de diabásio, adjunto ao domínio (DSEII), exerce uma influência forte nos processos de controle erosivo, tanto a montante como a jusante, gerando desnivelamento altimétrico na superfície Pd1.

Julga-se pertinente diante da análise geomorfológica local, incorporar, além dos condicionantes morfogenéticos naturais e ocorridos em eras geológicas recentes (Terciário e Quaternário), a hipótese de que a atuação humana e as formas de ocupação, desenvolvidas em períodos hodiernos (Antropoceno, final do séc. XVIII - atualidade), tenham inferido na atual configuração das formas de vales.

A hipótese de que o desenvolvimento de feições de relevo desiguais, entre os compartimentos anteriormente mencionados, advém do histórico de ocupação, repousa na explicação de que os processos erosivos e, conseqüentemente, o recuo dos vales tenham sido intensificados na parte jusante da bacia, relativa ao domínio (DSSD), conforme as atividades

localmente desenvolvidas, pois trata-se do mesmo substrato rochoso (Formação Rio do Rasto, recoberta parcialmente por sedimentos Cenozoicos) em ambos os segmentos geomorfológicos.

A investigação dessa hipótese requer a necessidade de se averiguar além do histórico de ocupação, as formas de ocupação ocorridas na área de estudo, abordando modalidades de atividades realizadas e empresas e/ou companhias atuantes. Essa perspectiva de análise abre precedentes para novos estudos que possam complementar os resultados deste trabalho. Os rios Pereira e Alonzo, importantes rios regionais, provavelmente estabeleceram condições favoráveis (pelo suprimento de água e peixes) para que, nessa localidade da área investigada, tenham se realizado atividades humanas, de forma intensa, e por um período maior de tempo, embora toda a área de estudo esteja ocupada atualmente pela atividade agropecuária. Em suma, embora todos os domínios geomorfológicos mencionados sejam alvo atual da atividade humana, com processos de ocupação similares, a resposta que esses compartimentos de relevo fornece à atividade antrópica talvez seja diferenciada.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os produtos cartográficos, obtidos pelos trabalhos de gabinete (fotointerpretação de fotografias aéreas e geoprocessamento), aliados aos trabalhos de campo e investigação teórica representaram ferramentas importantes para a compreensão da morfodinâmica da área de estudo.

A história evolutiva da Bacia Sedimentar do Paraná está atrelada às estruturas herdadas de núcleos cratônicos da Plataforma Sul-Americana, esses terrenos Pré-cambrianos cuja origem e consolidação condizem a ciclos orogênicos, Arqueanos e Proterozoicos, constituem os substratos estruturais, por meio dos quais ocorreu a evolução Fanerozoica, de forma que a história geológica da Plataforma Sul-Americana está impressa no arcabouço geológico das bordas planálticas da Bacia Sedimentar do Paraná.

O domínio (DSDE) apresenta a maior complexidade fisiográfica da área de estudo, abarca feições expressivas de escarpas erosivas, escarpas adaptadas de falha, elevações residuais e ombreiras. Essas feições apresentam um prolongamento regional, atestado por estudos geomorfológicos realizados em bacias hidrográficas, adjacentes à área de estudo. As escarpas erosivas são estruturadas por rochas de idade Mesozoica, porém as formas correspondem ao Paleógeno (65 m.a. - 23 m.a.) e Neógeno (23 m.a. - 1,8 m.a.) épocas em que ciclos erosivos atuaram no recuo dessas escarpas. Não raro, o recuo dessas escarpas abortou ao se deparar com estruturas resistentes, isolando feições de elevações residuais e diques. Atualmente, essas escarpas são submetidas ao processo de erosão remontante por rios de primeira e segunda ordem.

Os domínios (DSSI) e (DSSD) apresentam feições de relevo similares entre si e distintas do domínio (DSDE), o relevo monótono e colinoso, tem como base estrutural sedimentos Paleozoicos, que se apresentam extremamente dissecados por uma rede de drenagem densa e recobertos por espessos depósitos quaternários.

O Ribeirão Vovozinha tem suas nascentes no domínio (DSDE), próximo a feições escarpadas, típicas do contexto de transição entre o Terceiro e o Segundo Planaltos Paranaenses, o canal principal flui, predominantemente, na direção NE-SW. Na porção montante da bacia, a drenagem possui um nível de base local, representado por uma intrusão de diabásio, integrado ao domínio (DSEII). A jusante, ao ultrapassar a zona de *knick point*, o canal adentra o domínio (DSSD), onde é submetido ao nível de base do rio Pereira, até confluir no mesmo.

Estudos realizados no contexto regional e adjacências da área de estudo, por autores

citados na parte introdutória do presente trabalho (parte 1), indicam, mediante investigações morfoestruturais e morfotectônicas, que a Neotectônica atuou na evolução do modelado do relevo regional, de forma incisiva em períodos geológicos recentes (Quaternário). Não se descarta a hipótese de que regimes de falhas tenham operado na conformação da superfície Pd1, ao longo da área abordada por esse estudo, assim como no desnivelamento entre os segmentos dessa superfície, a investigação dessa hipótese requer estudos detalhados que abordem Geomorfologia Estrutural e mecânica de rochas do local.

A geomorfologia é uma ciência complexa, que abarca uma infinidade de elementos de análise, a área escolhida para o presente estudo é caracterizada por uma heterogeneidade de elementos físicos. Embora as feições de relevo e a morfodinâmica apresentem similaridades e correspondência ao contexto regional, a morfogênese é também regida por intermédio de peculiaridades locais, influenciada pela atuação conjunta entre os elementos de drenagem e o fator estrutural.

Embora os objetivos propostos por esta pesquisa e os resultados esperados tenham sido alcançados, de forma parcial, este trabalho abre precedentes para um aprimoramento dos resultados aqui obtidos.

A presença de feições de erosão acelerada apenas no domínio (DSSI) gera indícios de que os processos erosivos estão ocorrendo de forma concomitante e desigual entre as superfícies relativas aos domínios (DSSD) e (DSSI), influenciados, conforme frisado anteriormente, pelo fator estrutural. Contudo, sob o ponto de vista da morfogênese, os vales de fundo chato, presentes no domínio (DSSD), mais largos e recobertos por depósitos aluviais em zonas de planícies alveolares, são mais antigos que os vales em “V”, presentes no domínio (DSSI), considerados mais jovens. Todas essas constatações fornecem indícios de que os resultados obtidos, por esta dissertação, abrem precedentes para novas perspectivas de análise e novas pesquisas científicas, abordando a geomorfologia local.

A atual configuração altimétrica das superfícies geomorfológicas, na região do Ribeirão Vovozinha, atestada pela curva hipsométrica dos perfis topográficos, demonstrados nas figuras 28 e 29, está atrelada a um contexto evolutivo do relevo onde atuaram pelo menos dois ciclos morfogenéticos: um ocorrido no Plio-Pleistoceno (5,2 m.a. - 0,01 m.a.), em que climas áridos e semiáridos produziram a superfície de aplanamento Pd1, segundo autores já explanados (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965; BIGARELLA; ANDRADE, 1965) e outro, correspondente ao Holoceno (0,01 m.a. - atual), úmido, onde a remodelação dessa superfície erosiva, por conta da rede de drenagem, ocorreu de forma diferencial, submetida ao controle estrutural exercido pelo dique de diabásio, de idade Mesozoica.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. **Compartimentação topográfica e domínios de sedimentação Pós-Cretáceos do Brasil**. 1962. 80 f. Tese (Concurso para a cadeira de Geografia Física) – Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1962.
- AB'SABER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 19, p. 1-38. 1969.
- AB'SABER, A. N. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-25, 1970.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). (Brasil). **Hidroweb**: sistemas de informações hidrológicas. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb>>. Acesso em: 9 de maio de 2016.
- ALKMIM, F. F. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Org.). **Geologia do continente sul-americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 17-37.
- ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1967. (Boletim, n. 241).
- ALMEIDA, F. F. M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 13, p. 139-158, 1983.
- ANDRADES FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 2010. 177 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Ribeirão Preto, 2010.
- BARBOSA, G. V. Superfícies de erosão no quadrilátero ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 10, p. 90-101, 1980.
- BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, 2007. v. 3. 875 p.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT JUNIOR, H. E.; FREY, D. G. (Ed.) **International studies on the quaternary**. New York: Geol. Soc. Am. Spec., 1965. p. 433-451.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. UFSC, 1994. 425 p.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais,

rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 16-17, p. 153-97, 1965.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 16-17, p. 117-151, 1965.

BRAGANÇA, M. T. R. **Superfícies de erosão do setor centro-oriental da bacia do rio Paracatu, no Estado de Minas Gerais**. 2012. 109 f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil central. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 32, n. 3, p. 3-40, 1971.

BRITO NEVES, B. B. Crátons e faixas móveis. **Boletim IGA-USP**, São Paulo, v. 7, p. 187, 1995.

BRITO-NEVES, B. B. A história dos continentes: trajetórias e tramas tectônicas. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 123-151.

CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T. Diagênese de arenitos da formação Pirambóia no centro-leste paulista. **Geociências**, São Paulo, v. 22, n. esp., p. 33-39, 2003.

CAMOLEZI, B. A. **Geomorfologia e controle estrutural da bacia do córrego Morumbi, Faxinal, Paraná**. 2013. 122 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2013.

CANDELARI, B. A. **Morfogênese e morfodinâmica da planície alveolar do rio Bufadeira, Faxinal-PR**. 2015. 84 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2015.

CASSETI, V. **Elementos de geomorfologia**. Goiânia: CEGRAF-UFG, 1994.

CAVIGLIONE, J. H. et al. Cartas climáticas do estado do Paraná. In: CONGRESSO E MOSTRA DE AGROINFORMÁTICA, 1., 2000, Ponta Grossa. **Anais...** Ponta Grossa, 2000.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 188 p.

COUTINHO, J. M. V. Dykes swarms of the Paraná triple junction: southern Brazil. **Geologia USP: Série Científica**, São Paulo, v. 8, n. 2, p. 29-52, out. 2008.

COUTO, E. V. **Influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do alto Ivaí – rio Alonzo – Sul do Brasil**. 2011. 109 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2011.

COUTO, E. V. et al. Correlação morfoestrutural da rede de drenagem e lineamentos da borda planáltica, Faxinal, Paraná. **Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 315-326, 2011.

COX, R. T. Analysis of drainage and 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**, New York, v. 106, n. 5, p. 571-581. 1994.

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

DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 5, n. 4, p. 532-550, 1943.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço nacional de levantamento e conservação de solos. **Súmula da 10ª Reunião Técnica de Levantamento de Solos**. Rio de Janeiro, 1979.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2006.

FERREIRA, F. J. F. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos**: configuração e tectônica do Arco de Ponta Grossa. 1982. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

FORTES, E.; OLIVEIRA, S. B.; VOLKMER, S. Aplicações da técnica de seppômen na análise paleoclimática e morfoestrutural: o caso da bacia do rio São Pedro - Faxinal - PR. In: SEMINÁRIO LATINO-AMERICANO DE GEOGRAFIA FÍSICA, 6., SEMINÁRIO ÍBERO AMERICANO DE GEOGRAFIA FÍSICA, 2., 2010, Coimbra - Portugal. **Anais...** Coimbra, 2010. Disponível em: <<http://www.uc.pt/fluc/cegot/VISLAGF/actas/ind5>>. Acesso em: 17 abr. 2016.

FORTES, E. et al. Controles morfoestruturais da compartimentação da serra geral: uma abordagem preliminar. **Terra Plural**, Ponta Grossa, v. 2, n. 2. p. 279-292, 2008.

FORTES, E. et al. Unidades morfoodinâmicas e planejamento ambiental urbano: o caso da bacia do ribeirão Morangueira-Maringá. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 28, n. 1, p. 29-41, 2010. Disponível em: <<http://www.periodicos.uem.br/ojs/index.php/BolGeogr/article/view/8837>>. Acesso em: 17 abr. 2016.

FREITAS, R. O. Relevos policíclicos na tectônica do escudo brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 7, p. 1-19, 1951.

FÚLFARO, V. J.; SUGUIO, K. Campos de diques de diabásio da Bacia do Paraná. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 16, n. 2, p. 23-37, 1967.

GRANELL-PÉREZ, M. D. C. **Trabalhando geografia com as cartas topográficas**. 2. ed. Ijuí-RS: Editora Unijuí, 2004. 123 p.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 648 p.

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

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP DE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZOICA NO SUDESTE DO BRASIL, 11., 1990, Belo Horizonte. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, p. 1-31, 1990.

HOLMES, A. **Principles of physical geology**. Edinburgh: Thomas Nelson & sons, 1944.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of Geological Society of America**, Washington, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945.

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

IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro, 2009.

IBGE. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro, 1992. (Manuais Técnicos em Geociências, n. 1).

INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS - ITCG. **Dados geoespaciais de referência**. Disponível em: <<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=105>>. Acesso em: 26 mar. 2015.

INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS – ITCG. **Mapa de solos**. Disponível em: <<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/faq/category.php?categoryid=9#>>. Acesso em: 26 out. 2016.

KING, L. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Bulletin of Geological Society of America**, Washington, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.

KÖEPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Verlag Justus Perthes, 1928.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River channel patterns: braided, meandering and straight. **USGS Professional Paper**, Virgínia, 282-b, p. 39-103, 1957.

MAACK, R. **Geografia física do estado do Paraná**. 3. ed. Curitiba: Imprensa Oficial, 1968. 350 p.

MANIERI, D. D. **Comportamento morfoestrutural e dinâmica das formas do relevo da bacia hidrográfica do rio São Pedro Faxinal-PR**. 2010. 89 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.

MARQUES NETO, R. **Compartimentação do meio físico, evolução morfológica e aspectos morfotectônicos em São Thomé das Letras (MG)**. 2007. 229 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Análise morfoestrutural e morfodinâmica da bacia do rio Capivari, sul de Minas Gerais: a neotectônica e as superfícies geomorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 14, n. 4, p. 271-277, out./dez. 2013.

- MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. 1997. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
- MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 265-281.
- MINEROPAR - MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Mapa geomorfológico do Paraná**. Curitiba: Secretaria de Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná, 2006. Disponível em: <<http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=133>>. Acesso em: 26 mar. 2015.
- MINEROPAR - MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Atlas geológico do Paraná**. Curitiba: Secretaria de Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná, 2001. Disponível em: <<http://www.mineropar.pr.gov.br/arquivos/File/MapasPDF/atlasgeo.pdf>>. Acesso em: 26 mar. 2015.
- NARDY, A. J. R. et al. Geologia e estratigrafia da formação Serra Geral. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 21, p. 15-32, 2002.
- PENCK, W. **Die morphologische analyse: ein kapitel der physikalischen geologie**. Estugarda: Stuttgart, Engelhorn's Nachf, 1924.
- PEULVAST, J. P.; SALES, V. C.; Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator: Revista de Geografia da UFC**, Fortaleza, v. 1 n. 1, 2002.
- RODERJAN, C. V. et al. As unidades fitogeográficas do Estado do Paraná, Brasil. **Revista Ciência & Ambiente**, Santa Maria, v. 1, n. 24, p. 75-92, 2002.
- ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. 2. ed. São Paulo: Contexto, 1991. 85 p.
- ROSTIROLLA, S. P. et al. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da bacia do Paraná: o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 4, p. 639-648, 2000.
- SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 6, n. 2, p. 55-63, 1998.
- SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 4, p. 463-478, dez. 2004.
- SALGADO, A. U. R.; Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, Belo Horizonte, v. 3, n. 1, p. 64-78, jan./jun. 2007.

- SANTOS, F. R. **Condicionamento morfoestrutural do relevo e neotectônica da bacia hidrográfica do Bufadeira – Faxinal-PR**. 2010. 46 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.
- SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active tectonics and alluvial rivers**. Cambridge: Cambridge University Press, 2000.
- SILVA, T. M. Superfícies geomorfológicas do Planalto Sudeste Brasileiro: revisão teórico conceitual. **Geo UERJ**, Rio de Janeiro, ano 11, v. 3, n. 20, p. 1-22, jul./dez. 2009.
- SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, v. 36, n. 258-259, p. 35-59, 1978.
- SORDI, M. V. **Parâmetros granulométricos e relações morfoestratigráficas dos depósitos sedimentares de vertente: o caso da serra de São Pedro – Faxinal-PR**. 2014. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2014.
- STRUGALE, M. **Arcabouço e evolução estratigráfica do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozoico): implicações na hidrodinâmica do sistema aquífero Guarani na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. 169 f. 2002. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2002.
- STRUGALE, M. et al. Compartimentação estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, p. 303-316, 2004.
- STRUGALE, M. et al. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 24, p. 203-227, 2007.
- THOMAZ, S. L. Sinopse sobre a geologia do Paraná. **Boletim de Geografia**, Maringá, ano 2, n. 2, 1984.
- TOMBA, C. L. B. **Análise estrutural dos enxames de diques máficos eocretáceos do sul-sudeste do Brasil**. 2012. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 2012.
- TORRES, F. T. P.; MACHADO, P. J. O. **Introdução à hidrogeografia**. São Paulo: Cengage Learning, 2012.
- VALADÃO, R. C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais)**. 1998. 243 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.
- VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: projeto TOPODATA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia. **Anais...** Goiânia: INPE, 2005. p. 3595-3602. Disponível: <<http://marte.dpi.inpe.br/col/ltid.inpe.br/sbst/2004/10.29.11.41/doc/3595.pdf>>. Acesso em: 26 mar. 2015.

VARGAS, K. B. **Caracterização morfoestrutural e evolução da paisagem da bacia hidrográfica do Ribeirão Água das Antas-PR**. 2012. 103 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2012.

VARGAS, K. B. et al. Evolução geomorfológica de feição dômica nas bordas planálticas do norte central paranaense. In: SIMPÓSIO BRASILEIRA DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 15., 2013, Vitória. **Anais...** Vitória, 2013.

WARREN, L. V. et al. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 2, p. 213-227, 2008.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-612.

ZALÁN, P. V. et al. Bacia do Paraná. In: RAJA GABIGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Org.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 135-168.