



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

**KARINE BUENO VARGAS**

**SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS DO CENTRO NORTE PARANAENSE E  
EVOLUÇÃO DO RELEVO REGIONAL**

**TESE DE DOUTORADO**

**Maringá  
2017**



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

**KARINE BUENO VARGAS**

**SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS DO CENTRO NORTE PARANAENSE E  
EVOLUÇÃO DO RELEVO REGIONAL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geografia.

**Orientador: Prof. Dr. Edison Fortes**

**Maringá  
2017**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
(Biblioteca Central - UEM, Maringá, PR, Brasil)

V297s Vargas, Karine Bueno  
Superfícies geomorfológicas do centro norte paranaense e evolução do relevo regional / Karine Bueno Vargas. -- Maringá, 2017.  
176 f. : il. color., figs., tabs., mapas

Orientador: Prof. Dr. Edison Fortes.  
Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Maringá, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2017.

1. Morfogênese. 2. Morfodinâmica. 3. Serra do Cadeado (PR) - Relevo - Evolução. 4. Bordas Planálticas - Serra do Cadeado (PR). 5. Relevo Paranaense. 6. Paraná (BR) - Geomorfologia. 7. Geografia física. 8. Lacólito - Bacia Sedimentar do Paraná. 8. Supergícies geomorfológicas - Centro norte paranaense. 9. Alto estrutural - Mauá da Serra (PR). I. Fortes, Edison, orient. II. Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

CDD 23.ed. 918.162

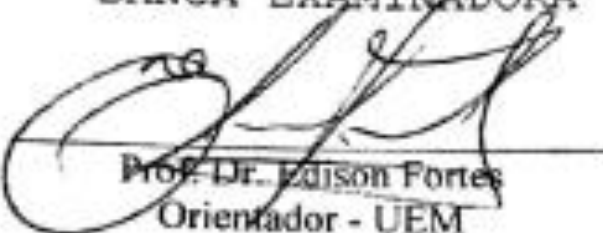
GVS-003762

SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS DO CENTRO NORTE PARANAENSE E EVOLUÇÃO DO  
RELEVO REGIONAL


Tese de Doutorado apresentada à Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental, linha de pesquisa Análise Ambiental.

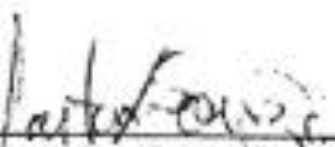
Aprovada em 04 de maio de 2017.

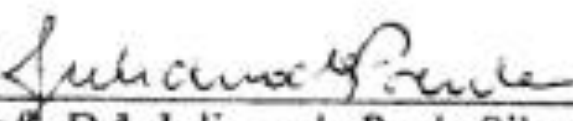
BANCA EXAMINADORA

  
Prof. Dr. Edison Fortes  
Orientador - UEM

  
Prof. Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross  
Membro convidado - USP

  
Prof. Dr. Marcilene dos Santos  
Membro convidado - UNESP

  
Prof. Dr. Marta Luzia de Souza  
Membro convidado - UEM

  
Prof. Dr. Juliana de Paula Silva  
Membro convidado - UEM

*“Um homem precisa viajar. Por sua conta, não por meio de histórias, imagens, livros ou TV. Precisa viajar por si, com seus olhos e pés, para entender o que é seu. Para um dia plantar as suas árvores e dar-lhes valor. Conhecer o frio para desfrutar o calor. E o oposto. Sentir a distância e o desabrigo para estar bem sob o próprio teto. Um homem precisa viajar para lugares que não conhece para quebrar essa arrogância que nos faz ver o mundo como o imaginamos, e não simplesmente como é ou pode ser; que nos faz professores e doutores do que não vimos, quando deveríamos ser alunos, e simplesmente ir ver.”*

Amyr Klink

Dedico ao meu pai, pedreiro, Osmarino Vargas e minha mãe, vendedora ambulante, Roselene Aparecida Bueno Vargas, que não mediram esforços para me dar o bem mais precioso de todos, a educação...

## **AGRADECIMENTOS**

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de doutorado de novembro de 2014 até o término da pesquisa.

À Universidade Estadual de Londrina, pela oportunidade de atuar como professora colaboradora do Departamento de Geociências de 2013 a 2014, contribuindo para a liberação de atividades do Doutorado, também aos colegas de departamento, por todo apoio.

À Universidade Estadual de Maringá e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, por proporcionarem a minha formação acadêmica.

Ao meu orientador Prof. Dr. Edison Fortes, que me acompanha academicamente desde o Mestrado, pela confiança, amizade e incentivo para a conclusão deste trabalho, repassando inúmeros conhecimentos de campo e leituras sobre a geomorfologia paranaense.

À família GEMA (Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente - UEM), pelo espaço oferecido para estudos, pelos instrumentos/materiais de campo concedidos. Em especial aos membros do grupo, professores Nelson Vicente Lovatto Gasparetto e Marta Luzia de Souza, os quais participaram da qualificação desta pesquisa e sempre estiveram dispostos a sanar as dúvidas que surgissem ao longo do caminho. Além disso, ao técnico Vanderlei Grzegorzcyk e demais colegas da casa, pela companhia diária.

Ao Instituto das Águas do Paraná, pela disponibilidade dos dados geológicos.

Agradecimento especial ao amigo Michael Vinicius de Sordi, companheiro da área e amigo da vida, que me auxiliou na parte cartográfica e na solução das incertezas que surgiram ao longo da tese, mostrando-se sempre disposto a ajudar.

Aos meus amigos de Maringá, por serem a família que eu escolhi ter, dando amor e se mostrando presentes nos momentos difíceis, encorajando-me a seguir em frente.

Aos amigos de outras cidades, que mesmo distantes estiveram sempre presentes dando apoio e incentivo.

A minha família, meu pai Osmarino Vargas, minha mãe Roselene Aparecida Bueno Vargas, aos meus irmãos: Deise Miola, Geuza Vargas, Juliana Vargas e Matheus Vargas, sobrinho Miguel Eugenio Delpino e demais agregados pelo apoio, consolo, carinho e incentivos de sempre.

À Thais Leticia Mascia, pelos estudos de autoconhecimento oferecidos.

A meu namorado Cláudio Nuernberg pelo carinho, incentivo e compreensão.

A Deus, por ser o meu guia, dando-me forças para a conclusão desta pesquisa.

A todos que, direta ou indiretamente, me ajudaram o meu muito obrigada.

**GRATIDÃO A TODOS!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!**

VARGAS, K. B. **SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS DO CENTRO NORTE PARANAENSE E EVOLUÇÃO DO RELEVO REGIONAL**. Tese (Doutorado em Geografia), UEM, Maringá, 2017. 176 págs.

## RESUMO

O recorte espacial da presente pesquisa engloba uma área de 2.930 km<sup>2</sup>, localizada no Centro-Norte Paranaense, área abrangida pelas cartas topográficas de Rio Bom, Mauá da Serra, Faxinal e Bairro dos França, na escala de 1:50.000. A área encontra-se na transição do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense, em uma das bordas planálticas da Bacia Sedimentar do Paraná, denominada regionalmente como Serra do Cadeado. O objetivo principal desta pesquisa foi analisar e caracterizar a gênese das superfícies geomorfológicas da área de estudo e verificar as implicações das deformações crustais na evolução do relevo regional, levando em consideração os aspectos paleoclimáticos e tectonoestruturais que influenciaram a modelagem do relevo atual. A metodologia utilizada interligou informações obtidas através de mapeamentos geomorfológicos, geológicos e estruturais, as construções de perfis topográficos e litológicos, análises morfométricas da drenagem e do relevo a partir de dados de radar SRTM, associadas a visitas *in loco*. Em campo foram checadas as feições geomorfológicas já observadas anteriormente pelas fotografias aéreas, sendo essas caracterizadas e descritas juntamente com as formações geológicas que embasam a área de estudo e ainda os depósitos sedimentares inconsolidados. Como resultado da pesquisa, foram mapeadas cinco superfícies geomorfológicas, as quais apresentam-se escalonadas e com mais de uma litologia em seu domínio, caracterizando-se como superfícies estruturais, cuja gênese está vinculada às geoestruturas locais, como o Alto Estrutural Mauá da Serra, de feição dômica, parcialmente erodido e vinculado a um lacólito de grande extensão. Cada uma dessas superfícies geomorfológicas apresenta depósitos cenozoicos com características diferentes, em seus aspectos estruturais e texturais, o que denota variações do ambiente gerador. O isolamento do Alto Estrutural de Mauá da Serra em relação aos relevos cuestiformes da Serra Geral, ao norte e ao sul, se deu a partir dos controles do nível de base exercidos pelos rios Ivaí e Tibagi, pois a tectônica teve continuidade, após o arqueamento, porém com menor intensidade. Desse fato resultou um balanço entre taxas de erosão e de soerguimento equilibrado, não sendo suficiente para destruir o alto estrutural, nem projetá-lo em maiores altitudes.

**PALAVRAS-CHAVE:** Morfogênese; Morfodinâmica; Serra do Cadeado; Bordas Planálticas; Relevo Paranaense.



VARGAS, K. B. **GEOMORPHOLOGICAL SURFACES FROM THE NORTH CENTER OF PARANÁ AND EVOLUTION OF THE REGIONAL RELIEF**. Doctoral Dissertation in Geography, UEM, Maringá, 2017. 176 págs.

### **ABSTRACT**

The spatial delimitation of this research encompasses an area of 2.930 km<sup>2</sup>, located in the North Center of Paraná, an area comprised by the topographic map of Rio Bom, Mauá da Serra, Faxinal e Bairro dos França, in the scale of 1:50.000. The area lies in the transition of the Second to the Third Plateau of Paraná, in one of the edge plateaus of the Paraná Sedimentary Basin, named regionally as Cadeado Ridge. The main objective of this research was to analyze and characterize the genesis of the geomorphological surface of the studied area and to verify the implication of the crustal deformations on the evolution of the regional relief, considering the paleoclimatic and tectono-structural aspects that have influenced the modelling of the modern relief. The methodology applied crossed information obtained through geomorphological, geological and structural mapping with the elaboration of topographic and lithological profiles, morphometric analysis of the drainage and the relief from SRTM radar data, associated with *in loco* visits. On field were checked the geomorphological bedforms previously observed by aerial photos, which were characterized and described along with the geological formations that base the studied area and also the unconsolidated sedimentary deposits. As result of the research, five geomorphological surfaces were mapped, presenting stepped shape, with more than one lithology in their domains, characterizing themselves as structural surfaces, whose genesis is associated to local structures, as the Mauá da Serra Structural Hight, which has the feature of a dome, is partially eroded and is associated with a laccolite of large span. Each one of these geomorphological surfaces presents Cenozoic deposits with different characteristics, on their structural and textural aspects, that denote variations of the generative environment. The isolation of the Mauá da Serra Structural High in relation to the cuestas of the Serra Geral, north and south, occurred from the control of the level base exerted by the Ivaí e Tibagi rivers, because the tectonic continued to happen, after the arching, but with less intensity. That fact resulted in balanced erosions and uplifts, which were not enough to destroy the structural high or to project it to higher altitudes.

**KEYWORDS:** Morphogenesis; Morphodynamics; Cadeado Ridge; Edge Plateaus; Relief of Paraná.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> – Centro Norte Paranaense.....	21
<b>Figura 1.2</b> - Bacia Sedimentar do Paraná – Unidades Aloestratigráficas.....	22
<b>Figura 1.3</b> - Contexto litoestratigráfico da Bacia Sedimentar do Paraná.....	24
<b>Figura 1.4</b> - Contexto litoestratigráfico regional.....	25
<b>Figura 1.5</b> - Estilos estruturais relacionados a intrusões magmáticas básicas.....	28
<b>Figura 1.6</b> - Casos teóricos de possíveis formações de domos na Bacia do Paraná.....	29
<b>Figura 1.7</b> - Principais zonas de falhas e sequências sedimentares.....	31
<b>Figura 1.8</b> - Zonas de falhas do centro norte paranaense.....	32
<b>Figura 1.9</b> - Blocos morfoestruturais existentes no contexto da Serra do Cadeado.....	33
<b>Figura 1.10</b> - Estruturação do relevo paranaense, com demarcação da área de estudo.....	34
<b>Figura 1.11</b> - Subunidades morfoesculturais regionais do Paraná.....	36
<b>Figura 2.1</b> - Ciclo ideal com um relevo real moderado proposto por Davis (1899).....	43
<b>Figura 2.2</b> - Evolução das vertentes e intensidade de processos.....	43
<b>Figura 2.3</b> - Estruturas de pedimentação.....	44
<b>Figura 2.4</b> - Diferentes tipos de Etchplanos identificados.....	46
<b>Figura 2.5</b> - Evolução policíclica do relevo.....	47
<b>Figura 2.6</b> - a) superfícies estruturais (s); b) - superfícies de aplanamento (p).....	49
<b>Figura 2.7</b> - Diferentes graus de dissecação em superfícies de aplanamento.....	50
<b>Figura 2.8</b> - Esquema de relações espaciais existentes entre as diversas superfícies.....	51
<b>Figura 2.9</b> - Modelo hipotético da disposição em escadaria das superfícies aplainadas.....	55
<b>Figura 3.1</b> - Fluxograma metodológico da pesquisa.....	58
<b>Figura 3.2</b> - Representação esquemática das unidades taxonômicas.....	61
<b>Figura 3.3</b> - Relação entre forma da curva e maturidade da paisagem.....	63
<b>Figura 3.4</b> - Pontos demarcados nas visitas realizadas.....	64
<b>Figura 4.1.1</b> - Hipsometria da área de estudo com indicações das serras.....	67
<b>Figura 4.1.2</b> - Modelo digital de elevação do complexo Serra do Cadeado.....	68
<b>Figura 4.1.3</b> - Mapa Geológico da área de estudo.....	69
<b>Figura 4.1.4</b> - Basaltos da Formação Serra Geral no centro norte paranaense.....	70
<b>Figura 4.1.5</b> - Basaltos vesículo-amigdaloidais ao norte da área de estudo.....	72
<b>Figura 4.1.6</b> - Vista panorâmica sentido Serra do Cadeado.....	73
<b>Figura 4.1.7</b> -Estruturação dos arenitos do centro norte paranaense.....	73
<b>Figura 4.1.8</b> - Seção geológica esquemática da Serra do Cadeado.....	74
<b>Figura 4.1.9</b> - Afloramento da Formação Rio do Rasto na BR 376 no Km 313.....	75

<b>Figura 4.1.10</b> - Fácies sedimentares da Formação Teresina.....	76
<b>Figura 4.1.11</b> - Declividade na área de estudo.....	77
<b>Figura 4.1.12</b> - Perfis das profundidades dos poços tubulares profundos.....	79
<b>Figura 4.1.13</b> - Mapa geológico da área, apresentando as secções topográfico-geológicas....	80
<b>Figura 4.1.14</b> - Distribuição altimétrica dos poços tubulares na secção A-A'.....	81
<b>Figura 4.1.15</b> - Distribuição altimétrica dos poços tubulares na secção B-B'.....	82
<b>Figura 4.1.16</b> - Distribuição altimétrica dos poços tubulares na secção C-C'.....	83
<b>Figura 4.1.17</b> - Distribuição altimétrica dos poços tubulares na secção D-D'.....	84
<b>Figura 4.2.18</b> - Distribuição altimétrica dos poços tubulares na secção E-E'.....	85
<b>Figura 4.1.19</b> - Mapa da distribuição altimétrica de topos.....	87
<b>Figura 4.2.1</b> - Contexto Regional do Alto Estrutural Mauá da Serra.....	90
<b>Figura 4.2.2</b> - Distribuição das Superfícies Geomorfológicas.....	91
<b>Figura 4.2.3</b> - Domínio das Superfícies Depressionárias do Alonzo formadas pela SGI.....	92
<b>Figura 4.2.4</b> - Planície de inundação do rio Bufadeira, com destaque para as cascalheiras....	93
<b>Figura 4.2.5</b> - Vertentes alongadas sobre basaltos.....	94
<b>Figura 4.2.6</b> - Vertentes alongadas embasadas pela Formação Rio do Rasto.....	94
<b>Figura 4.2.7</b> - Escalonamentos de Blocos na Serra do Bufadeira.....	95
<b>Figura 4.2.8</b> - Afloramento da Formação Rio do Rasto com falhas normais.....	95
<b>Figura 4.2.9</b> - Depósitos fluviais do rio Bufadeira.....	96
<b>Figura 4.2.10</b> - Aspecto geral da planície alveolar do rio Bufadeira.....	97
<b>Figura 4.2.11</b> - Serra do Bufadeira e seus depósitos.....	98
<b>Figura 4.2.12</b> - Planície alveolar do rio Bufadeira (SGI).....	98
<b>Figura 4.2.13</b> - Vista parcial do relevo da bacia do ribeirão Água das Antas.....	99
<b>Figura 4.2.14</b> - Depósitos coluviais e aluviais na Bacia do São Pedro, norte de Faxinal.....	100
<b>Figura 4.2.15</b> - Modelo Digital de elevação (MDE) e gráfico de roseta da SGII.....	101
<b>Figura 4.2.16</b> - Complexo de serras ao sul e norte do município de Faxinal.....	102
<b>Figura 4.2.17</b> - Serras do setor sudoeste projetando-se em forma de apêndice.....	103
<b>Figura 4.2.18</b> - Solos bem desenvolvidos ao longo da BR445.....	104
<b>Figura 4.2.19</b> - Vista parcial do vale do rio das Antas com visada para Faxinal.....	105
<b>Figura 4.2.20</b> – Desordenamento de pedimentos detríticos de blocos de Botucatu.....	106
<b>Figura 4.2.21</b> – Depósito de blocos polimíticos angulosos.....	107
<b>Figura 4.2.22</b> - Vista Panorâmica do vale do córrego Bigorna (Ortigueira-PR).....	107
<b>Figura 4.2.23</b> - Perfil Morfoestrutural do Córrego da Bigorna.....	108
<b>Figura 4.2.24</b> - MDE, perfil topográfico e gráfico de roseta da SGIII.....	109
<b>Figura 4.2.25</b> - Vista parcial da SGIII.....	110

<b>Figura 4.2.26</b> - Cobertura pedológica no alto curso do rio São Pedro recobrando a SGIII.....	110
<b>Figura 4.2.27</b> – Sequências de fotos de depósitos e vertentes escalonadas.....	111
<b>Figura 4.2.28</b> - Alto curso da bacia do rio Morumbi.....	112
<b>Figura 4.2.29</b> - MDE, perfil topográfico e gráfico de roseta da SGIV.....	113
<b>Figura 4.2.30</b> - Vista do topo do Morro da Pedra Branca.....	113
<b>Figura 4.2.31</b> – Afloramento da Formação Rio do Rastro a margem da BR-376.....	114
<b>Figura 4.2.32</b> – Vista geral das superfícies geomorfológicas IV e V.....	114
<b>Figura 4.2.33</b> – Rampas de blocos polimíticos na Superfície Geomorfológica IV.....	115
<b>Figura 4.2.34</b> - MDE, perfil topográfico e gráfico de roseta da SGV.....	116
<b>Figura 4.2.35</b> - Fotografia aérea sentido os Morros da Pedra Branca e do Mulato.....	117
<b>Figura 4.2.36</b> – Vista geral do Morro da Pedra Branca e Morro do Mulato.....	118
<b>Figura 4.2.37</b> - Vista do Domínio das Superfícies de Cimeira Areníticas Silicificadas.....	119
<b>Figura 4.2.38</b> – Detalhe de afloramento de blocos de arenito junto a SGV.....	120
<b>Figura 4.2.39</b> - Depósitos coluviais localizados na Superfície Geomorfológica V.....	121
<b>Figura 4.2.40</b> – Perfil Esquemático do Alto Estrutural Mauá da Serra.....	122
<b>Figura 4.3.1</b> - Lineamentos estruturais da área de estudo e gráficos de rosetas.....	125
<b>Figura 4.3.2</b> - Serra do Bufadeira com níveis de patamares marcados ao front.....	126
<b>Figura 4.3.3</b> - Vertente escalonada sob influência de falhas normais de direção NW-SW...126	126
<b>Figura 4.3.4</b> - Falhas de padrão radial associadas a lacólitos, preenchidas por colúvios.....	127
<b>Figura 4.3.5</b> - Feição de aspecto piramidal na bacia do rio São Pedro.....	128
<b>Figura 4.3.6</b> - MDE gerado pela carta topográfica de Mauá da Serra.....	128
<b>Figura 4.3.7</b> - Localização e estruturação do Alto Estrutural Mauá da Serra.....	129
<b>Figura 4.3.8</b> - Exemplo de feição de borda de estrutura erodida.....	130
<b>Figura 4.3.9</b> - Perfil geológico do Morro das Antenas – Ortigueira – PR.....	131
<b>Figura 4.3.10</b> - Superfícies de cimeira do Alto Estrutural Mauá da Serra.....	132
<b>Figura 4.3.11</b> - Mapa geológico da região da Serra do Cadeado.....	133
<b>Figura 4.3.12</b> - Modelo esquemático da formação do Alto Estrutural.....	135
<b>Figura 4.3.13</b> - Mapa hidrográfico da área de estudo.....	136
<b>Figura 4.3.14</b> - Condicionamento hidrográfico do baixo rio Alonzo.....	137
<b>Figura 4.3.15</b> - Densidade da drenagem da área de estudo.....	138
<b>Figura 4.3.16</b> - Densidade de anomalias no perfil longitudinal dos canais.....	139
<b>Figura 4.3.17</b> - Curvaturas anômalas no rio Pereira.....	140
<b>Figura 4.3.18</b> - Escarpas estruturais e erosivas ao norte da bacia do córrego Morumbi.....	141
<b>Figura 4.3.19</b> - Zona escarpada separada por falha, por movimentação de blocos.....	142
<b>Figura 4.3.20</b> - Elevações residuais isoladas e sistemas de falhas N-S associados.....	142

<b>Figura 4.3.21</b> - Cachoeiras localizadas no município de Faxinal-PR.....	143
<b>Figura 4.3.22</b> - Comportamento morfoestrutural da bacia do ribeirão Água das Antas.....	145
<b>Figura 4.3.23</b> - Localização das bacias hidrográficas aplicadas ao Hi.....	146
<b>Figura 4.3.24</b> - Curvas hipsométricas das sete BH analisadas.....	147
<b>Figura 4.3.25</b> - Integral Hipsométrica aplicada nas bacias hidrográficas.....	148
<b>Figura 4.4.1</b> - Mapa de Nível de Cimeira (Seppômen), Malha 1 km <sup>2</sup> .....	152
<b>Figura 4.4.2</b> - Mapa de Nível de Cimeira (Seppômen), malha 0,25 km <sup>2</sup> .....	153
<b>Figura 4.4.3</b> - Mapa de nível de base (Sekkokumen), Malha 1 km <sup>2</sup> .....	154
<b>Figura 4.4.4</b> - Mapa de nível de base (Sekkokumen), Malha 0,25km <sup>2</sup> .....	155
<b>Figura 4.4.5</b> - Fases Evolutivas do Centro Norte Paranaense.....	156

## LISTA DE QUADROS E TABELA

<b>Quadro 1.</b> Normas da ABNT utilizadas na pesquisa.....	57
<b>Quadro 2</b> - Espessura global dos derrames no paraná.....	72
<b>Tabela 1</b> - Níveis Topográficos Identificados na área de estudo.....	88

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- ABNT – Associação Brasileira de Normas Técnicas
- BH – Bacia Hidrográfica
- Cfa - Clima temperado húmido com verão quente
- Cfb - Clima temperado húmido com verão temperado
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
- D1 – Evento Distensivo 1
- D2 – Evento Distensivo 2
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
- GEMA - Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente
- GPS - Global Positioning System
- Hi – Integral Hipsométrica
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- INMETRO - Instituto Nacional de Metrologia, Qualidade e Tecnologia
- ITCG - Instituto de Terras, Cartografia e Geociências do Paraná
- Ma – Milhões de anos
- MDE - Modelo digital de elevação
- MINEROPAR – Minerais do Paraná
- NBR – Norma Brasileira
- Pd<sub>3</sub> Pd<sub>2</sub>, Pd<sub>1</sub> e Pd<sub>0</sub> - Níveis Pediplanados
- PS1, PS2 – Paleosuperfícies
- RDE – Relação Declividade Extensão
- SGI – Superfície Geomorfológica I
- SGII - Superfície Geomorfológica II
- SGIII - Superfície Geomorfológica III
- SGIV - Superfície Geomorfológica IV
- SGV - Superfície Geomorfológica V
- SIG - Sistema de Informação Geográfica
- SRTM - Shuttle Radar Topography Mission
- TIN (Triangulated Irregular Network)

## SUMÁRIO

<b>PARTE 1 - INTRODUÇÃO E CARACTERIZAÇÃO FÍSIOGRÁFICA.....</b>	<b>18</b>
1.1 Introdução.....	18
1.2 Caracterização Regional da Área.....	21
1.2.1 Localização da área de estudo.....	21
1.2.2 Contexto Geológico.....	22
1.2.3 Contexto Estrutural.....	30
1.2.4 Contexto Geomorfológico.....	34
1.2.5 Contexto Pedológico.....	37
1.2.6 Contexto Biogeográfico.....	38
1.2.7 Contexto Climático e Paleoclimático.....	40
<b>PARTE 2 - SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS E MODELOS EVOLUTIVOS...42</b>	<b>42</b>
2.1 Modelos clássicos de evolução do relevo.....	42
2.2 Superfícies Geomorfológicas: Erosivas e Estruturais.....	48
2.3 Evolução de Superfícies Geomorfológicas Regionais.....	51
<b>PARTE 3 - MÉTODOS, TÉCNICAS E MATERIAIS.....57</b>	<b>57</b>
3.1 Métodos e Técnicas de Análise Litoestrutural.....	59
3.2 Métodos e Técnicas de Análise Geomorfológica.....	60
3.3 Métodos e Técnicas de Análise Hidrográfica.....	64
3.4 Trabalhos de Campo.....	66
<b>PARTE 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES.....67</b>	<b>67</b>
<b>4.1. Aspectos Gerais da Geomorfologia e Geologia local.....67</b>	<b>67</b>
4.1.1 Análises de Dados Geológicos de Profundidade.....	78
4.1.2 Frequências de nível de topos.....	86
<b>4.2 Mapeamento e Caracterização das Superfícies Geomorfológicas.....89</b>	<b>89</b>
4.2.1. Superfície Geomorfológica I (SGI).....	92
4.2.1.1 Processos Morfodinâmicos e Sedimentação Cenozóica da SGI.....	96
4.2.2. Superfície Geomorfológica II (SGII).....	101
4.2.2.1 Processos Morfodinâmicos e Sedimentação Cenozóica da SGII.....	103
4.2.3. Superfície Geomorfológica III (SGIII).....	109
4.2.3.1 Processos Morfodinâmicos e Sedimentação Cenozóica SGIII.....	112
4.2.4 Superfície Geomorfológica IV (SGIV).....	113
4.2.4.1 Processos Morfodinâmicos e Sedimentação Cenozóica da SGIV.....	115



4.2.5 Superfície Geomorfológica V (SGV).....	116
4.2.5.1 Processos Morfodinâmicos e Sedimentação Cenozóica da SGV.....	119
4.2.6 Condicionamento Morfoestrutural das Superfícies Geomorfológicas.....	121
<b>4.3. Análise Estrutural das Superfícies Geomorfológicas.....</b>	<b>124</b>
4.3.1 Dinâmica e Estrutura dos Sistemas fluviais.....	136
4.3.1.1 Integrais hipsométricas aplicadas a bacias hidrográficas.....	146
<b>4.4 Modelos de evolução geomorfológica.....</b>	<b>150</b>
4.4.1 Seppômen e Sekkokumen.....	150
4.4.2 Contexto Evolutivo das Superfícies Geomorfológicas.....	157
<b>PARTE 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>161</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>165</b>

---

## PARTE 1 – INTRODUÇÃO E CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA

---

### 1.1 Introdução

As concepções evolutivas das superfícies estruturais e superfícies de aplanamento são discutidas desde o século XIX e utilizadas para explicar os mecanismos de evolução da paisagem em escala regional. No Brasil e especialmente no estado do Paraná, tem sido mais usual os estudos de superfícies de aplanamento associados a alternâncias climáticas Cenozoicas, tendo os trabalhos de Ab'Sáber e Bigarella (1961 a,b) como pioneiros deste tema, porém, pouco se tem estudado as superfícies estruturais.

Nas últimas décadas a estruturação do relevo, a qual corresponde à formação de seus diferentes níveis altimétricos e suas múltiplas formas, vem recebendo a denominação de superfícies geomorfológicas, essa terminologia procura homogeneizar a utilização do termo em nível global (SILVA, 2009). Para Ollier (1981), as superfícies geomorfológicas e seus depósitos correlativos estão associados a diferentes níveis de erosão esculpidos em distintos tempos geológicos, estando portanto, vinculadas a uma cronologia de desnudação.

Segundo Small (1986), as superfícies geomorfológicas estão longe de ser uma óbvia feição morfológica. Diante disso, procedimentos como a datação através de referenciais altimétricos necessitam de uma análise aprofundada, baseada nos níveis de altitudes das superfícies e suas diferenciações na topografia, representando grande complexidade para o seu reconhecimento interpretativo real.

A aceitação da Teoria da Tectônica de Placas representou um grande marco aos estudos geomorfológicos, principalmente àqueles voltados à análise das superfícies geomorfológicas em ambientes de margens de escarpas passivas. Por outro lado, em áreas de domínios intraplacas, onde o relevo geralmente é pouco movimentado e a altimetria moderada, continuam a existir dificuldades em estabelecer uma clara conexão entre relevo e processos tectônicos. A estabilidade tectônica intraplaca constitui-se em um critério essencial para a geração de superfícies niveladas a altitudes similares, ao mesmo tempo em que interage com os ritmos eustáticos e bioclimáticos na reprodução de condições ideais ao seu desenvolvimento (SUMMERFIELD, 1991).

De acordo com Silva (2009), as superfícies localizadas em ambiente intraplaca, podem ser periodicamente afetadas por reativações tectônicas, cujas pulsações determinam a alternância entre os períodos de “estabilidade” e de “instabilidade”, desempenhando assim um

papel fundamental na geodinâmica do modelado do relevo continental. Os registros desses períodos permanecem na paisagem a longo termo, deixando como evidências os longos perfis de alteração, as discordâncias nos registros sedimentares, entre outros.

O desenvolvimento de estudos neotectônicos no Brasil, permitiu aprimorar novos métodos e técnicas para análise e interpretação estrutural do relevo, bem como estabelecer novos parâmetros evolutivos para o entendimento genético das superfícies geomorfológicas. O trabalho de Hasui (1990), destaca-se como a primeira reflexão acerca da neotectônica brasileira e procura delimitar a história das reativações estruturais tectônicas, ocorridas do Pré-Cambriano até o Cenozoico.

Para Saadi (1993), a comparação da tectônica ativa às manifestações Cenozoicas pretéritas, permite correlacionar as consequências dos eventos em escalas de tempos geológicos, bem como identificar a complexidade de seus desenvolvimentos. Levar em consideração os efeitos de uma tectônica ressurgente na estruturação geomorfológica é a peça chave para a compreensão evolutiva geomorfológica.

A problemática da presente pesquisa baseou-se nas seguintes perguntas:

- Qual a morfogênese das superfícies geomorfológicas do Norte Central Paranaense?
- E de que modo as deformações crustais ocorridas a partir do Cretáceo afetaram a evolução geomorfológica da área?

A partir dessas problemáticas, o objetivo geral foi analisar e caracterizar a gênese das superfícies geomorfológicas da área de estudo e verificar as implicações das deformações crustais na evolução do relevo regional. Os objetivos específicos da área, basearam-se no reconhecimento das unidades litoestratigráficas da área, bem como, suas principais estruturas regionais e suas implicações na morfologia e no comportamento hidrográfico; na realização do mapeamento das superfícies geomorfológicas, a fim de compreender a estruturação da paisagem; na caracterização das coberturas sedimentares superficiais das respectivas superfícies geomorfológicas; e na teorização e produção de modelos de evolução do relevo associados ao Alto Estrutural de Mauá da Serra.

Aspectos morfodinâmicos e morfoestruturais que influenciaram na modelagem do relevo atual foram considerados. Buscou-se ainda, reconhecer as unidades litoestratigráficas da área, bem como, identificar suas principais estruturas regionais e suas implicações na morfologia e no comportamento hidrográfico.

As hipóteses que envolvem a problematização da pesquisa consideram que o Alto Estrutural Mauá da Serra encontra-se vinculado a um lacólito de idade Juro-Cretácea, localizado entre camadas sedimentares da Bacia Sedimentar do Paraná, em profundidade ainda indeterminada e vinculada ao Arco de Ponta Grossa. Da mesma forma, as superfícies

geomorfológicas presentes na área encontram-se associadas às deformações estruturais Pós-Cretáceas, tais como, intrusões dos diques de diabásio, lacólitos e soleiras, os quais exercem controle estrutural sobre a morfogênese destas superfícies.

Com a delimitação das superfícies geomorfológicas da área de estudo, associada a índices morfométricos, foi possível compreender a estruturação da paisagem e os seus limites topográficos, influenciados pelo tipo de litoestrutura, rede de drenagem e por sistemas de falhas. Os níveis altimétricos atuais são resultantes das litoestruturas consolidadas, remodeladas pelos agentes externos, as quais apresentam-se como remanescentes de antigas superfícies, dinamizadas a partir de mudanças climáticas, distintos movimentos tectônicos e eventos deposicionais.

O modelo teórico de evolução do relevo associado ao Alto Estrutural Mauá da Serra, representa a morfogênese regional a partir do Cretáceo, assim como, nos modelos clássicos de evolução, que procuram evidenciar a participação estrutural através das diferenças litológicas e esforços tectônicos, sob ação de processos morfoclimáticos distintos.

A presente pesquisa justifica-se pelo fortalecimento dos estudos que vêm sendo realizados no Centro Norte Paranaense, além de trazer novas contribuições para trabalhos futuros, possibilitando uma melhor compreensão dos eventos relacionados à evolução morfoestrutural e morfodinâmica da paisagem regional, já que esses procuram compreender os processos atuais e pretéritos que influenciaram na estruturação e modelagem do relevo.

Devido ao importante papel da neotectônica na evolução do modelado do relevo, essa abordagem vem sendo discutida nas pesquisas orientadas pelo professor Dr. Edison Fortes, integrante do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, destacando-se os trabalhos de: Manieri (2010), Santos (2010), Couto (2011), Vargas (2012), Camolezi (2013), Sordi (2014) e Candelari (2015), todos realizados no Centro-Norte Paranaense. Estas pesquisas levam em consideração o papel de uma tectônica ressurgente como agente modificador do relevo, apresentando fortes indícios de sua atuação através de anomalias de drenagem e desnivelamentos topográficos, ocasionados por pulsos tectônicos e basculamento de blocos, porém devido à complexidade geomorfológica da região, muito ainda precisa ser pesquisado e compreendido.

## 1.2 Caracterização Regional da Área

### 1.2.1 Localização da área de estudo

A área de estudo compreende um total de aproximadamente 2.930 km<sup>2</sup>, abrangendo integralmente os municípios de Faxinal e Mauá da Serra e, parcialmente, os municípios de Rio Bom, Tamarana, Marilândia do Sul, Nova Itacolomi, Cruzmaltina, Grandes Rios, Rosário do Ivaí e Ortigueira (**Figura 1.1**), ambos localizados no Centro Norte do estado do Paraná, sul do Brasil.

**Figura 1.1** – Centro Norte Paranaense



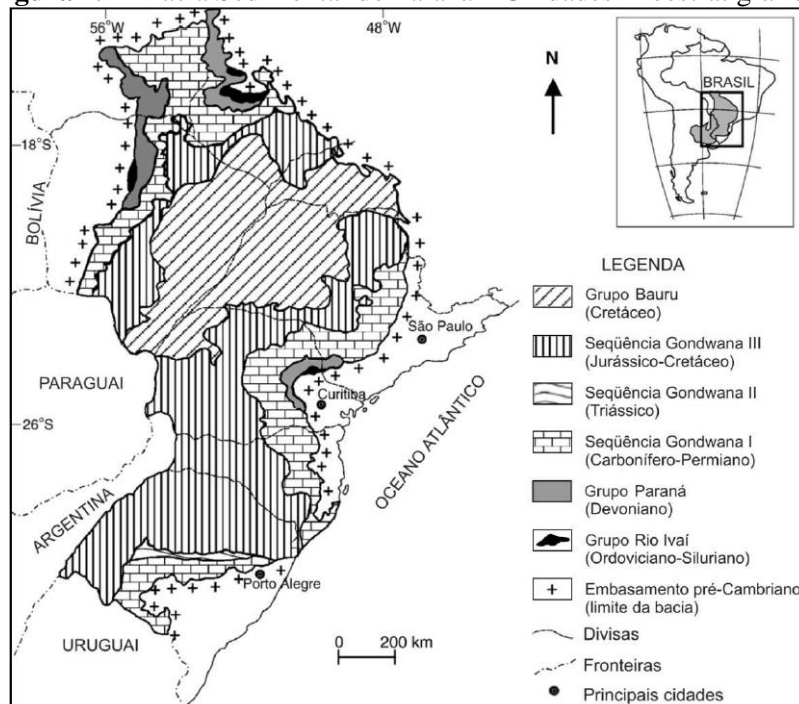
O Norte Central paranaense conta com dois grandes eixos rodoviários. O primeiro é constituído pela BR-376, que cruza diagonalmente o Estado do Paraná em direção a noroeste na fronteira com Mato Grosso do Sul e é a principal ligação dessa mesorregião com a capital do Estado e com o litoral. O segundo eixo é representado pela junção das rodovias BR-369, PR-317 e BR-158, que promove ligação com o Estado de São Paulo, bem como com o oeste paranaense.

### 1.2.2 Contexto Geológico

O território brasileiro encontra-se inserido na Plataforma Sul-Americana, a qual é formada por estruturas Pré-Cambrianas e bacias sedimentares (ALMEIDA; HASUI, 1984). A Plataforma Sul-Americana consiste em terrenos Pré-Cambrianos de embasamento granito-gnáissico e *greenstone-belts*, circundados por cinturões móveis e sequências sedimentares e vulcânicas de idades que variam do Pré-Cambriano ao Fanerozoico, incluindo espessas unidades clásticas intracratônicas (ALMEIDA et al. 1976; 1981).

Inserida completamente na Placa Sul-Americana, a Bacia Sedimentar do Paraná, área de interesse do presente estudo, exhibe forma ovalada, alongada na direção NNE-SSW, caracterizada como bacia intracratônica, não apresentando relacionamento direto com as margens desta placa (MILANI, 2004). A Bacia Sedimentar do Paraná (**Figura 1.2**) inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, totalizando uma área que se aproxima dos 1,5 milhão de quilômetros quadrados (MILANI et al. 2007). Os limites orientais da Bacia Sedimentar do Paraná são de natureza erosiva, controlados pelos soerguimentos de arcos tectônicos, como os de Ponta Grossa, Rio Grande, Alto Parnaíba, Alto Xingu e de Assunção. Ainda o soerguimento da Serra do Mar no Brasil, iniciado no Neo-Cretáceo, exerceu forte influência sobre estes limites, sendo um importante evento tectônico a ser considerado (ZALÁN et al. 1987).

**Figura 1.2 - Bacia Sedimentar do Paraná – Unidades Aloestratigráficas**



Fonte: Modificado de Milani et al. (2007) por Tomassi (2009)

A Bacia Sedimentar do Paraná constitui-se em uma grande área de sedimentação Paleozoico-Mesozoica, iniciada no Neo-Ordoviciano, sobre crosta continental estabilizada pelos processos geotectônicos ligados ao Ciclo Brasileiro. As idades radiométricas das rochas do embasamento situam-se entre 700 e 450 Ma, compostas por rochas ígneas e metamórficas (CORDANI et al.1984). A contínua subsidência na área da bacia, possibilitou o acúmulo de espessas camadas de sedimentos, lavas de diferentes composições e soleiras de diabásio.

De acordo com Zalán et al. (1990), na evolução da bacia do Paraná podem ser identificados três períodos de intensificação dos processos de subsidência, resultantes da superposição de três bacias sedimentares distintas. A primeira fase no período Siluro-Devoniano é marcada pelo resfriamento da litosfera com o término da Orogênese Brasileira e a acumulação de sedimentos que se estendem até o soerguimento do Arco de Assunção no Devoniano. A segunda fase ocorre com a sobrecarga de sedimentos glaciais (Grupo Itararé) associados a uma fase de reativação distensional (Permo-Carbonífero). O terceiro e último evento se dá no período Neojurássico-Eocretáceo, relacionado à subsidência pelo peso das lavas da Formação Serra Geral.

Esta cobertura foi posteriormente erodida, devido ao soerguimento da crosta continental a leste, expondo o embasamento. Sedimentos cretáceos, terciários e quaternários recobrem parcialmente as rochas da bacia e do escudo. No decorrer do Fanerozoico (< 542 Ma), a Bacia Sedimentar do Paraná (**Figura 1.3**) foi preenchida com sedimentos marinhos e sedimentos continentais. Neste último estão incluídas as rochas ígneas, ácidas e básicas (MINEROPAR, 2001). Os depósitos da Bacia do Paraná podem ser sintetizados em rochas siliciclásticas, constituindo unidades formadas entre o Paleozoico e Mesozoico, com ocorrências subordinadas de rochas carbonáticas, formadas durante o Permiano (ROSTIROLLA, 2000).

Figura 1.3 - Contexto Litoestratigráfico da Bacia Sedimentar do Paraná



Fonte: Modificado de Milani et al. (1993)

O contexto litoestratigráfico regional da área de estudo (**Figura 1.4**) é composto por rochas do Grupo São Bento, de idades Mesozoicas, e o Grupo Passa Dois, Paleozoicas, ambas inseridas no contexto da Bacia Sedimentar do Paraná. Em sequência, da mais antiga para a mais recente, temos as formações: Teresina, Rio do Rasto, Piramboia, Botucatu e Serra Geral.

O grupo Passa Dois abrange as formações mais antigas da região, de idade Paleozoica. Na área de estudo, esse grupo é constituído por arenitos, siltitos e argilitos das Formações Rio do Rasto e Teresina. Essas formações ocorrem em áreas topograficamente mais baixas e depressionárias do Segundo Planalto Paranaense.

Como primeiro pacote sedimentar associado às litologias regionais temos a Formação Teresina (**Figura 1.4**), que se localiza no Segundo Planalto Paranaense, abaixo da Formação Rio do Rasto e consiste de acordo com Schneider et al. (1974) em alternâncias de argilitos e folhelhos com siltitos e arenitos muito finos, de cor cinza-claro. A alternância de folhelhos e siltitos escuros com arenitos muito finos, de cor cinza-claro em lâminas e finas camadas descontínuas, dão origem a laminação *flaser*, no formato ondulado, muito característica desta formação.

Em sequência de rochas da Formação Teresina, expostas à margem direita do rio Ivaí, Schneider et al. (1974) identificou na parte basal, sequência de 5 m de espessura de folhelhos cinza-escuro intercalados à Formação Rio do Rasto. Já na parte inferior ocorrem amiúde calcárias, lentes de coquina e camadas finas de arenito aparecem localmente. O



conteúdo fossilífero desta formação, de acordo com Thomaz (1984), denotam de ambiente marinho, onde no final da deposição, manifestava-se evidências de uma continentalidade com regressão marinha, expondo a superfície a condições de áreas emersas.

**Figura 1.4 - Contexto Litoestratigráfico Regional**

PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO
Cretáceo		SERRA GERAL
Jurássico	SÃO BENTO	BOTUCATU
Triássico		PIRAMBÓIA
Permiano	PASSA DOIS	RIO DO RASTO
		TERESINA

INTRUSIVAS BÁSICAS

Fonte: Strugale (2002)

Acima da Formação Teresina aflora a Formação Rio do Rasto, que compreende a sedimentos essencialmente clásticos de cores variadas. Constitui-se de siltitos e arenitos finos esverdeados e arroxeados e na parte superior argilitos e siltitos vermelhos com intercalações lenticulares de arenitos finos. A Formação Rio do Rasto apresenta espessura de até 400 m na faixa de afloramento do flanco leste da bacia, distribuindo-se desde o Rio Grande do Sul até o nordeste do Paraná (SCHNEIDER et al. 1974).

A Formação Rio do Rasto foi subdividida em dois membros por Gordon Jr. (1947), sendo eles o Membro Serrinha e o Membro Morro Pelado. O Morro Serrinha foi originado por avanços progradacionais de clásticos de planícies de marés, apresentando estratificações cruzadas de pequeno porte, laminação cruzada e ondulada. Já o Membro Morro Pelado, é formado por sedimentos de lagos e planícies aluviais, sendo recoberto por dunas de areia sob condições climáticas áridas, apresentando estratificações cruzadas acanalada, laminação cruzada e plano paralela como estruturas mais comuns da unidade.

Sotoposto à Formação Rio do Rasto aflora a Formação Piramboia, que segundo Brighetti (1994), é constituída por sedimentos tipicamente eólicos, e subordinamente flúvio-eólico, depositado em ambientes desérticos. Para Caetano-Chang (1997) e Gesicki (2007), as condições de meta-saturação em areias, ressalta na faciologia depósitos de interdunas úmidas e de *overbank* e lençóis de areia com campos de dunas esparsos, os quais são soto-postos à

associação subaquosa de canais e barras de rios entrelaçados, em que os primeiros teriam sido desenvolvidos em contexto costeiro marginal ao sistema marinho Passa Dois.

A Formação Piramboia constitui-se de arenitos médios a finos, bem selecionados, arredondamento médio, com intercalação de arenitos argilosos e siltitos de cores esbranquiçadas, avermelhadas quando alterados, apresentando, predominantemente, estruturas plano-paralelas com estratificações cruzadas (ORLANDI FILHO et al. 2002).

De acordo com Strugale et al. (2004), o contato da Formação Piramboia com as fácies da Formação Botucatu, é discordante, e se dá por uma superfície ondulada com formas de preenchimento de canal, sucedida por cerca de 40 cm de uma brecha de matriz arenosa com bolas de silito-argiloso verde e marrom, grânulos e seixos de quartzo, além de laminações convolutas. No Centro-Norte paranaense a diferenciação da Formação Piramboia da Formação Botucatu em campo apresenta-se complexa, devido às suas características litoestratigráficas similares visualmente.

A Formação Botucatu está localizada acima da Formação Piramboia e esta é constituída por arenitos bimodais, médios a finos, localmente grossos e conglomeráticos, com grãos arredondados ou subarredondados, bem selecionados. Apresentam cor cinza-avermelhado e é frequente a presença de cimento silicoso ou ferruginoso. Para Orlandi Filho et al. (2002), a Formação Botucatu constitui-se de um expressivo pacote arenoso, com camadas de geometria tabular ou lenticular e espessa, que podem ser acompanhadas por grandes distâncias.

Os arenitos da Formação Botucatu apresentam-se estratificados de forma cruzada, planar e acanalada, com estruturas de médio a grande porte, depositados em ambiente desértico, onde as estratificações cruzadas representam dunas eólicas *barcanoides*, além de raros depósitos de arenitos com estratificação plano-paralela, associados às interdunas (ASSINE et al. 2005).

De acordo com Montanheiro et al. (2011), o contato superior da Formação Botucatu com a Formação Serra Geral, predominantemente vulcânica marca um expressivo episódio magmático Eocretácico, caracterizado pela presença de arenitos intertrapianos correlacionáveis à Formação Botucatu que constituem importante marco estratigráfico entre os derrames. Este contato litológico entre as duas formações originou os arenitos silicificados que possuem alta resistência litológica, devido ao cozimento dos arenitos pelo magma. Para Soares et al. (1973) a cimentação do arenito é efetivada por precipitação da sílica em solução na água subterrânea e que ela ocorre, mais comumente, em camadas de arenitos com pouca espessura, intercalados entre corpos magmáticos na forma de derrames ou soleiras.

E como topo da coluna estratigráfica regional o grupo São Bento se caracteriza pelos basaltos, que formam superfícies de aspecto tabular com inclinação suave para oeste e noroeste e as intrusivas (diques) com direção preferencial NW/SE, ambos pertencentes à Formação Serra Geral. De acordo com Almeida (1964); Orlandi Filho et al. (2002); Pinese e Nardy (2003) as rochas vulcânicas da Bacia Sedimentar do Paraná, caracterizam-se por uma sequência de derrames de lavas, que atingiram a superfície por um mecanismo de alívio de pressão, através de grandes fendas de tensão, expelindo intenso magnetismo do tipo fissural, contendo domínios subordinados intermediários e ácidos, principalmente no terço médio e superior, os quais correspondem ao encerramento da evolução Gonduânica da Bacia do Paraná, representando um dos mais extensos eventos vulcânicos globais.

De acordo com Pinese e Nardy (2003), o vulcanismo da Bacia Sedimentar do Paraná é essencialmente de natureza básica e caráter toleítico. Segundo Nardy et al. (2008), as rochas vulcânicas ácidas Mesozoicas da Formação da Serra Geral, apresentam-se secundárias no estado do Paraná, tendo maior expressão ao Sul e em alguns pontos no Centro-Norte, recobrando uma área de 64.000 km<sup>2</sup> e representam 2,5% do volume total desta formação. Para Ernst et al. (2005), as rochas de composição ácida intermediária na forma de lavas ou como intrusivas normalmente podem estar associadas ao início ou ao final do magmatismo.

Para Pinese e Nardy (2003), a Formação da Serra Geral é reconhecida por três tipos litológicos: basaltos e andesitos toleíticos (negros, subfaneríticos, maciços ou vesiculares); riolitos e riolitos do tipo Palmas (afíricos, com textura “sal e pimenta” e matriz granofírica); quartzo latitos e riolitos do tipo Chapecó (porfíricos com textura vitrofírica).

De acordo com Nardy et al. (2008), as unidades Palmas e Chapecó, de natureza ácida, ocorrem associadas a extensos platôs, em altos topográficos, com pequena cobertura vegetal. De acordo com Pinese (1989), as ocorrências desses platôs surgem a partir do rio Paranapanema em direção ao sul da Bacia Sedimentar do Paraná, dispondo-se preferencialmente próximos às bordas da bacia, tendo fortes vínculos com os alinhamentos tectono-magnéticos das drenagens, direcionados pelas tendências do Arco de Ponto Grossa, com direção preferencial (NW/SE). Segundo Leinz (1949), as rochas ácidas são produtos de processos petrológicos acidentais, sendo as lavas basálticas quentes e fluídas contaminadas por sedimentos durante sua movimentação pelas superfícies.

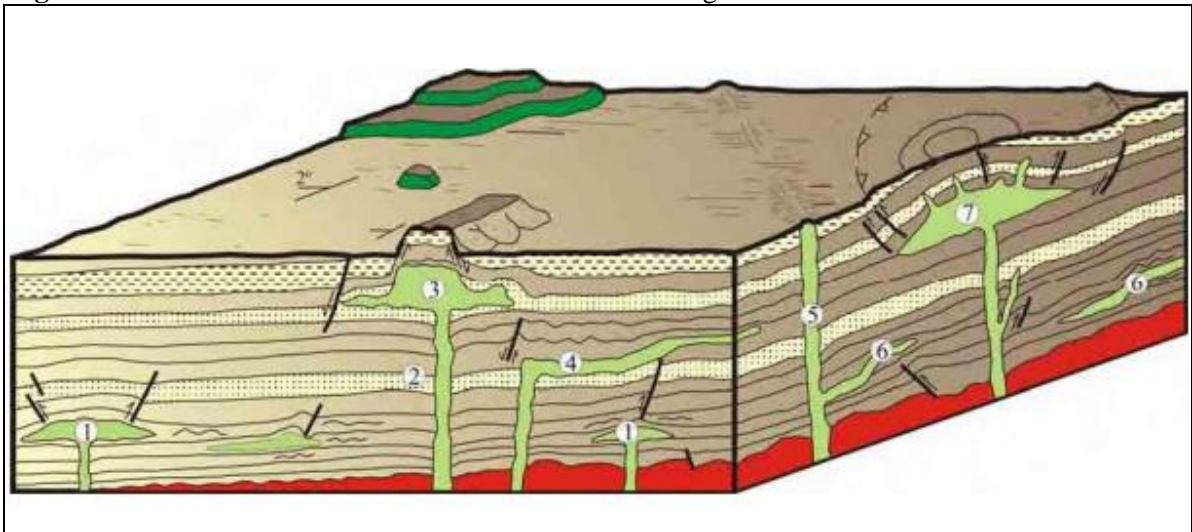
Para Cordani e Vandomos (1967), um grande número de intrusões menores são encontrados por toda a região afetada pelo vulcanismo, sendo constituídos por soleiras e diques de rochas básicas (**Figura 1.5**). Os diques ocorrem próximos aos fluxos de lava e se agrupam em sistemas de corpos paralelos, apresentando espessuras que variam de centímetros a quilômetros, e sua estrutura é oriunda do fluxo de lavas, que alcançava a superfície durante

o seu desenvolvimento. Já as soleiras apresentam espessuras que ultrapassam 200 m, tendo maior expressão em zonas de efusão, sendo corpos intrusivos introduzidos entre camadas da bacia sedimentar, não tendo alcançado a superfície durante seu desenvolvimento.

Para Zalán et al. (1985), os *sills* podem ser denominados também de “soleiras”, e estes correspondem a uma intrusão tabular concordante posicionada paralelamente ou subparalelamente ao acamamento das rochas encaixantes e o *sills jump* (**Figura 1.5 - 6**) onde o desenvolvimento da estrutura depende do encaixamento da rocha e do volume do magma durante a intrusão do *sill*, podendo mudar de nível estratigráfico através de porções inclinadas.

A estrutura *Sea-gull* (**Figura 1.5 - 2**) desenvolve-se nos contatos de certos diques de diabásio com as rochas sedimentares encaixantes, provocando arqueamento dos estratos da rocha em direção ao dique e os diques de intrusões verticais ou subverticais concordantes (**Figura 1.5 - 5**), apresenta-se muitas vezes encaixado a planos de falha de rochas encaixantes. E a estrutura apófise corresponde a dobras e flexuras nas rochas encaixantes relacionadas a diques ou a topo de *sills*.

**Figura 1.5** - Estilos estruturais relacionados a intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares

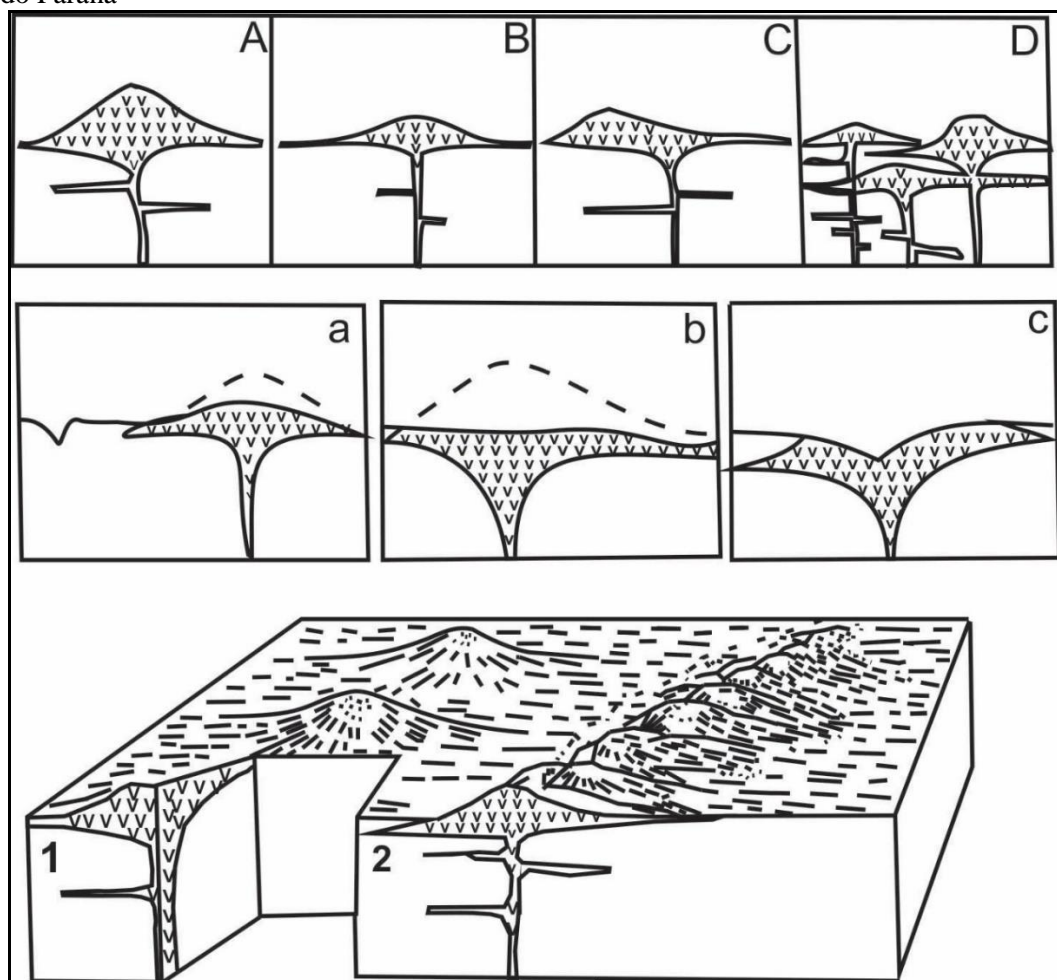


Legenda: Verde escuro - derrames de lava; Verde claro - rochas intrusivas; Vermelho - embasamento cristalino; Demais cores - rochas sedimentares da Bacia do Paraná; 1 - Estrutura do tipo Lacólito; 2 - *Sea-gull* ; 3 - Bismálito formando horst, com estruturas do tipo apófise nas laterais; 4 - Intrusão provocando flexuras na rocha encaixante; 5 - Dique; 6 - Sill Jump; 7 - Domo associado à lacólito - Fonte: Simplificado e modificado de Zalán et al. (1985) por Machado (2005)

Para Zalán et al. (1985), a estrutura de lacólito (**Figura 1.6**) corresponde a corpos intrusivos concordantes de grande espessura, possuindo geralmente a base plana e topo arqueado formando domos. Pentead (1978), conceitua “estrutura domática” como resultante de um arqueamento convexo de estratos sedimentares, dando origem a zonas circulares ou ovais. Segundo Divino (1982), diante da complexidade dos sistemas intrusivos e das diferentes formações lacolíticas, o autor sugere casos teoricamente possíveis da formação

desses corpos no nordeste da bacia do Paraná (**Figura 1.6**). A **Figura 1.6 - A, B, C, D** representa lacólitos de diversos tamanhos e de diferentes estruturas de intrusão, o qual pode dar a falsa impressão de raiz pela expressão morfológica externa, formado em conjunto ou de forma isolada. O bloco diagrama expressa a tridimensionalidade de um plano de penetração de lavas que se transformam em lacólitos em superfície, do tipo isolado e em alinhamento lacolítico (**Figura 1.6 – 1 -2**). Zalán et al. (1985), ainda classifica lacólitos do tipo Bismálito (**Figura 1.5 - 3**) que correspondem a soerguimentos por meio de falhamentos, elevando as rochas encaixantes acima do magmático e formando os *horsts*.

**Figura 1.6** - Casos teóricos de possíveis formações de domos sugeridos para a região nordeste da bacia do Paraná



Fonte: Modificado de Divino (1982)

Acima da Formação Serra Geral destacam-se as coberturas sedimentares cenozoicas, que são originadas por erosão e deposição dos produtos do intemperismo de litologias mais antigas. O processo formador é hidráulico deposicional, fluvial no interior do continente, condicionado às calhas de drenagem dos rios e planícies de inundação, a ambientes marinhos e deltaicos na faixa litorânea. Depósitos de terraço aluvionares mais antigos passam com o

avanço do processo erosivo a constituírem-se de paleoterraços em posição topográfica superior aos aluviões mais recentes. Depósitos coluviais ocorrem localmente em encostas e são provenientes de movimentos de massas (MINEROPAR, 2001). As formações superficiais, representadas pelos depósitos Terciários e Quaternários não são oriundos necessariamente da Bacia Sedimentar do Paraná, pois elas podem ocorrer esparsas em qualquer tipo de unidade geotectônica, e essas são representadas pelos depósitos coluviais, aluviais e colúvio-aluviais.

Os depósitos coluviais são provenientes de material detrítico de locais topograficamente mais elevados, depositados nas partes medianas e baixas das vertentes, transportados por processos comandados pela ação da gravidade, podem ainda estar associados a paleopavimentos detríticos, junto aos patamares das bordas escarpadas das serras. O termo colúvio se refere ao material que sofreu deslocamento na vertente, constituído por solos ou fragmentos de rochas, e estes restringem-se a depósitos onde predominam os movimentos de massa, e abrangem também queda de blocos, escorregamentos, solifluxão ou *pippings* (BIGARELLA et al. (1965) ; BIGARELLA (2003)).

De acordo com Thomaz (1984), os colúvios apesar de serem comumente interpretados como uma consequência de grandes mudanças climáticas regionais para condições mais áridas ou mais úmidas, também podem ocorrer como consequência de eventos menores, de alta magnitude, que eventualmente ultrapassem patamares formativos dentro dos sistemas de encostas. O termo alúvio é utilizado para descrever materiais detríticos inconsolidados, sejam da fração argila, silte, areia, cascalho ou qualquer outro, depositado durante um período geológico relativamente recente por um canal ou outro corpo d'água, como sedimento carregado em suspensão, na planície de inundação, delta, cone ou leque na base de uma encosta de alta declividade (BATES e JACKSON, 1987).

A esfericidade do material transportado é resultado das condições climáticas em que o material foi submetido ao transporte, onde aqueles com características angulosas sugerem ser oriundos de um clima mais seco, e aqueles mais esferoidais são consequentes de transporte fluvial, sugerindo condições em um clima mais úmido, sendo, portanto, tais depósitos, testemunhos de alternâncias climáticas.

### *1.2.3 Contexto Estrutural*

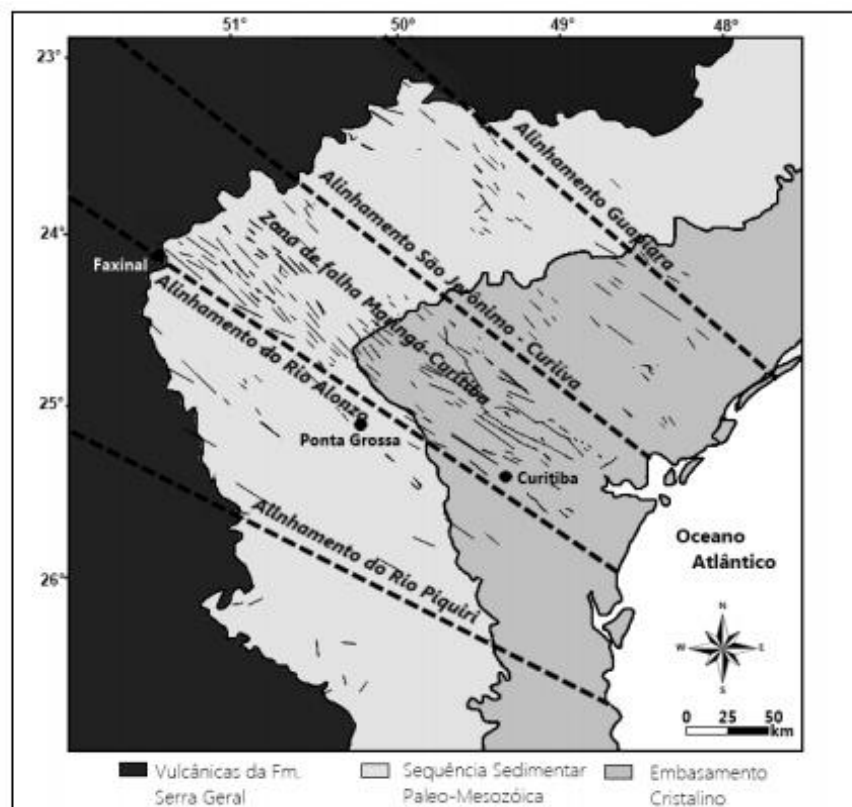
De acordo com Strugale et al. (2003), a estrutura mais proeminente da Bacia Sedimentar do Paraná é o Arco de Ponta Grossa, o qual promoveu intensa segmentação tectônica das rochas da Bacia e foi acompanhado por um dos mais expressivos enxames de

diques do planeta durante o Mesozoico. O autor ainda ressalta que o arqueamento apresenta estreita relação com os eventos magmáticos e epirogenéticos que levaram à abertura do Oceano Atlântico Sul.

Os enxames de diques foram primeiramente estudados por Marini et al. (1967) e Fúlfaro e Suguio (1967), que estudaram a região central do Arco de Ponta Grossa e observaram que os diques se apresentavam de forma paralela, orientados de NW-SE. Entretanto, esses mesmos autores concluíram que, de modo geral, os diques formam sistemas paralelos com orientação preferencial NW, porém direções NE também ocorrem, sendo consideradas secundárias na região do Paraná. Destaca-se também que a direção NE representa a direção preferencial dos fraturamentos ocorridos no embasamento cristalino da Bacia Sedimentar do Paraná (SOARES et al.1982; ZALÁN et al.1988).

A área central do arco é limitada pelos alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo (**Figura 1.7**), área de intensa concentração de anomalias lineares, extensas e contínuas com larguras variáveis entre 80 km e 100 km. Essas anomalias lineares são, na verdade, enxames de diques de diabásio, presentes em uma faixa de cerca de 600 km que vai desde o oeste até o litoral do estado do Paraná (FERREIRA, 1982).

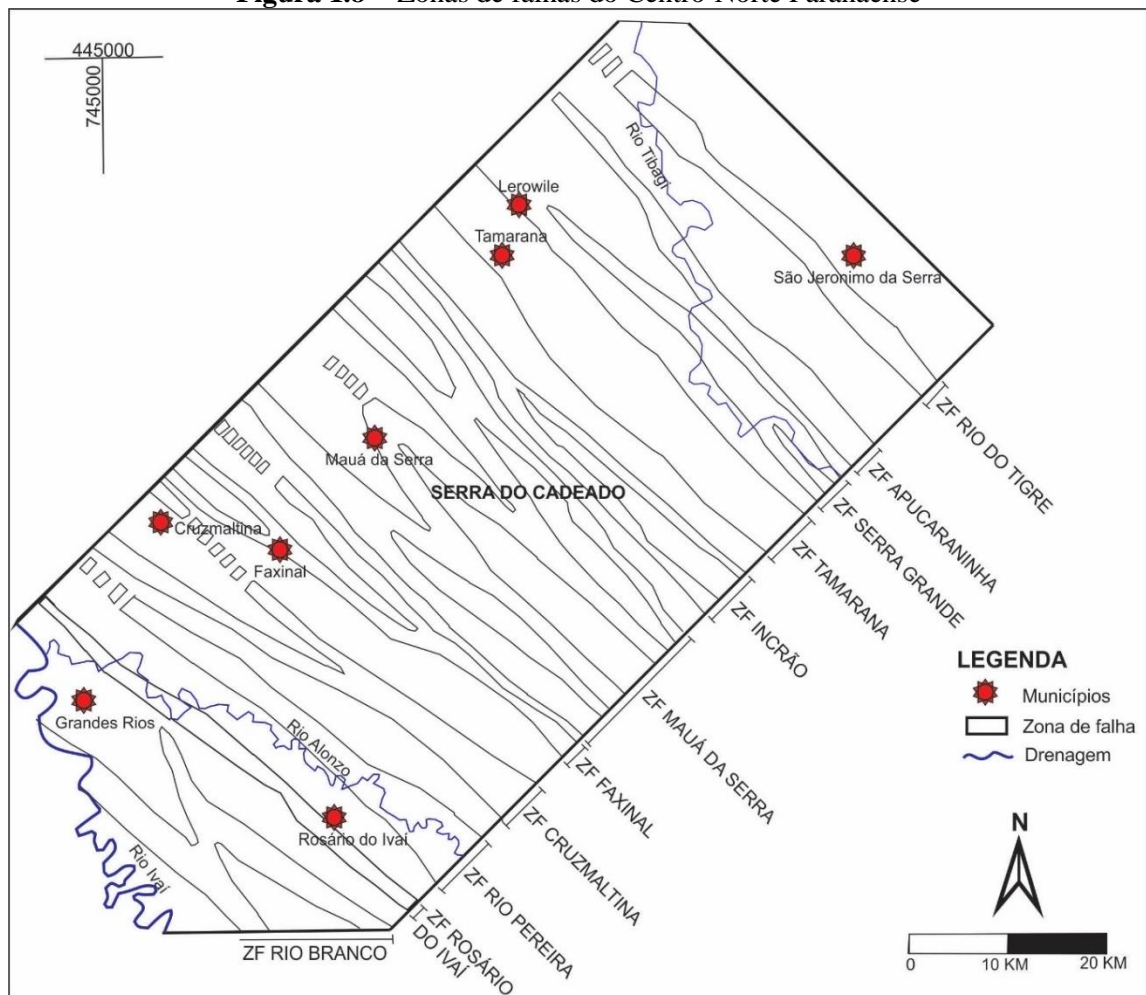
**Figura 1.7** - Principais zonas de falha e seqüências sedimentares da região sudeste da Bacia Sedimentar do Paraná



Fonte: Modificado de Zalán et al. (1990) por Sordi (2014)

Os alinhamentos NE-SW, por sua vez, são relacionados às estruturas mais antigas, que tem gênese no embasamento da Bacia Sedimentar do Paraná. Uma série de zonas de falhas de direção NW-SE (**Figura 1.8**) sob influência da charneira do Arco de Ponta Grossa foram identificadas por Strugale (2002), no Centro Norte do Paraná, onde as maiores altimetrias estão distribuídas ao longo da escarpa da Serra do Cadeado e as cotas altimétricas decaem na direção SW até o alinhamento rio Alonzo, marcado por um baixo topográfico planiforme limitado a SW por outra zona mais elevada. Na direção NE, o decaimento das cotas ocorre até a zona de falha Tamarana, onde o rio Tibagi começa a ingressar no Terceiro Planalto Paranaense.

**Figura 1.8 - Zonas de falhas do Centro-Norte Paranaense**



Fonte: Modificado de Strugale (2002)

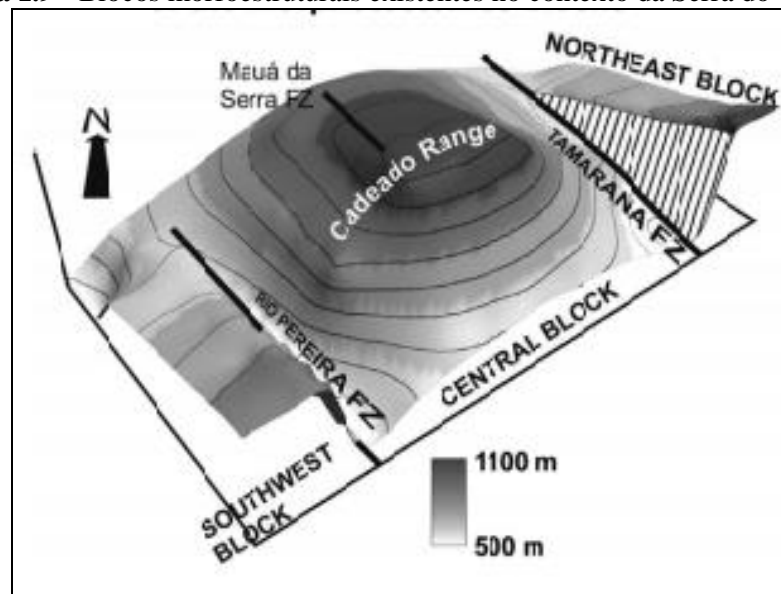
Segundo Strugalle et al. (2007), o soergimento desse bloco estaria relacionado a dois eventos distensivos D1 e D2: o D1 corresponderia às intrusões dos diques de diabásio, na transição do Jurássico para o Cretáceo (Mesozoico), enquanto o D2 seria um evento de menor magnitude, ocorrido no Cretáceo tardio e início do Paleógeno e Neógeno, estando associados



ao Rift Continental do Sudeste do Brasil.

Strugale et al. (2007), sugere a compartimentação morfotectônica do Centro-Norte paranaense em três blocos distintos: o bloco central, o bloco nordeste e o bloco sudoeste. O bloco central, que corresponde à área da Serra do Cadeado, caracteriza-se por apresentar as maiores altitudes e a maior quantidade de feições estruturais e diques de diabásio, em clara influência da charneira do Arco de Ponta Grossa (NW-SE). As zonas de falha Rio Pereira e Tamarana (**Figura 1.9**), são coincidentes com o eixo dos lineamentos estruturais do rio Alonzo e de São Jerônimo Curiúva.

**Figura 1.9** - Blocos morfoestruturais existentes no contexto da Serra do Cadeado



Fonte: Strugale et al. (2007)

O controle estrutural se manifesta na paisagem regional, principalmente por meio dos diques de diabásio formando padrões paralelos e retangulares, padrões de drenagem radiais em área de lacólitos ou soleiras. E os padrões dendríticos, além de morfologias associadas a falhamentos, soerguimentos e abatimentos de blocos. Esses padrões estruturais têm duas direções principais: NW-SE e NE-SW (MANIERI, (2010); SANTOS, (2010); COUTO, (2011); VARGAS (2012); CAMOLEZI (2013)). Como feições negativas existem principalmente segmentos retilíneos nos cursos d'água. Além disso, ocorrem na área padrões retilíneos e anomalias de drenagem, além de outras morfologias associadas a falhamentos, soerguimentos e abatimentos de blocos (COUTO, 2011; VARGAS, 2012; CAMOLEZI, 2013).

De acordo com Jabur (1992), os reflexos tectônicos da abertura do Atlântico Sul, com conseqüente *rifteamento* na costa brasileira, podem ser visualizados no interior do continente. Ao longo da escarpa da Serra Geral, o forte abatimento com direção NE está

associado a esse processo. Essa área abatida corresponde ao local de abrangência dos principais afluentes do rio Paranapanema e contrastam com o alto topográfico “São Jerônimo-Cadeado”, este que sofre grande influência do Arco de Ponta Grossa. Segundo Ferreira (1982), a Serra do Cadeado e suas adjacências constituem a região central do arco, que se insere entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo.

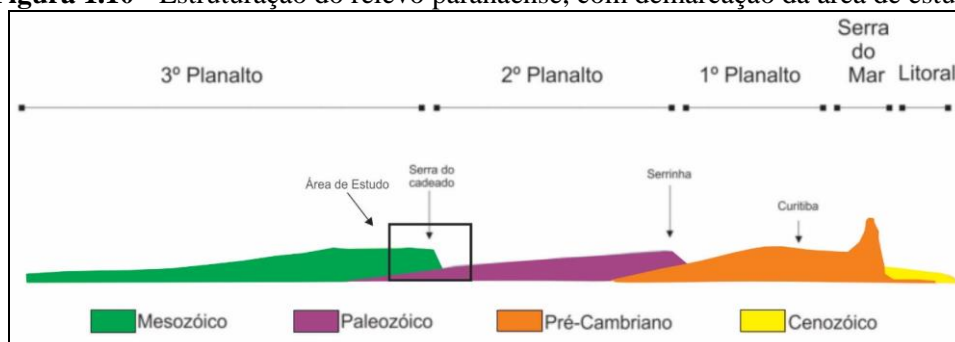
#### 1.2.4 Contexto Geomorfológico

A paisagem da região Centro Norte do estado do Paraná, se caracteriza por escarpas típicas de *cuesta*, correspondente a segmentos da Serra Geral, a qual se estende do estado do Rio Grande do Sul ao estado de São Paulo, sendo uma importante feição orográfica regional, também conhecida regionalmente como Serra do Cadeado ou Serra da Boa Esperança. As bordas planálticas destacam-se por extensos degraus na paisagem, os quais demarcam na área de estudo a transição do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense (MAACK, 1968).

No relevo do Estado do Paraná a paisagem é, predominantemente, planáltica, possuindo pequenas inclinações nas direções noroeste, oeste e sudoeste, onde as escarpas formam degraus verticalizados. A geomorfologia paranaense pode ser classificada em cinco unidades, essas se orientam de leste para oeste, na seguinte ordem (**Figura 1.10**): Baixada Litorânea; Serra do Mar; Primeiro Planalto; Segundo Planalto; Terceiro Planalto (MAACK, 1968).

A área de estudo está localizada na transição do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense (**Figura 1.10**). Esta transição ocorre de modo abrupto, através de escarpas íngremes, de alta declividade e se sustentam por rochas da Formação Serra Geral. Nos locais onde o controle tectonoestrutural é mais significativo, as escarpas são sustentadas por arenitos da Formação Botucatu, gerando, neste caso, dois níveis de escarpamentos escalonados.

**Figura 1.10** - Estruturação do relevo paranaense, com demarcação da área de estudo



Fonte: Modificado de Fortes et al. 2008

O Segundo Planalto Paranaense contempla uma faixa de aproximadamente 100 km de largura no estado do Paraná, limitado pela “Escarpa Triássica” (ou Serra Geral) a oeste e norte, e pela “Escarpa Devoniana” (ou Serrinha) a leste. Na parte Leste do Segundo Planalto Paranaense, reverso da Escarpa Devoniana, as altitudes máximas atingem 1290 m, nas proximidades do município de Tibagi, diminuindo até cerca de 510 m ao longo do leito do Rio Tibagi, local em que este atravessa a Escarpa da Serra Geral, no limite entre o Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense (FREITAS, 2005).

As superfícies amplamente dissecadas, que formam o Segundo Planalto Paranaense, caracterizam-se como de baixa declividade, sendo estas sustentadas por rochas sedimentares paleozoicas. Nas proximidades da Escarpa da Serra Geral, destacam-se as mesetas, colinas e relevos residuais, formados a partir de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

O Terceiro Planalto Paranaense corresponde à área de afloramento das rochas ígneas da Formação Serra Geral. Na parte noroeste do estado, fora da área da presente pesquisa, porém, ainda no Terceiro Planalto Paranaense, ocorrem arenitos do Grupo Bauru, de idade Mesozoica. Esta área caracteriza-se pela presença de um conjunto de relevos planálticos, que possuem uma inclinação geral para oeste-noroeste, subdividido pelos principais afluentes do Rio Paraná (SANTOS et al. 2006).

As superfícies de cimeira deste planalto variam entre 1100 e 1270 m na Serra do Cadeado, declinando para altitudes entre 220 e 300 m na calha do rio Paraná, que delimita o planalto a oeste. O Terceiro Planalto Paranaense exhibe extensos espigões levemente ondulados, com vertentes convexas, longas e de baixa declividade. Apresenta baixa dissecção, exceto em determinados locais, onde a rede de drenagem está mais entalhada, ou nas cabeceiras dos principais rios, onde desenvolve relevos colinosos, vertentes convexas e desníveis que podem ultrapassar os 50 m.

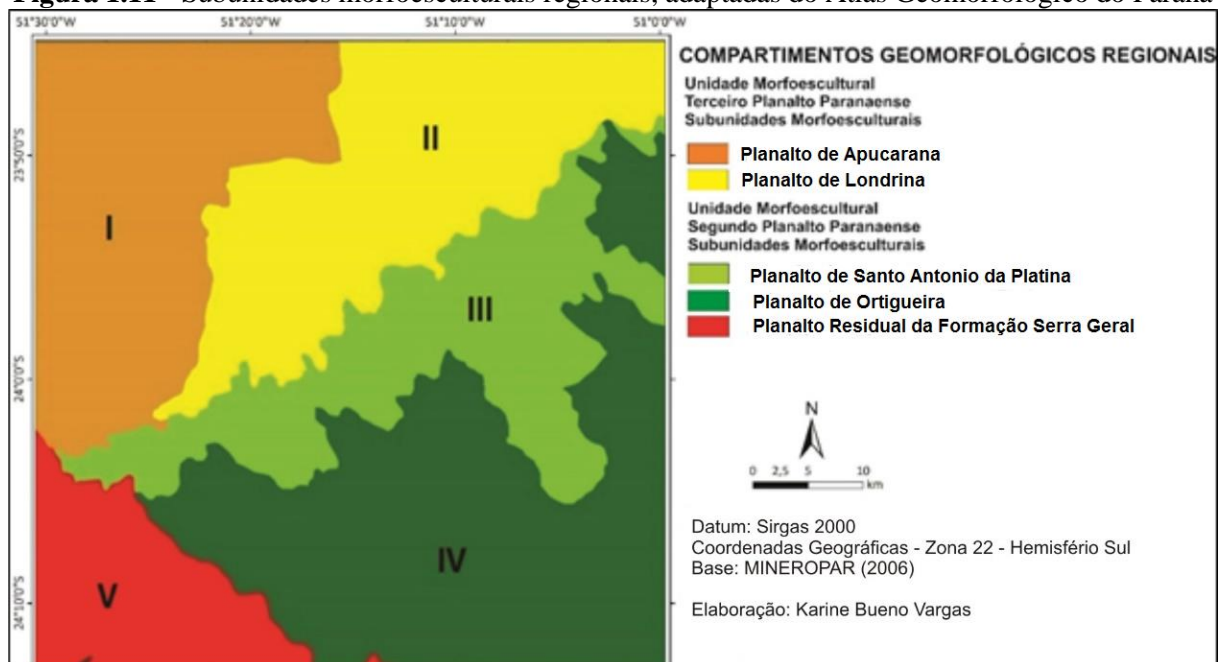
De acordo com a classificação e descrição do Atlas Geomorfológico do Paraná (**Figura 1.11**), apresentado pela MINEROPAR (2006), o Centro Norte do estado, é compartimentado em: I) Subunidade Morfoescultural Planalto de Apucarana; II) Subunidade Morfoescultural Planalto de Londrina; III) Subunidade Morfoescultural Planalto de Santo Antônio da Platina; IV) Subunidade Morfoescultural denominada Planalto de Ortigueira; V) Planaltos Residuais da Formação Serra Geral.

**I) Subunidade Morfoescultural Planalto de Apucarana (Figura 1.11)**, situada no Terceiro Planalto Paranaense, ocupa uma área de 143,24 km<sup>2</sup>. A classe de declividade predominante está entre 12-30% em uma área de 51,93 km<sup>2</sup>, apresentando um alto nível de dissecção. Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 380 m com altitudes variando entre 360 m e 740

m. As formas predominantes são topos alongados, vertentes convexas e vales em “V”. A direção geral da morfologia é NW/SE, modelada em rochas da Formação Serra Geral.

**II) Subunidade Morfoescultural Planalto de Londrina (Figura 1.11)**, situa-se no Terceiro Planalto Paranaense e ocupa numa área de 3.233,83 km<sup>2</sup>. A classe de declividade predominante é menor que 12% em uma área de 2.475,50 km<sup>2</sup>, sendo considerado um relevo com dissecação média. Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 820 m com altitudes variando entre 360 m e 1.180 m. As formas predominantes são topos alongados, vertentes convexas e vales em “V”, modeladas em rochas da Formação Serra Geral.

**Figura 1.11** - Subunidades morfoesculturais regionais, adaptadas do Atlas Geomorfológico do Paraná



**III) Subunidade Morfoescultural Planalto de Santo Antônio da Platina (Figura 1.11)**, situa-se no Segundo Planalto Paranaense. Apresenta dissecação alta e ocupa uma área de 1.130,18 km<sup>2</sup>. A classe de declividade predominante está entre 12-30% em uma área de 455,22 km<sup>2</sup>. Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 740 m com altitudes variando entre 440 m e 1.180 m. As formas predominantes são topos isolados, vertentes convexas e vales em “V”. A direção preferencial da morfologia é NW/SE, modelada em rochas da Formação Rio do Rasto.

**IV) Subunidade Morfoescultural Planalto de Ortigueira (Figura 1.11)**, situada no Segundo Planalto Paranaense. As classes de declividade predominantes são menores que 6% em uma área de 432,22 km<sup>2</sup> e de 12-30% em uma área de 360,21 km<sup>2</sup>, sendo considerado um

relevo com dissecação média. Apresenta um gradiente de 560 m com altitudes variando entre 420 m e 980 m. As formas predominantes são topos alongados e em cristas, vertentes retilíneas e vales em “V”. A direção geral de morfologia é NW/SE, modelada em rochas da Formação Rio do Rasto e da Formação Teresina.

**V) Subunidade Morfoescultural Planaltos Residuais da Formação Serra Geral**, situada no Segundo Planalto Paranaense e ocupa uma área de 3.050,39 km<sup>2</sup>, que corresponde a 18,49% da área de estudo. A classe de declividade predominante está entre 12-30% em uma área de 1.359,59 km<sup>2</sup>, apresentando alta dissecação. Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 640 m com altitudes variando entre 380 m e 1020 m. As formas predominantes são topos alongados e aplainados, vertentes convexo-côncavas e vales em “V”, modeladas em rochas da Formação Rio do Rasto e da Formação Serra Geral.

No mapeamento geomorfológico do estado do Paraná, proposto por Santos et al. (2006), ele enquadra o relevo regional como subunidade morfoescultural do Planalto de Apucarana, inserida na unidade morfoescultural do Terceiro Planalto Paranaense ou Planalto Arenítico Basáltico. Os autores classificam os modelados dominantes do relevo, como: dissecação alta; topos alongados; vertentes convexas e vales em v.

#### *1.2.5 Contexto Pedológico*

Os solos mais comuns regionalmente são Latossolos, Neossolos e Argissolos, segundo fontes do (ITCG, 2006). Estes solos caracterizam-se da seguinte forma:

- **Latossolo:** constitui-se de material mineral, com horizonte B latossólico, abaixo de qualquer um dos tipos de horizonte diagnosticado superficialmente, exceto hístico. São solos com avançado estágio de intemperização, muito evoluídos, como resultado de enérgicas transformações no material constitutivo (EMBRAPA, 2006). Regionalmente os Latossolos apresentam coloração diferenciada, com maior tendência ao vermelho escuro, e os perfis são bastante evoluídos, caracterizando-se em solos profundos e friáveis, formados pela intemperização de rochas da Formação Serra Geral.

- **Neossolo:** Regionalmente são mais encontrados em área com maior declividade, junto às escarpas e à Serra do Cadeado, apresentam-se rasos e jovens, com coloração avermelhada a amarelada, oriundos de sedimentos mais recentes, referidos ao período Quaternário. Estes solos são constituídos por material mineral, ou por material orgânico pouco espesso, os quais, não apresentam alterações expressivas em relação ao material originário devido à baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos, seja em razão

de características inerentes ao próprio material de origem, como maior resistência ao intemperismo ou composição químico-mineralógica, ou por influência dos demais fatores de formação (clima e relevo) que podem impedir ou limitar a evolução dos solos (EMBRAPA, 2006).

- **Argissolo:** Os argissolos são solos minerais, não hidromórficos, e apresentam-se regionalmente com texturas médias e argilosas, nas cores vermelho e amarelo, estes são derivados de rochas sedimentares, como os folhelhos argilosos e siltosos da Formação Rio do Rasto. São constituídos por material mineral com argila de atividade baixa ou alta conjugada com saturação por bases baixas ou caráter alítico e horizonte B textural imediatamente abaixo do horizonte A ou E. Muitas vezes ele pode apresentar ou horizonte plúntico ou horizonte glei, sendo coincidente com a parte superficial do horizonte B textural (EMBRAPA, 2006).

As declividades elevadas dos relevos favorecem a intensa dissecação e denudação das vertentes com a remoção dos detritos, porém, a cobertura vegetal densa equilibra a atuação dos processos morfogenéticos, permitindo a atuação dos processos pedogenéticos, formando solos pouco evoluídos nas encostas e um pouco mais desenvolvidos nos patamares e fundos de vales. Estes solos evoluem sobre formações superficiais argilosas pouco espessas, muitas vezes recobrando linhas de pedra, quartzo e basalto, que podem estar superpostas à rocha do substrato ou a materiais de alteração dessa rocha (JUSTUS, 1985).

Verifica-se regionalmente que os solos originários dos basaltos são espessos e argilosos e localizam-se principalmente nos topos das altas vertentes, predominando ao longo de todas as escarpas. E os solos areno-argilosos ocorrem preferencialmente nas baixas encostas e fundos de vale e são associados aos processos de coluviamento e aluviamento.

### *1.2.6 Contexto Biogeográfico*

O Centro Norte Paranaense encontra-se sobre domínio do Bioma Mata Atlântica, nome popular dado à Floresta Tropical Atlântica, a qual ocupa a costa brasileira, do nordeste do Rio Grande do Sul até o estado do Rio Grande do Norte, bem como recobre grande parte da Bacia Sedimentar do Paraná. De acordo com Silva e Casteletti (2003), a biota da Floresta Tropical Atlântica é composta tanto por espécies mais antigas datadas do Pré-Plioceno, quanto mais novas do Plioceno, marcando sua formação no período Neogeno. Este período foi marcado pelo último período glacial, e a glaciação Würm, acarretou na retração das florestas tropicais e subtropicais, restringindo-se em decorrência da diminuição da umidade, o que gerou o domínio de vegetações de campo e cerrado, porém, com o final da glaciação as florestas úmidas voltaram a se expandir, estabelecendo o domínio litorâneo da Mata Atlântica.

Atualmente a Mata Atlântica está distribuída em pelo menos cinco centros de endemismo e duas áreas de transição (VIVO e CARMIGNOTTO, 2004).

O Norte Paranaense é marcado por dois grandes conjuntos vegetacionais pertencentes ao Bioma Mata Atlântica: (i) Floresta Estacional Semidecidual Submontana, que se caracteriza pela dupla estacionalidade climática, com invernos secos e verões chuvosos e (ii) Floresta Ombrófila Mista, que possui características de vegetação tropical e subtropical, havendo a presença da espécie arbórea Araucária, popularmente conhecida como Pinheiro do Paraná, que está associada a climas mais frios e conseqüentemente a topografias mais elevadas. De acordo com Maack (1968), esta floresta estende-se pelos três planaltos paranaenses, e sua delimitação é dada pela presença do Pinheiro do Paraná.

A Floresta Ombrófila Mista está circunscrita a uma região de clima pluvial subtropical, ocorrendo abaixo do Trópico de Capricórnio, em altitudes que variam de 500 a 1200 m, nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, havendo relictos desta floresta nas regiões adjacentes a estas citadas (HUECK, 1953; VELOSO e GÓES FILHO, 1991).

A Floresta Estacional Semidecidual, nas regiões norte e oeste do estado do Paraná e nos vales dos rios pertencentes a bacia hidrográfica do rio Paraná, encontra-se abaixo de 800 m de altitude, apresentando ocorrência eventual de geadas, e a flora está condicionada a um período de baixa precipitação pluviométrica, quando 20 a 50% das árvores dossel da floresta perdem suas folhas, modificando fortemente a fisionomia da vegetação (RODERJAN et al. 2002). No entanto, Veloso e Góes Filho (1982), ressaltam que a floresta localizada na bacia hidrográfica do rio Paraná e no Norte do estado do Paraná, não possui períodos de estiagem e chuvas prolongadas, tendo as precipitações distribuídas ao longo do ano e períodos de baixa temperatura no inverno.

A Floresta Estacional Semidecidual enquadra-se em diferentes formações de acordo com sua altitude, podendo ser aluvial, de terras baixas, submontana e montana, sendo que a submontana no estado do Paraná abrange as regiões norte e oeste, onde as altitudes variam entre 800 e 200 m (RODERJAN et al. 2002).

Regionalmente observam-se matas fechadas nas áreas mais dissecadas, como nas escarpas e patamares mais elevados. As fitofisionomias predominantes são as de sub-bosques e matas abertas, predominando vegetação nativa nas Áreas de Preservação Permanente (APP), já que a região foi intensamente desmatada e, nos dias de hoje, a intensificação da silvicultura contribui para a extinção da floresta nativa. As vegetações ripárias apresentam-se bastante espaçadas e muitas vezes inexistentes. Encontram-se vegetações relictuais em vários locais,

principalmente as cactáceas, representando relictos de um paleoclima seco, o qual atuou no passado sobre a região.

### *1.2.7 Contexto Climático e Paleoclimático*

O clima regional predominante, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Cfa, subtropical, que se caracteriza por temperatura média, no mês mais frio, inferior a 18°C (mesotérmico) e temperatura média, no mês mais quente, acima de 22°C, com verões quentes, geadas pouco frequentes e tendência de concentração das chuvas nos meses de verão, contudo sem estação seca definida. As precipitações médias anuais variam de 1.400 a 1.800 mm, com evapotranspiração média de 1.100 a 1.300 mm e umidade relativa do ar entre 70 e 80% (CAVIGLIONE et al. 2000).

De acordo com Monteiro (1968), os sistemas dinâmicos que regem os quadros climáticos regionais no sul do Brasil, estão associados à circulação atmosférica e aos elementos da paisagem, tais como: relevo, latitude, maritimidade e continentalidade, condicionando aos regimes pluviométricos relação direta com o relevo, através de sua compartimentação, promovendo a distribuição espacial das chuvas.

Evidências geomorfológicas dos efeitos dos climas passados nas paisagens, evidenciam sucessões climáticas diferenciadas, de longos períodos quentes e úmidos intercalados por períodos mais frios e secos. Esses períodos coincidem com as grandes glaciações, formação de desertos, desnivelamento dos níveis oceânicos, o recuo paralelo das vertentes. Tais evidências permitem compreender a evolução do nosso planeta no Quaternário tardio.

De acordo com Suguio (2008), durante a Era Mesozoica, (225 milhões a 65 milhões de anos), a temperatura média da terra atingiu 30 a 33°C, muitas áreas continentais da época estavam desertificadas. Já na Era Cenozoica (65 milhões de anos), a terra exibia clima quente como na era Mesozoica, porém, o clima modificou-se repentinamente e, em consequência, iniciaram-se as glaciações Quaternárias e as temperaturas apresentaram mudanças temporais espacialmente variáveis.

Para Bigarella (2003), os paleoclimas, em geral áridos e semiáridos, foram responsáveis pelo arrasamento do relevo, criando extensos pediplanos, formados pela coalescência de pedimentos correlativos a esta erosão e que deram origem às superfícies aplainadas.

Segundo Suguio (2001), o Quaternário (1,8 Ma atrás até os dias de hoje), foi um período marcado por cinco estágios glaciais, onde as áreas continentais estavam cobertas por



geleiras, as quais eram bem maiores que as atuais, e as temperaturas médias de áreas tropicais eram de 5° a 10 C° mais baixas que as dos dias de hoje. Segundo o autor, os últimos 10 mil anos são correlacionáveis à fase pós-glacial Wurn, e as transgressões marinhas ocorreram em âmbito mundial, sendo verificadas evidências por toda a costa do Brasil e estima-se que os níveis marinhos estiveram de 3 a 5 m acima do atual há 5 mil anos e ainda há a evidência de inúmeros elementos fósseis, que indicam processos paleoclimáticos.

Entre as mudanças climáticas mais recentes, têm-se a pequena idade do gelo, quando a temperatura média era 2°C inferior a atual, no entanto, o limite de resfriamento foi diferenciado de local para local e estendeu-se de 1540 até 1890 (SUGUIO, 2001).

As sucessões de fases secas e úmidas foram responsáveis pela compartimentação de todo o planalto brasileiro, dando origem a sistemas depressionais na periferia de bacias sedimentares, expondo velhos escudos e compartimentando regionalmente os planaltos com a sucessão de superfícies fósseis mais antigas preservadas. De uma maneira generalizada, as sucessivas mudanças paleoclimáticas, de ambientes resistásicos a biostáticos deram origem a crostas ferruginosas com laterização de solos espessos formados em ambientes quentes e úmidos sobre a topografia monótona dos antigos pediplanos (BIGARELLA, 2003).

No Brasil, os trabalhos de João José Bigarella e Aziz Nacib Ab'Sáber, na década de 1960, resultaram em novas interpretações e novas correlações paleoclimáticas para o entendimento morfogenético do relevo, onde os estudos do Quaternário sucederam em progressos no conhecimento sobre a gênese das paisagens tropicais e subtropicais brasileiras (VITTE, 2008).

---

## PARTE 2 – SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS E MODELOS EVOLUTIVOS

---

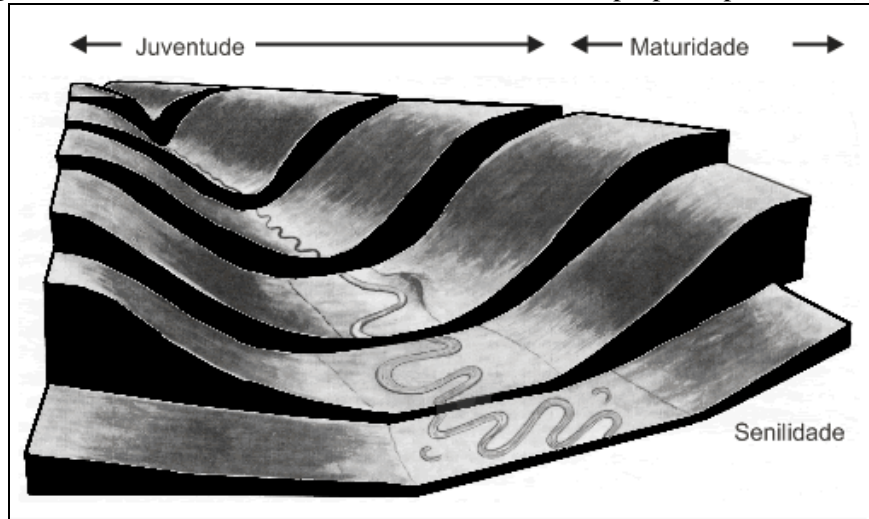
### 2.1 Modelos clássicos de evolução do relevo

Os modelos de evolução da paisagem vêm sendo desenvolvidos e aprimorados, a fim de propor novas teorias e concepções evolutivas acerca do desenvolvimento das superfícies geomorfológicas, considerando o efeito das forças antagônicas sobre o modelado e a ação do tempo sobre estas. Ao longo do século XX inúmeros modelos de evolução foram desenvolvidos, destacam-se os modelos de evolução do relevo de Davis (1899), Penck (1924), King (1953), Büdel (1957) e Millot (1983). Tais modelos têm em comum o fato de atribuírem a tectônica como fator geodinâmico responsável pela ciclicidade dos eventos erosivos. O intervalo e o período de atuação entre um ciclo e outro são discutidos de formas diferenciadas, de acordo com a interpretação de cada autor.

Davis (1899) foi o autor do “ciclo geográfico ideal”, no qual o soerguimento crustal é o responsável pelo início dos processos de denudação que levam inicialmente a uma forte incisão dos cursos fluviais, a um rebaixamento progressivo do relevo. Progressivamente, os canais perdem seu poder de incisão ao longo do tempo e passam a meandrar. O relevo, portanto, se definiria pelas variáveis estruturais, pelos processos atuantes e a ação do tempo, em um constante ciclo.

De acordo com Davis (1899), a paisagem é o resultado da inter-relação de três variáveis, que são as estruturas (endógeno), processo (exógeno) e o tempo (sentido cronológico). O clima úmido em condições de quietude tectônica inicia o processo de desgaste erosivo dos continentes, caracterizando-se pelo rebaixamento vertical (evolução morfológica de cima para baixo), o qual divide-se em três fases: juventude, maturidade e senilidade (**Figura 2.1**). Para o autor, a atividade fluvial possui fundamental importância na transformação das superfícies geomorfológicas, levando as superfícies soerguidas a um rebaixamento e/ou aplanamento, tendo os cursos fluviais como agentes denudacionais do relevo, rebaixando seus vales da foz em direção às cabeceiras.

**Figura 2.1** - Ciclo ideal com um relevo real moderado proposto por Davis (1899)

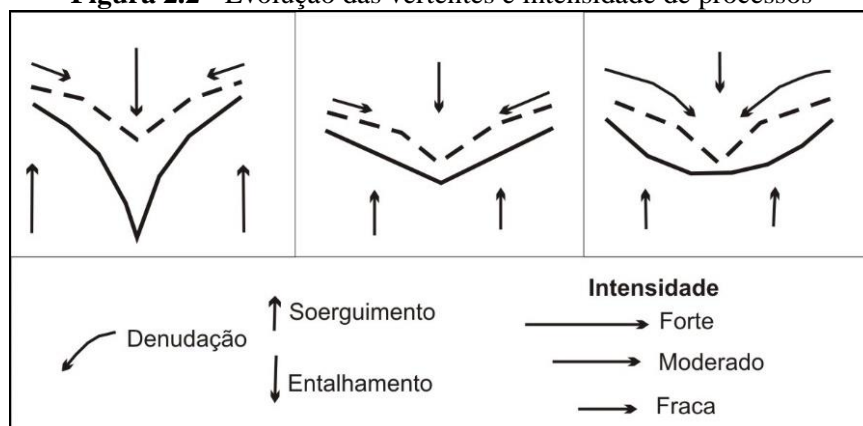


Fonte: Rice (1982) *apud* Casseti (2005)

Davis (1899), considerou os oceanos como níveis de base gerais, e indicou que as superfícies aplainadas formam-se primeiramente ao entorno dos fundos de vale, as quais denominam-se de peneplanos e tendem a se expandir com a estabilidade da fase senil, na qual relevos residuais que se mantêm na paisagem são denominados de *monodnocks*. No entanto, os três ciclos evolutivos podem ser interrompidos a qualquer momento por soerguimentos tectônicos, onde as fases evolutivas podem ser sobrepostas, eliminando o modelo ideal.

No modelo de evolução proposto por Penck (1924), a atividade tectônica é contínua, porém a intensidade varia ao longo do tempo, e a denudação é concomitante à deformação crustal. A busca por equilíbrio é constante, contraponto as forças endógenas com as exógenas, ou seja, o aumento na taxa de soerguimento levaria a um aumento na taxa erosiva (**Figura 2.2**).

**Figura 2.2** - Evolução das vertentes e intensidade de processos



Fonte: Modificado de Penk (1924)

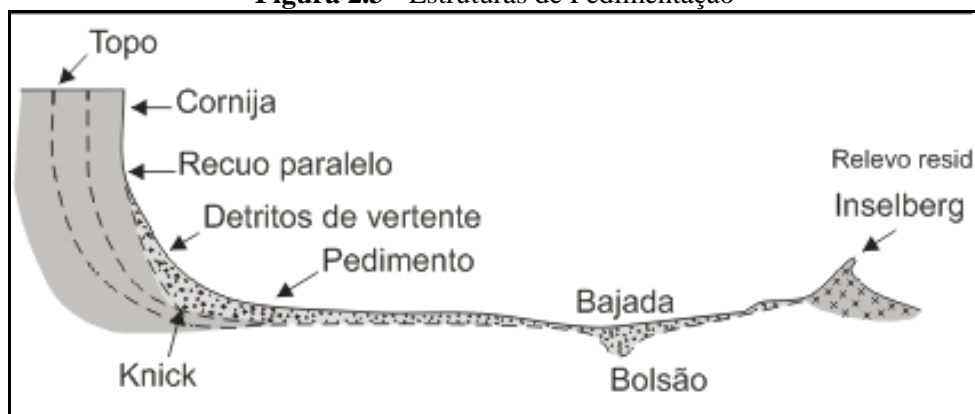
A sucessão de períodos de soerguimento e quietude tectônica origina um relevo em forma de escadaria (*piedmont*) (PENCK, 1924). Nesse modelo as vertentes evoluem por

retração lateral (*backwearing*) inicialmente, e em seguida predomina a retração vertical (*downwearing*). Outra contribuição de Penck é a noção de que não somente os oceanos se constituem como níveis de base para os processos denudacionais, criando a noção de nível de base local e a correspondência entre soerguimento, entalhamento e denudação (**Figura 2.2**).

A proposta evolutiva de King (1953), também conhecida como modelo da pediplanação, baseia-se nas ideias de Davis, considerando a tectônica como caráter episódico, com períodos rápidos e intermitentes de soerguimento e longos períodos de estabilidade tectônica. O autor admite o ajustamento por compensação isostática e considera o recuo paralelo das vertentes como forma de evolução morfológica, sendo esta a sua contribuição. Para o autor, o clima com tendência à aridez contribui para o aplanamento, sendo considerado um dos fatores preponderantes. O resultado final no relevo é a formação de duas superfícies de aplanamento de idades diferentes, preservada no topo dos relevos residuais que resistiram ao processo de formação da nova superfície.

Nessa perspectiva, o processo de retração lateral das vertentes ocasiona a acumulação do material detrítico em sua base, formando rampas suaves de pedimentos, os quais prolongam-se da base das vertentes até os leitos fluviais. Segundo o autor, a estabilidade climática em condições de aridez favorece a agregação dos pedimentos e a formação das superfícies aplainadas, originando os pediplanos, e os relevos residuais que se mantiveram na paisagem, denominados de *inselbergs* (**Figura 2.3**). Segundo Passos e Bigarella (2009), a formação dos pedimentos é explicada pela atuação dos agentes de pedimentação, resultando na atuação do escoamento difuso superficial, escoamento detrítico (*rill wash*), aplanamento lateral pela drenagem paralela e pelo recuo paralelo das vertentes. Assim, o recuo paralelo das vertentes e seus detritos se estenderiam em direção aos níveis de base, produzindo entulhamentos e, conseqüentemente, elevando o nível de base local, sendo oriundos da desagregação mecânica.

**Figura 2.3 - Estruturas de Pedimentação**



Fonte: Casseti (2005)

A partir dos trabalhos de King (1956), a geomorfologia passa a utilizar modelos interpretativos, e assim como qualquer abordagem geomorfológica de estudo de superfícies de aplanamento, os estudos de King, reconhecidamente tornam-se uma das mais importantes contribuições à pesquisa geomorfológica no Brasil. Para o autor, os diferentes processos morfogenéticos em regiões distintas podem originar superfícies semelhantes em termos morfológicos e altimétricos, mas não necessariamente estão correlatas a termos cronológicos (MAGALHÃES JR.; TRINDADE, 2004).

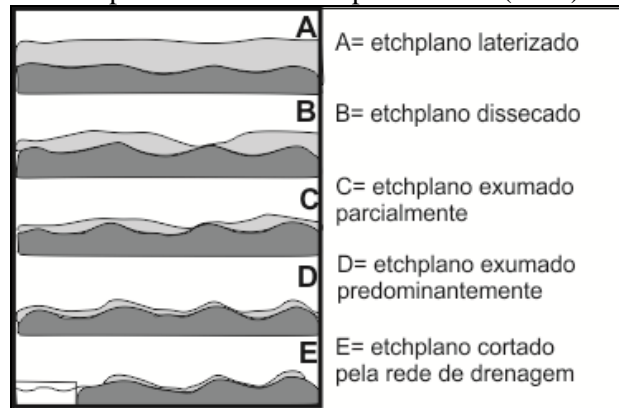
Para King (1956) a Superfície Sul Americana representa um dos mais recentes grandes ciclos de erosão que remodelaram a morfologia da América Sul durante o Paleogeno, tendo sua esculturação associada a um longo lapso temporal, originando uniformidades de aplanamento no Brasil, caracterizando-se por chapadas que se elevam sobre sistemas de vales ou planícies onduladas, produtos da ação de ciclos posteriores.

O conceito de *Etchplain* (Plano de Corrosão) foi introduzido por Wayland (1933). O aplanamento de corrosão geraria uma superfície de gradiente suave, sem qualquer relevo que se destacasse de forma marcante na paisagem. O movimento de água subterrânea seria predominantemente vertical, favorecendo a alteração química das rochas, assim o intemperismo químico possui papel fundamental neste modelo. O material seria continuamente removido pelos agentes de denudação durante os movimentos de soergimento regional (PASSOS e BIGARELLA, 2009).

No entanto, a ideia da teoria da etchplanação foi aprimorada por Büdel (1957), o qual propôs um modelo de evolução das paisagens baseados na conjunção de dois fatores: relativa quietude tectônica e existência de condições climáticas tropicais semiúmidas. A ação tectônica corresponderia a lentos e pequenos soergimentos, os quais não interfeririam no aplanamento do relevo e as condições climáticas semiúmidas se caracterizariam por corresponder a duas estações bem definidas e pelo tipo vegetacional (savanas).

O intemperismo químico intenso e constante durante o ano todo e a alta intensidade desses processos permitiria a criação de um espesso manto de intemperismo, onde o escoamento da água pluvial seria responsável por erodir e rebaixar as vertentes. No entanto, a quietude tectônica não é considerada absoluta, gerando degraus nas superfícies por processos tectônicos de soergimento. Salgado (2007) destaca a importância dos trabalhos de Büdel para o entendimento das crostas lateríticas (**Figura 2.4**), que teriam sua origem intimamente ligada aos processos geoquímicos que ocorrem no interior do manto de alteração e, por vezes, favorecem a inversão do relevo, bem como a resistência dos relevos testemunhos, mantidos pela erosão diferencial frente às estruturas.

**Figura 2.4** - Diferentes tipos de etchplanos identificados por Thomaz (1965) e Jeje (1970) na Nigéria



Fonte: Modificado de Valadão (1998)

A ação progressiva do intemperismo, além de preparar o regolito para erosão superficial por meio da eliminação das bases e a quebra das ligações ferro-argila, provocaria o rebaixamento da superfície, ao mesmo tempo em que o manto de alteração é aprofundado (VITTE, 2005).

Para Millot (1983), as superfícies aplainadas encontradas em todo o globo não poderiam ser explicadas apenas em função da erosão fluvial. Estas superfícies teriam sua gênese em regiões áridas ou semiáridas que, antes de estarem submetidas a esse tipo de clima, estiveram sob ação de climas úmidos por um espaço de tempo suficiente para gerar espessos mantos de intemperismo. Nessa perspectiva, o aplanamento estaria relacionado à sucessão de climas ao longo do tempo geológico.

De acordo com Salgado (2007, p. 73), a teoria do aplanamento climático considera:

Que as superfícies de aplanamento são formadas inicialmente em condições climáticas semiúmidas pela junção de três processos: (i) intemperismo da rocha fresca em subsuperfície; (ii) transformação pedogenética do material anteriormente alterado; e (iii) erosão superficial. A esses três processos Millot (1977, 1980, 1983) agrega a ideia de três superfícies ou discordâncias: (i) superfície formada no contato da rocha fresca com a base do nível freático, denominada discordância geológica; (ii) superfície de alteração pedogenética, denominada discordância pedológica; e (iii) superfície exumada.

As pesquisas de Millot (1977, 1980, 1983) exploram as alternâncias de clima, deixando em segundo plano a importância da erosão fluvial em climas úmidos e mecânica em climas secos, dando pouca relevância para processos atuantes em períodos de estabilidade tectônica, considerando que o relevo só será aplanado pela sucessão de climas.

No Brasil, os primeiros estudos voltados à compreensão da morfogênese das superfícies geomorfológicas são os trabalhos de Martonne (1943); Freitas (1951); King (1956); Barbosa (1959); Ab'Saber (1962); Almeida (1964); Bigarela et al. (1965); Braun

(1970); Valadão (1998). Influenciados pelos modelos clássicos de evolução, pesquisadores brasileiros como Ab'Saber e Bigarella passam a adotar novos modelos teóricos baseados na geomorfologia climática, considerando que a elaboração das superfícies de erosão na Plataforma Sul-Americana são, frequentemente, sujeitas a variações paleoclimáticas e a sucessivos processos erosivos. Tais pesquisas tiveram grande contribuição para conhecimentos acerca da morfogênese e morfodinâmica do relevo brasileiro, entre elas destacam-se Ab' Saber (1960); Ab' Saber (1961); Ab'Saber e Bigarella (1961 a,b); Bigarella e Ab'Saber (1964), Bigarella et al. (1965 a,b).

Ab'Saber e Bigarella (1961), passam a interpretar as superfícies aplainadas, a ocorrência de *stone lines*, a relação de grupos anômalos de vegetação na paisagem, a evolução das vertentes e a presença de depósitos correlatos à luz das dinâmicas climáticas. Esta abordagem trouxe novos enfoques à interpretação da paisagem, vinculada aos processos exógenos controlados por fatores climáticos. Estes, em grande escala, influenciaram no deslocamento dos níveis de base, competindo à tectônica apenas a função de favorecer, em determinadas situações, a deformação (arqueamentos e falhamentos) e a amplitude altimétrica dos diversos níveis aplainados (PASSOS e BIGARELLA, 2009).

Assim, para Bigarella et al. (1965), as superfícies geomorfológicas seriam resultantes das oscilações climáticas: em ambientes áridos e semiáridos ocorreria o recuo lateral das vertentes e a formação de pedimentos sob efeito da erosão mecânica. Com a flutuação do clima para condições úmidas haveria dissecação das superfícies marcada pela degradação física e química e aprofundamento dos canais (**Figura 2.5**).

**Figura 2.5 - Evolução Policíclica do relevo**



Legenda: A) Estágio inicial de uma superfície aplainada intermontana em ambiente árido; (B) diante de uma variação climática de árido/semiárido para úmido, a superfície passa a sofrer maior dissecação vertical; (C) uma nova flutuação de úmido para árido/semiárido promove a degradação lateral das encostas ocorrendo depósito de pedimentos; (D) formação de feições escalonadas no relevo, como patamares, relacionada às flutuações do clima - Fonte: Adaptado de Bigarella et al.(1965)

De acordo com Bigarella et al. (1965), as superfícies aplainadas e os depósitos correlativos a estas apresentariam seus testemunhos em forma de patamares, ombreiras e terraços, relacionados aos pedimentos e pediplanos. A partir desse entendimento foi criado um modelo conceitual do relevo, considerando as oscilações climáticas (**Figura 2.5**).

Para Adams (1975), nenhuma teoria pode explicar completamente as superfícies de aplanamento, pois estas têm suas gêneses muito complexas, sendo resultadas da ação dos dois tipos de denudação, de processos endógenos e exógenos, do *backwearing* e do *downwearing*, de erosão fluvial e pluvial, entre outras. Salgado (2007) destaca que todos os fatores de formação das superfícies são extremamente variáveis na escala tempo/espço, o que torna impossível explicar as origens das superfícies por uma única teoria, concluindo que as superfícies de aplanamento de dimensão continental possuem origem poligenética e que a junção de diversas teorias constitui alternativa para sua compreensão. De acordo com Valadão (2009), as superfícies de aplanamento no Brasil Oriental constituem traço fundamental da paisagem, embora em algumas áreas eventos desnudacionais Neocenoicos agressivos foram responsáveis, localmente, pelo desmantelamento de seus remanescentes.

## 2.2 Superfícies Geomorfológicas: Erosivas e Estruturais

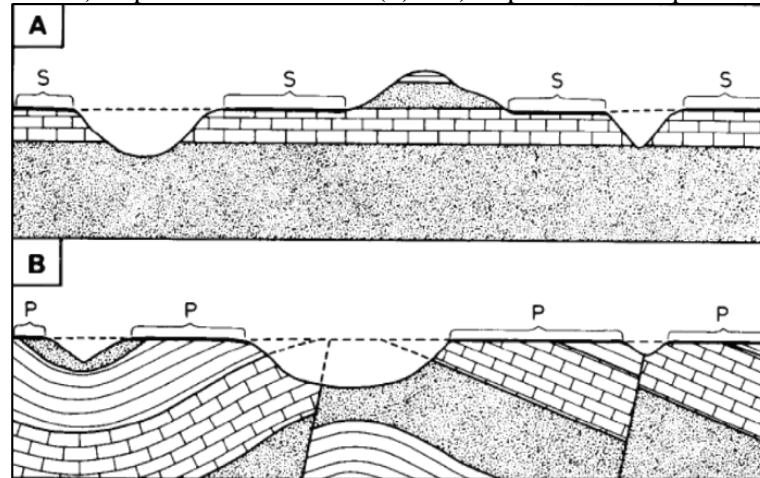
As discussões sobre remanescentes de superfícies de erosão são tradicionalmente controversas, fato devido, dentre outros, às dificuldades de correlação entre níveis altimétricos em função de variações litoestruturais e deformações tectônicas diferenciais. Conseqüentemente, superfícies estruturais e *ecthplains* têm sido cada vez mais aceitos na explicação genética de patamares e topos aplainados. A ocorrência de *ecthplains* é bastante provável em regiões tropicais tectonicamente ativas, permitindo a exumação de níveis de erosão muitas vezes preservados em superfície devido à resistência diferencial oferecida por concentrações minerais derivadas do intemperismo químico sub-superficial (MAGALHÃES JUNIOR e TRINDADE, 2004).

Segundo Silva (2009) estas concepções são utilizadas para explicar os mecanismos de evolução da paisagem em escala de abrangência regional, no entanto, nas últimas décadas a terminologia que vem sendo mais utilizada e que procura homogeneizar a utilização do termo, correspondente à formação dos diferentes níveis altímetros do relevo refere-se a “**Superfícies Geomorfológicas**”. De acordo com a autora supracitada, as superfícies geomorfológicas (**Figura 2.6**) correspondem a todas as partes da superfície da Terra que não são diretamente deposicionais em sua origem, tendo sua gênese associada ou a erosão ou a tectônica, e que, normalmente, apresentam-se limitadas em extensão e distribuição espacial,



as quais se classificam em superfícies de aplanamento (**Figura 2.6 - A**) e estruturais (**Figura 2.6 - B**).

**Figura 2.6** A) Superfícies Estruturais (S) e B) Superfícies de Aplanamento (P)



Fonte: Small (1986) apud Silva (2009)

Para Daniels e Hammer (1992), uma superfície geomorfológica pode ocorrer sobre um mesmo tipo de rocha (**Figura 2.6 - A**) ou truncar litologias diversas (**Figura 2.6 - B**). A superfície pode ser formada a lapsos temporais relativamente curtos ou apresentar um longo tempo de desenvolvimento, sendo que os efeitos tectônicos, embora deformadores, não chegam a destruir completamente uma superfície.

De acordo com Riffel (2005), a identificação das superfícies erosivas pretéritas permite inferir a taxa de erosão, soerguimento e basculamento de uma região, auxiliando no estudo do comportamento da tectônica recente e reconstituição da paleogeografia. As unidades de paisagem podem possuir formas morfológicas herdadas de estados evolutivos pretéritos. No entanto, a ausência de uniformidade e a extensão das paleosuperfícies variam de acordo com a evolução do terreno, a coalescência e a preservação dos remanescentes geomórficos.

Segundo Small (1986), o termo superfície de erosão foi utilizado inicialmente para descrever processos de desnudação em diferentes tipos de rochas e estruturas que levariam à geração de níveis altimétricos diferenciados. Para o autor, a elaboração de uma superfície de aplanamento está associada ao controle pelos níveis de base. Desta forma, o reconhecimento de diferentes níveis de aplanamento passa pela identificação dos níveis de base locais, responsáveis pela manutenção ou dissecação de uma dada superfície ao longo do tempo.

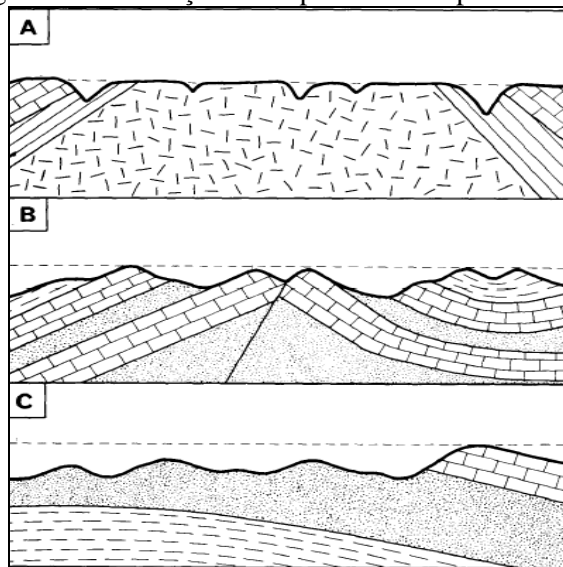
Para Bigarella et al. (2003), as superfícies de erosão constituem-se num plano que trunca toda a litologia e estrutura regional independente de sua resistência à erosão, reduzindo todas as rochas a uma superfície aplainada (**Figura 2.6 - B**). Devido a confusões terminológicas com o termo superfícies de erosão, Small (1986), propõe a substituição para

superfícies de aplanamento, visto que os mecanismos de desnudação estão diretamente vinculados à noção de aplanamento da paisagem, e diversas são as formas que estas superfícies podem se apresentar na paisagem.

Enquanto isso, as superfícies estruturais correspondem a níveis erosivos mantidos em um mesmo nível altimétrico pela influência da própria estrutura geológica (SILVA, 2009) (**Figura 2.6 - A**). No entanto, as camadas mais resistentes à atuação de processos de desnudação se mantêm em níveis altimétricos diferenciados, o que não relaciona a forma nivelada e contínua da topografia somente à atuação de processos erosivos. Segundo a autora, as superfícies estruturais são mantidas no mesmo nível altimétrico por influência da estrutura geológica ou desniveladas pela erosão diferencial em rochas desigualmente friáveis.

Em áreas de ocorrência de rochas friáveis, o processo de desnudação tem capacidade de progredir rapidamente, fazendo com que o aplanamento da superfície seja relativamente mais rápido gerando significativa modificação da paisagem ou até mesmo rebaixamento completo. Outro fator que influencia a preservação ou destruição de superfícies de aplanamento (**Figura 2.7**) é a distribuição espacial da rede de drenagem, que será influenciada por controles geológicos e climáticos, onde a densidade de drenagem corresponde a maior probabilidade de destruição da superfície devido à atuação dos processos erosivos (SILVA, 2009).

**Figura 2.7** - Diferentes graus de dissecação em superfícies de aplanamento com litologias distintas



Legenda: (A) superfícies embasadas por litologias homogêneas recortadas pela rede de drenagem; (B) superfícies embasadas sob litologias diferenciadas com apenas um nível de cimeira, ressaltando as litologias menos friáveis; (C) superfícies embasadas sob litologias diferenciadas e com condições altimétricas diferenciadas pela resistência dos materiais a exposição dos agentes erosivos - Fonte: Small (1986)

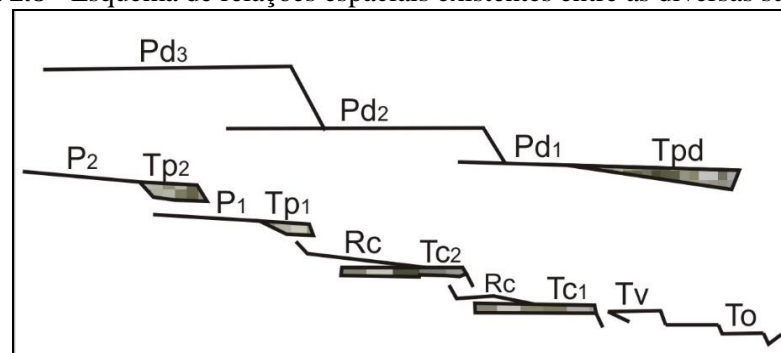
Ao compararmos uma superfície dissecada, com densa rede de drenagem desenvolvida sobre rochas com maior homogeneidade e mais resistentes à denudação, esta tende a apresentar extensos planaltos com divisores planos aproximadamente com a mesma elevação (Small, 1986) (**Figura 2.7-A**). Em condições de substrato litológico heterogêneo, com resistência diferencial processos desnudacionais encontram-se apenas a um nível mais elevado de altimetria coincidentes com litologias menos friáveis (**Figura 2.7-B**). Enquanto isso, se as condições litológicas forem muito diferentes, ou a superfície que está em exposição ser extremamente antiga, níveis altimétricos diferenciados tenderão a desaparecer (**Figura 2.7-C**).

### 2.3 Evolução de Superfícies Geomorfológicas Regionais

Estudos sobre as superfícies geomorfológicas paranaenses e de uma forma geral no Sul do Brasil, independente da nomenclatura utilizada pelo autor, são ainda escassos na literatura. Nesse sentido, observa-se um aumento das pesquisas nesta área, na busca de um consenso sobre a evolução da paisagem em longo termo, assim como, uma maior compreensão dos processos atuantes na morfogênese das paisagens.

Nos estados do Paraná e Santa Catarina, Bigarella e Ab'Saber (1964), classificaram níveis de aplanamento (**Figura 2.8**) e propuseram uma nomenclatura para as superfícies geomorfológicas, (Pd<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>1</sub>). Essas superfícies são identificadas como superfícies de cimeira e superfícies interplanálticas, tendo sua morfogênese associada a variações paleoclimáticas da Era Cenozoica.

**Figura 2.8** - Esquema de relações espaciais existentes entre as diversas superfícies



Legenda: Pd: pediplano, P: pedimento, Tpd e Tp: terraços correspondentes respectivamente a pediplano e a pedimento, Rc: rampas colúvio-aluviais, Tc: baixos terraços de cascalho, Tv: terraço de várzea, To: planície de inundação atual - Fonte: Modificado de Bigarella; Mosuchowski (1985)

A superfície de Cimeira (Pd<sub>3</sub>), na região Norte do estado do Paraná, apresenta-se como planaltos residuais no reverso da Serra Geral, classificados pelo Projeto RADAM

Brasil, como Unidade Geomorfológica Planaltos Cuestiformes, composta do modelado de aplanamento degradado inumado por depósitos correlativos e de reafeiçamentos posteriores. As Superfícies de Cimeira correspondem às áreas mais elevadas topograficamente, e apresentam-se limitadas por escarpas constituídas, predominantemente, por basaltos da Formação Serra Geral.

As Superfícies de Cimeira apresentam uma inclinação suave para NW, sendo comum a ocorrência de modelados de dissecação, planaltos fragmentados e remanescentes de um nível de aplanamento. Estas superfícies tiveram seu desenvolvimento completo durante a vigência de condições climáticas semiáridas, responsáveis pela degradação lateral do terreno, originando um vasto pediplano.

Com o advento de clima mais úmido e com a instalação da drenagem exorreica, os rios consequentes passaram a dissecar o pediplano de cimeira (Pd3), sendo provavelmente dessa época a superimposição do rio Ivaí, no estado do Paraná. Com o retorno a condições de morfogênese semiárida, com predomínio dos processos de pedimentação, favoreceu o alargamento dos vales pelo recuo lateral das vertentes, teve lugar o desenvolvimento de uma superfície de erosão aplanada, à custa da anterior (BIGARELLA e AB'SABER, 1964).

A superfície Interplanáltica, forma a unidade geomorfológica dos planaltos rebaixados, sendo formada pelos remanescentes dissecados da Superfície de Cimeira, e estas desdobram-se em pelo menos três níveis pediplanados (Pd<sub>2</sub>, Pd<sub>1</sub> e Pd<sub>0</sub>), embutidos e escalonados. O pediplano Pd<sub>2</sub> corresponde às superfícies de erosão localizada em nível topográfico mais baixo de que a superfície Pd<sub>3</sub>, ocorrendo preferencialmente em interflúvios a qual é remodelada pelos sistemas morfoclimáticos. O pediplano Pd<sub>1</sub>, correspondendo a remanescentes de uma superfície de erosão, representando um modelado de aplanamento degradado inumado e de dissecação, emergindo relevos residuais e drenagens evoluídas, ocupando também os divisores das principais bacias hidrográficas, exceto onde interpenetram as superfícies Pd<sub>2</sub> e Pd<sub>3</sub> (BIGARELLA e AB'SABER, 1964; BIGARELLA e ANDRADE, 1965).

A superfície Interplanáltica Pd<sub>0</sub>, foi identificada por Justus (1985), e esta corresponde aos níveis topográficos mais baixos, compartimentos de interdenudação, abertos pelo entalhamento vertical da drenagem e alargados por processos de degradação lateral, constituindo um modelado de aplanamento remodelado e sepultado, originando pedimentos e pediplanos.

No Segundo Planalto Paranaense são poucos os estudos que buscaram identificar superfícies de erosão, mas Ross (1996) classifica este Planalto como uma Depressão Periférica da Borda Leste da Bacia Sedimentar do Paraná, que é uma ampla faixa estendida da

fronteira do Rio Grande do Sul com Santa Catarina até São Paulo. Tal depressão apresenta formas moderadamente enrugadas, caracterizada pelo predomínio dos terrenos sedimentares de idades Paleozoica e Mesozoica, sendo uma faixa localizada entre as terras dos planaltos da Bacia Sedimentar do Paraná e do Atlântico leste e sudeste e suas altitudes variam entre 600 e 900 m. Ab'Sáber (1972) argumenta que no estado do Paraná existem duas depressões periféricas, uma situada no extremo oeste do Primeiro Planalto Paranaense, junto à Escarpa Devoniana, e outra na margem ocidental do Segundo Planalto Paranaense.

Pesquisas recentes sobre a estruturação e morfogênese das superfícies geomorfológicas vêm sendo realizadas nos últimos anos, no estado do Paraná, destacando-se regionalmente Riffel (2005), Sallun et al. (2007); Paisani et al. (2008); Palhares et al. (2011), Stefanello, (2011); Martins; Passos, (2012), estas tomam como base as superfícies já estabelecidas por (BIGARELLA e AB'SABER, 1964; BIGARELLA e ANDRADE, 1965; JUSTUS, 1985).

Na borda leste da Bacia Sedimentar de Curitiba, Primeiro Planalto Paranaense, Riffel (2005), identificou dois níveis de aplanamento, a partir de curvas hipsométricas, onde o evento erosivo mais antigo, denominado de Paleosuperfície 2 (PS<sub>2</sub>), equivale a Superfície do Alto Iguaçu (Pd<sub>2</sub>), e o mais recente a Paleosuperfície 1 (PS<sub>1</sub>), equivalente a Superfície de Curitiba (Pd<sub>1</sub>). Os remanescentes da PS<sub>2</sub> encontram-se nas regiões de interflúvios, junto às superfícies serranas, e o PS<sub>1</sub>, encontra-se melhor preservada na bacia do Alto Iguaçu, posicionada ao longo de topos amplos e aplainados.

De acordo com Riffel (2005), as áreas com influência do atual nível de base local, como os terraços atuais ou a área de incisão fluvial, pertencem ao evento erosivo atual, sendo, portanto desconsiderados. As formações superficiais correlatas a PS<sub>1</sub> foram descritas na forma depósitos aluviais e paleolatosolos alóctones ou autóctones.

Na pesquisa realizada por Sallun et al. (2007), que abrange o norte e centro-oeste do estado do Paraná, o sudoeste do estado de São Paulo e sudeste do Mato Grosso do Sul, foram identificadas as características morfoestratigráficas da unidade aloestratigráfica do Alto Rio Paraná e suas relações com superfícies erosivas. Com relação ao norte paranaense, destacam-se na paisagem amplas colinas situadas entre 450 e 540 m que constituem as porções mais baixas da superfície correspondente ao Pediplano Pd<sub>2</sub>.

De acordo com os autores supracitados, estas superfícies exibem transição suave de classes altimétricas mais altas para mais baixas e as curvas de nível apresentam-se menos espaçadas nos limites com o pediplano. A estrutura desta superfície de aplanamento, nas áreas de ocorrência de morrotes e colinas médias, destaca-se quando comparada às outras unidades

geomorfológicas, destacando-se morros residuais como o Três Irmãos, também conhecido como Três Morrinhos.

Segundo Sallun et al. (2007), no Planalto Basáltico a leste de Maringá (PR), as áreas de topo correspondem ao Pediplano Pd3, descritas por Bigarella e Andrade (1965), que representariam uma superfície remanescente da “Superfície Sul-Americana” de King (1956). As maiores declividades foram observadas junto à escarpa Serra Geral ( $>30^\circ$ ), e os vales geralmente entulhados por colúvios formam rampas nas vertentes das escarpas.

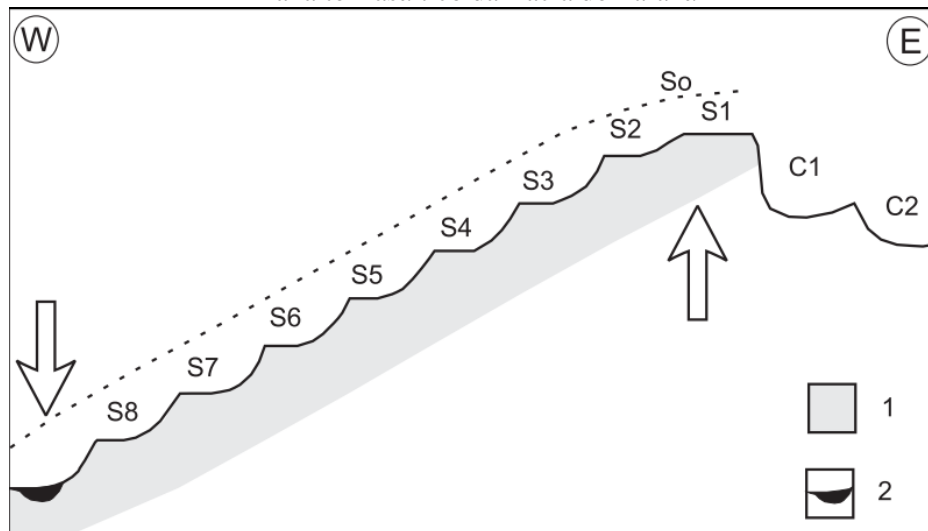
As feições geomorfológicas refletem as intensidades de escoamento superficial, que seguem diferenças litológicas e preferenciais de lineamentos. As ocorrências de estruturas tectônicas regionais em diferentes unidades litoestratigráficas da Supersequência Bauru, além da Formação Serra Geral e de espessas coberturas colúvias e aluviais são responsáveis pela compartimentação do relevo em escala regional (SALLUN et al. 2007).

Ainda para Sallun et al. (2007), as maiores espessuras dos depósitos quaternários estão sobre as amplas colinas, condicionadas a áreas de menor declividade, rugosidade e vertentes mais extensas. E as superfícies mapeadas encontram-se preservadas como divisores de águas e recobertas por depósitos quaternários.

Na pesquisa realizada por Paisani et al. (2008), sobre as superfícies aplainadas do Planalto Basáltico da Bacia Sedimentar do Paraná, no sudoeste do Paraná e noroeste de Santa Catarina, foram identificados oito remanescentes de superfícies aplainadas organizados em escadaria de leste para oeste, com até três níveis embutidos, entre as classes hipsométricas de 1.400 e 600 m e superfícies em elaboração de cotas  $< 600$  m, na forma de ombreira nos fundos dos vales.

De acordo com Paisani et al. (2008), as superfícies foram elaboradas simultaneamente. Os fatores tectônicos foram primordiais na elaboração do relevo em escadaria (**Figura 2.9**) e as superfícies aplainadas desenvolveram-se por processos de *etch*, havendo pouca influência dos derrames. Foi ainda possível verificar que o regime de clima subtropical úmido teve papel importante no estabelecimento da morfologia aplainada das superfícies na área de estudo, mesmo diante das mudanças climáticas registradas no Cenozoico.

**Figura 2.9** - Modelo hipotético da disposição em escadaria das superfícies aplainadas identificadas no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná



Legenda: Cn = áreas de circundesnudação na borda da Bacia do Paraná. S1, S2, ...= superfícies aplainadas. 1=derrames vulcânicos. 2=calha do Rio Paraná, nível de base regional. Linha descontinua indica o basculamento da superfície pós-derrames (So) - Fonte: Paisani et al. (2008)

Paisani et al. (2008), ainda destacam que as paisagens de outras áreas do Planalto Basáltico da Bacia Sedimentar do Paraná, geralmente consideradas como monótonas em decorrência de morfologias monoclinais, são ricas em remanescentes de superfícies aplainadas que nem sempre resultam da erosão diferencial dos derrames vulcânicos.

Palhares et al. (2011), ao analisar as morfoestruturas e morfoesculturas das superfícies aplainadas do Planalto de Guarapuava - PR, supõe, a partir de indicativos teóricos, que no Mesozoico a área da pesquisa recebeu diversas camadas de derrames vulcânicos, principalmente no sentido leste-oeste e que estes exerceram influência no desenvolvimento das superfícies aplainadas. O regime climático também atuou no estabelecimento da morfologia, mesmo diante das mudanças climáticas registradas no Cenozoico, corroborando com a formação morfoescultural principalmente nas bacias dos rios Iguaçu e Piquiri e seus tributários, isto é, no sentido Norte-Sul.

O Planalto de Guarapuava se caracteriza como monoclinal, devido ao arranjo das camadas litológicas, e as rochas basálticas propiciaram o aparecimento de vales fluviais profundos, em um sentido geral na direção oeste, resultando no surgimento de mesetas, coxilhas e chapadas neste planalto. E ainda ressaltam que a erosão fluvial que ocorreu e ainda ocorre por meio das drenagens dos rios Iguaçu e Piquiri, corroboram efetivamente para a formação escultural das superfícies de aplanamento (PALHARES et al. 2011).

Na pesquisa de Stefanello (2011), foi analisada a distribuição das superfícies de aplanamento relacionadas à morfogênese paleoclimática, em um transecto, no setor oriental do estado do Paraná, entre planície litorânea e o Segundo Planalto Paranaense, envolvendo em

seu setor norte, parte da Superfície do Purunã e da bacia do alto Tibagi e no setor sul, parte da bacia do médio Iguçu. A partir dos métodos utilizados foi constatado que as distribuições de superfícies estão relacionadas à pediplanos, possibilitando uma reclassificação geomorfológica para o território do estado do Paraná, complementando-se a subdivisão clássica realizada por Reinhard Maack, na década de 1940.

Para Martins e Passos (2012), em pesquisa realizada nas superfícies aplainadas na bacia hidrográfica do alto rio Tibagi, na porção centro-sul do estado do Paraná, correspondendo ao Segundo Planalto Paranaense, foram identificadas 5 superfícies distintas, as quais foram interpretadas como Pd3 (Bigarella et al. 2003), Patamares 1,2,3 e superfície de erosão vertical. Segundo os autores a esculturação dessas superfícies está relacionada a oscilações climáticas pretéritas, bem como a formação dos patamares que seu deu por flutuações climáticas de semiaridez intercalados por períodos úmidos.



---

### PARTE 3 – MÉTODOS, TÉCNICAS E MATERIAIS

---

A pesquisa se iniciou com a revisão bibliográfica (**Figura 3.1**), tendo como objetivo o embasamento teórico da área de estudo e da temática da pesquisa. Para formatação e estruturação do texto (**Quadro 1**) utilizou-se as seguintes normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT, 2002).

**Quadro 1** - Normas da ABNT utilizadas na pesquisa

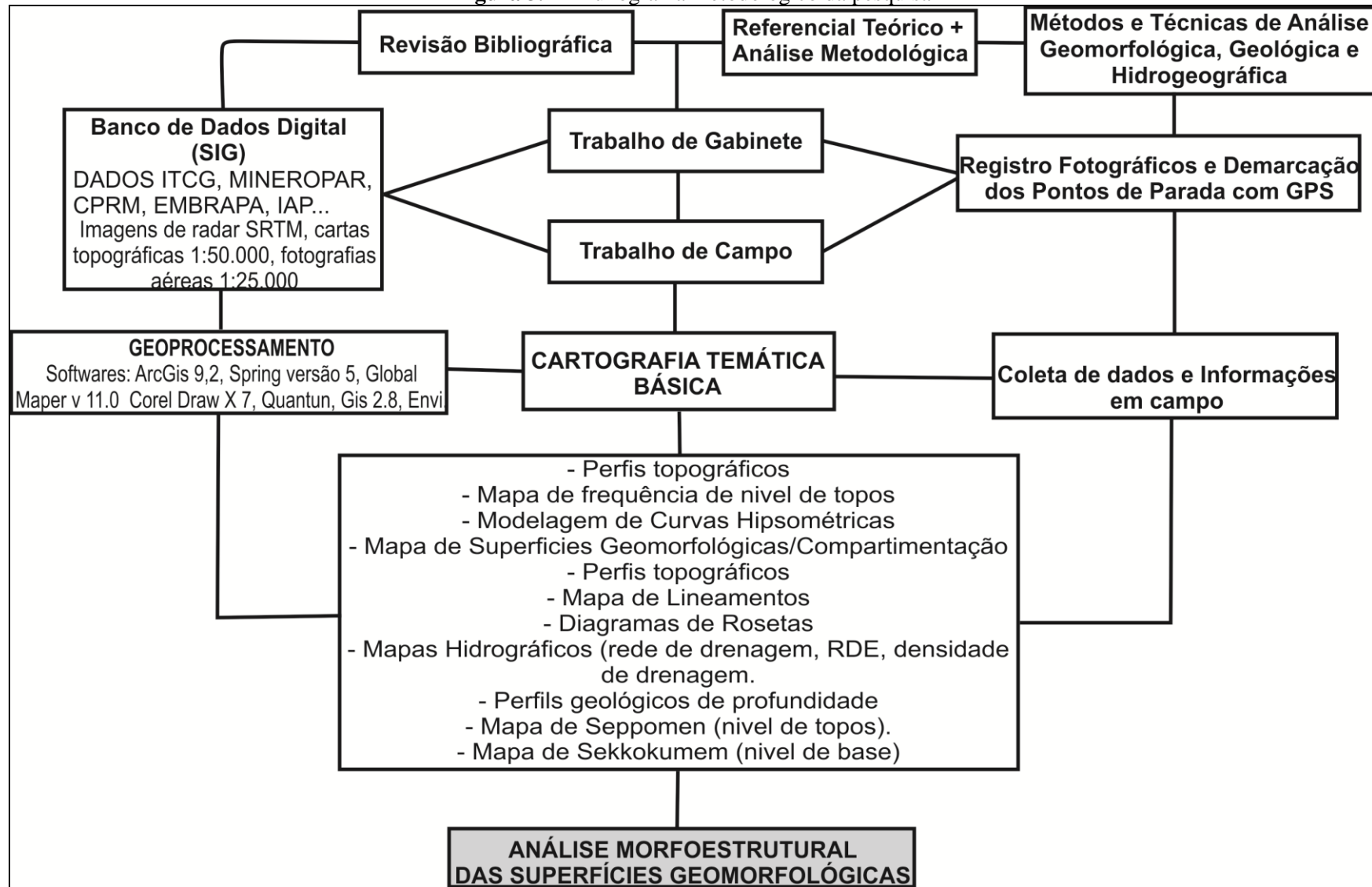
Tipo	Número
Referências: apresentação	NBR 6023-2002
Numeração progressiva das seções de um documento escrito	NBR 6024-2012
Sumário: apresentação	NBR 6027-2012
Resumo: apresentação	NBR 6028-2003
Citações em documentos: apresentação	NBR 10520-2002
Título de lombada	NBR 12225-2004
Trabalhos acadêmicos: apresentação	NBR 14724-2011
Unidades de medidas	INMETRO (2012)

Organização: Karine Bueno Vargas

Em sequência foi elaborado um banco de dados digital, com todas as informações pertinentes a pesquisa, nos quais os dados foram inseridos em um Sistema de Informação Geográfica (SIG), sendo utilizado os *softwares Arc GIS 9.2*, *SPRING®*, versão 5 do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE, 2014), *Global Mapper®* v. 11.0, *Surfer 11* e o *Corel Draw X7* que foi utilizado como editor gráfico.

Por meio dos dados topográficos obtidos das grades TIN (*Triangulated Irregular Network*) adquiridos das imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), com resolução de 30 m, do Projeto TOPODATA (VALERIANO, 2005), foram elaborados os mapas: hipsométrico, declividade, modelo digital de elevação (MDE), Sikkokumem (nível de base), Seppômen (nível de topo), frequência de topos, superfícies geomorfológicas geral e individual, juntamente com perfis topográficos, os quais foram utilizados como ferramentas para a interpretação morfoestrutural da área de estudo. Foram ainda utilizadas bases cartográficas (**Figura 3.1**) disponibilizadas pelo Instituto de Terras, Cartografia e Geociências do Paraná (ITCG), Serviço Geológico do Paraná (MINEROPAR), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e pelo projeto Brasil em Relevo da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA).

**Figura 3.1 - Fluxograma metodológico da pesquisa**



Organização: Karine Bueno Vargas

### 3.1 Métodos e Técnicas de Análise Litoestrutural

Para o mapeamento geológico utilizou-se os dados disponibilizados pelo ITCG (Instituto de Terras Cartografia e Geociências) <[www.itcg.pr.gov.br](http://www.itcg.pr.gov.br)>, acessado em 15/01/2016, que são oriundos de uma vasta revisão de diversos trabalhos da MINEROPAR (Serviço Geológico do Paraná), CPRM (Serviço Geológico do Brasil), entre outros órgãos. Os dados geológicos disponibilizados foram compilados com dados de campo e de fotointerpretação de fotografias aéreas, baseando-se nos princípios da análise lógica e sistemática dos elementos de textura da imagem, desenvolvidos por Guy (1966).

Nos métodos litoestruturais foram consideradas as relações métricas e geométricas, o grau e a ordem de estruturação dos elementos texturais de relevo e da drenagem, analisados por métodos dedutivos e indutivos, informações bibliográficas e observações de campo, as quais conduzem ao significado geológico.

Para a extração dos lineamentos, que visa compreender o condicionamento exercido pelas estruturas, foram utilizados dados SRTM, reamostrados com resolução espacial 30 m, obtidos do Projeto Brasil em Relevo da EMBRAPA (MIRANDA et al. 2005). Esses dados foram importados para o *Corel Draw X7*, sendo agrupadas as imagens correspondentes a área de estudo, em seguida foram extraídos os lineamentos de forma manual. O método automático de extração de lineamentos foi descartado por não apresentar correlação exata com o real, onde muitos lineamentos importantes de formato radial foram ignorados. Para uma melhor representação espacial dos lineamentos da área, foi gerado um mapa de lineamentos. Após a extração e vetorização dos lineamentos foram produzidos diagramas de rosetas no Software Spring 5<sup>®</sup>, sendo gerados dados de frequência absoluta e comprimento absoluto dos lineamentos.

A análise das coberturas inconsolidadas quaternárias superficiais da área, foi realizada a partir da análise morfoestratigráfica dos depósitos sedimentares deposicionais, tais como: depósitos de encostas de caráter rudáceo, arenáceo e síltico-argiloso. De acordo com Stefanello (2011), a eventual ocorrência de indicadores paleoclimáticos pode contribuir com a compreensão de fenômenos paleoambientais que interferiram na evolução policíclica do relevo, originando as superfícies de aplanamento. Assim, as análises das coberturas inconsolidadas são de suma importância para a compreensão evolutiva das superfícies.

Os depósitos foram caracterizados por meio de análises da cor, estrutura, composição, estratificação, imbricação, entre outras características. Para identificar o grau de arredondamento e esfericidade visual, os seixos foram classificados de acordo com a carta visual de estimativa de arredondamento de Krumbein e Sloss (1963). As esfericidades dos

seixos foram analisadas segundo a metodologia de Powers (1953), levando em consideração, que os sedimentos mais arredondados se relacionam ao transporte em meio aquoso, gerando um arredondamento maior dos seixos pelo atrito com a água, enquanto os mais angulosos sugerem um transporte mais turbulento, por meio de queda de blocos ou fluxos de massa, por exemplo.

A análise geológica de subsuperfície, baseou-se no levantamento de dados geológicos de poços tabulares (poços artesianos) registrados no centro norte paranaense, os quais continham a descrição geológica detalhada em profundidade. Esses dados fazem parte de relatórios técnicos de abertura de poços tabulares do estado, e ficam arquivados no Instituto das Águas do Paraná, os quais foram disponibilizados para a realização da presente tese. Foram analisados 14 poços, sendo plotados posteriormente a localização destes, em mapa geológico, com o intuito de reconhecer a localização de cada ponto e averiguar se os dados descritos em relatório coincidem com o mapeamento. Posteriormente foram traçados perfis topográficos com informações estratigráficas de subsuperfície, sendo analisado a estruturação geológica por perfis individuais e por secção, afim de, compreender o comportamento litológico regional.

### **3.2 Métodos e Técnicas de Análise Geomorfológica**

A cartografia-geomorfológica é um dos mais importantes meios de representação e análise dos resultados obtidos nos estudos das formas e da compartimentação do relevo, dando suporte às análises geomorfológicas (LUPINACCI et al. 2003). Para representar as variações de inclinações das vertentes da área em relação a um eixo horizontal e caracterizar a morfologia local, foi produzido o mapa de declividade do terreno, no *software ArcGIS 9.2*, o qual expressa a variação de altitude entre dois pontos do terreno, em relação à distância que os separa, tendo como base os dados SRTM do Projeto TOPODATA (VALERIANO, 2005). As divisões das classes de declividades se deram em seis intervalos distintos sugeridos pelo EMBRAPA (1979): 0-3% (relevo plano), 3-8% (relevo suavemente ondulado), 8-20% (relevo ondulado), 20-45% (relevo fortemente ondulado), 45-75% (relevo montanhoso), e > 75% (relevo fortemente montanhoso). No entanto, a terminologia adotada pela EMBRAPA, como relevo montanhoso, para as maiores declividades, será adaptada para relevo serrano, de acordo com as características locais.

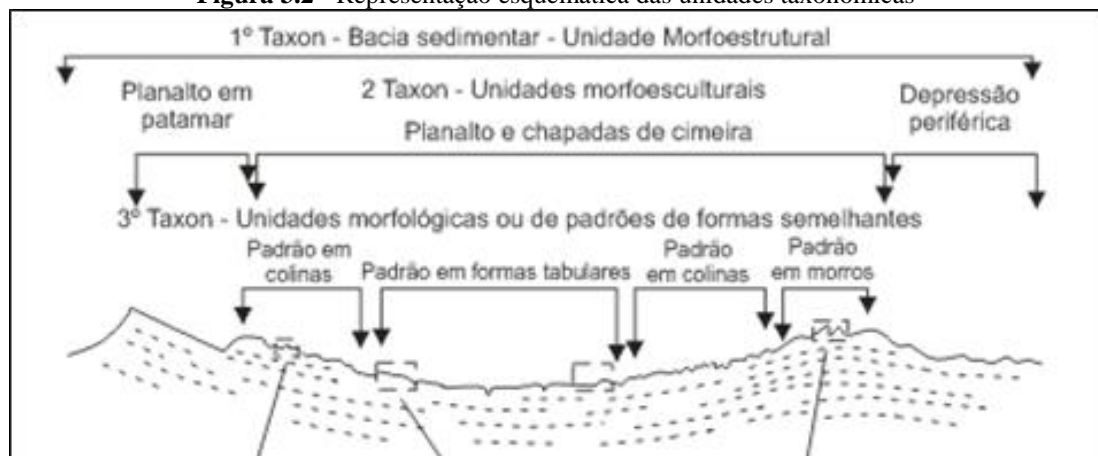
Para a confecção do mapa hipsométrico, que visa reconhecer a altimetria do terreno de uma dada área, foram extraídas as curvas de nível a partir dos dados SRTM, numa equidistância de 20 m, utilizando-se da ferramenta *countour*, presente na extensão *3D analyst*

do *ArcGIS*, em seguida a ferramenta *create TIN* gerou a hipsometria de forma automática. As cores utilizadas tanto no mapa hipsométrico quanto no de declividades seguiram os padrões do IBGE (2016).

Para aplicação da técnica de análise de frequência e área de topos, proposto inicialmente por Clarke (1966), e seguido por Varajão (1991), Saadi et al. (1998), Magalhães Jr. e Trindade (2004), Marques Neto e Perez Filho (2013). Para aplicação deste método foram inicialmente selecionadas todas as curvas de nível fechadas em imagens SRTM, correspondendo às áreas de topo, realizando-se o levantamento da frequência dos topos em intervalos altimétricos de 20 m, conforme a equidistância das curvas de nível. Para cada intervalo foram realizadas as somatórias das áreas dos topos e o cálculo da área média. E como produto cartográfico final, foi gerado um mapa com a distribuição dos topos (curvas de nível fechadas), no *software Global Mapper*.

Para a análise das superfícies geomorfológicas foi elaborada a delimitação destas, em escala de abrangência regional, levando em consideração os agrupamentos morfológicos, estruturais e altimétricos semelhantes, os quais resultaram na individualização de cinco superfícies. O mapeamento das superfícies mostra a ocorrência de morfologias semelhantes associadas a altimetrias distintas, sugerindo a ocorrência de superfícies geomorfológicas diferenciadas. Utilizou-se como parâmetro a metodologia de mapeamento geomorfológico de Ross (1992) para a delimitação, sendo analisados os três primeiros táxons (**Figura 3.2**).

**Figura 3.2** - Representação esquemática das unidades taxonômicas



Fonte: Ross (1992)

As técnicas de sensoriamento remoto empregadas a análise morfoestrutural das superfícies geomórficas e sua posterior delimitação obedeceram a critérios altimétricos. O resultado foi um modelo digital de elevação de superfícies geomórficas com equidistância de

200 m, a saber: Superfície I (380-600 m); Superfície II (600-800 m); Superfície III (800-1000 m); Superfície IV (1000-1200 m) e Superfície V (>1200 m).

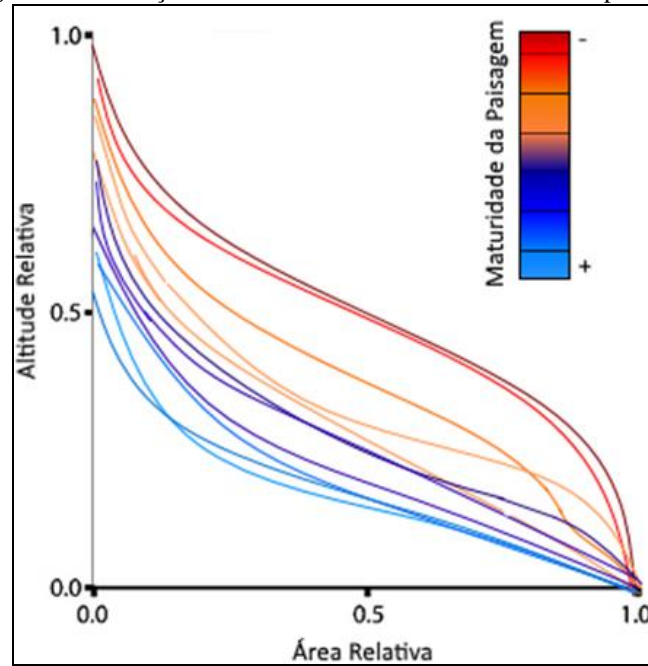
A compartimentação geomorfológica foi complementada com a elaboração de perfis de relevo como o topográfico e ainda com os modelos digitais de elevação do terreno, se deram no *Software Global Mapper*. Tais produtos facilitaram a visualização dos diferentes níveis altimétricos do terreno em três dimensões, auxiliando na interpretação das superfícies geomorfológicas e das geoformas.

Para verificar a distribuição das formas do relevo com relação à altitude foram utilizadas as modelagens de curvas hipsométricas, que auxiliaram na análise e delimitação das superfícies geomorfológicas, baseando-se na metodologia de STRAHLER (1952). A integral da curva hipsométrica (a área sob a curva) representa o volume de material existente acima ou abaixo de um nível de referência, e de acordo com o autor supracitado tais curvas e integrais hipsométricas podem ser interpretadas em termos de grau de dissecação e idade relativa às formas de relevo.

As curvas hipsométricas foram produzidas a partir de dados altimétricos (SRTM), a partir dos quais também foram delimitadas as bacias hidrográficas de interesse. De posse dos *shapefiles* do limite das bacias e dados altimétricos, as curvas hipsométricas foram elaboradas no ambiente do *software ArcGis® 10.1*, através da extensão CalHypso (Perez-Peña et al. 2009). A extensão cria, para cada bacia, uma curva hipsométrica onde se comparam a área acumulada (eixo Y), e a altitude média acumulada (eixo X). A extensão ainda calcula os dados estatísticos da curva hipsométrica, baseando nas proposições de Harlin (1978), como descrevem Perez-Peña et al. (2009). Segundo Perez-Peña et al. (2009) esses dados estatísticos podem ser utilizados para caracterizar a forma da curva hipsométrica e assim quantificar as mudanças na morfologia das bacias hidrográficas. Em muitos casos, esses parâmetros são muito úteis para análises hipsométricas, especialmente em bacias com morfologias diferentes e índices semelhante.

De acordo com Strahler (1952), altos valores da integral hipsométrica ( $H_i$ ), acima de 0,6 apontam um estágio de evolução do relevo mais jovem. Por outro lado, valores entre 0,6 e 0,35 são característicos de relevos em estágio de dissecação avançada (maturidade). Ou seja, superfícies com estágio erosivo avançado apresentam valores de  $H_i$  abaixo de 0,35 (**Figura 3.3**).

**Figura 3.3** - Relação entre forma da curva e maturidade da paisagem



Fonte: Adaptado de Perez-Peña et al. 2009

A forma da curva também pode revelar o estágio erosivo da paisagem. Para Grohmann e Ricomini (2012), curvas suaves em formato de "S" caracterizam paisagens maduras (em equilíbrio) e curvas côncavas e com baixos valores da integral representam paisagens antigas e dissecadas. Por outro lado, curvas convexas e altos valores da integral são típicas de paisagens jovens, pouco dissecadas (em desequilíbrio).

De como complementar, visando inferir a evolução passada e recente da morfologia do relevo na área de estudo, foram elaborados mapas de Seppômen e Sekkokumen. Para Motoki et al. (2008) o termo “Seppômen” se refere ao plano formado pelos contatos com os pontos culminantes, constituindo-se, assim, em uma técnica de reconstrução da paleopaisagem através do preenchimento da malha de relevo atual. Para Motoki et al. (2014), os mapas de níveis de cimeira (Seppômen) são modelos topográficos hipotéticos que reconstituem a paleogeomorfologia anteriormente à erosão vertical e o entalhamento da drenagem. Fortes e Sordi (2014), aplicaram tal metodologia e denominaram o mapeamento de “nivelamento de topos”, pois nem todo topo pode ser generalizado como cimeira.

Em contrapartida, o mapa de nível de base (Sekkokumen), de acordo com Motoki et al. (2014), prevê a morfologia futura que será formado pelo contínuo desenvolvimento da erosão lateral através das drenagens, utilizando a diferença topográfica entre o nível de topo e o nível de base a partir de uma superfície plana como parâmetro. Segundo os autores, estes mapas hipotéticos são úteis para estudos geomorfológicos de edifícios vulcânicos, movimentos tectônicos verticais e de resistência erosiva de maciços.

Para elaboração do mapa de Seppômen, utiliza-se uma malha quadrangular pré-definida, no caso do estudo nas escalas de 1 x 1 km e 0,25 x 0,25 km, onde posteriormente são coletados os pontos mais altos em cada quadrícula. O intervalo de grade é um fator importante, pois o mapa de nível de cimeira com intervalo de grade estreita apresenta paleomorfologia de um passado próximo com características detalhadas, já com os mapas com base num intervalo de maior largura mostra paleomorfologia de um passado remoto (MOTOKI et al. 2014).

Posteriormente, com os pontos de maiores elevações é gerado um novo mapa do modelado do relevo. Os mapas de paleorelevo foram confeccionados a partir de dados de radar SRTM com resolução de 30 m, utilizando o software *Arcgis trial*. A observação comparativa dos mapas de nível de base, em diferentes intervalos permite reconstituir a evolução do sistema de drenagem (MOTOKI et al. 2014).

O mapa de nível de base foi confeccionado pelo software Global Mapper, tendo como base cartográfica dados de radar, do tipo SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), com resolução de 30m, seguindo tais etapas: primeiramente foi dividido o mapa topográfico original em pequenos quadrantes por uma grade de intervalo definido (1 x 1 km e 0,25 x 0,25 km), posteriormente foi marcado o ponto com maior altitude da área, sendo feito um novo mapa topográfico apenas pelos pontos marcados, sendo construído por semelhante procedimento, com base no ponto de altitude mais baixo de cada quadrante. A observação comparativa dos mapas de nível de base, em diferentes intervalos permite reconstituir a evolução do sistema de drenagem (MOTOKI et al. 2014).

### **3.3 Métodos e Técnicas de Análise Hidrográfica**

A análise do comportamento hidrográfico da área de estudo seguiu em três etapas operacionais: a) extração da rede de drenagem; b) obtenção de parâmetros morfométricos da rede de drenagem e c) análise e interpretação morfoestrutural. A extração da rede de drenagem foi obtida pelas cartas topográficas do IBGE 1:50.000, sendo vetorizadas e por fim mapeadas, tendo os dados de imagem SRTM como base para atualização.

A análise da rede de drenagem foi pautada na identificação e investigação de padrões anômalos e de características distintas do padrão geral, que podem indicar a ocorrência de controle estrutural, sendo aplicadas algumas técnicas morfométricas para evidenciar os processos atuantes na área, como densidade de drenagem e Relação Declividade Extensão (RDE). Ainda a extração dos lineamentos foi executada nessa mesma etapa, pois de acordo



com Pupim et al. (2010), a identificação de descontinuidades estruturais que interferem na distribuição espacial das morfoestruturas podem interromper ou orientar as feições.

A aplicação do índice RDE (*gradient index*), divulgado inicialmente no Brasil por Etchebehere (2000) é uma ferramenta utilizada para a determinação de anomalias de drenagem significativas na concavidade natural do perfil longitudinal. Tais anomalias de drenagem podem estar associadas a desembocaduras de tributários, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica (HACK, 1973). O índice de RDE pode ser aplicado tanto, nos canais fluviais por trechos quanto em sua totalidade, conforme:

$$\mathbf{RDETRECHO} = (\Delta H / \Delta L) \times L$$

$$\mathbf{RDETOTAL} = (\Delta H / \lg L)$$

Onde:  $\Delta H$  corresponde à diferença altimétrica entre dois pontos selecionados do curso de água;  $\Delta L$  corresponde o comprimento do trecho analisado;  $L$  corresponde à extensão total do canal e  $\lg L$  corresponde ao logaritmo natural da extensão total do curso d'água. Quando os índices obtidos estiverem entre os limiares 2 a 10 as anomalias são categorizadas de 2ª ordem, já se os valores obtidos forem iguais ou superiores a 10, estas anomalias serão classificadas de 1ª ordem. E se os valores forem inferiores a 2 serão estes trechos estarão em equilíbrio (ETCHEBEHERE 2000).

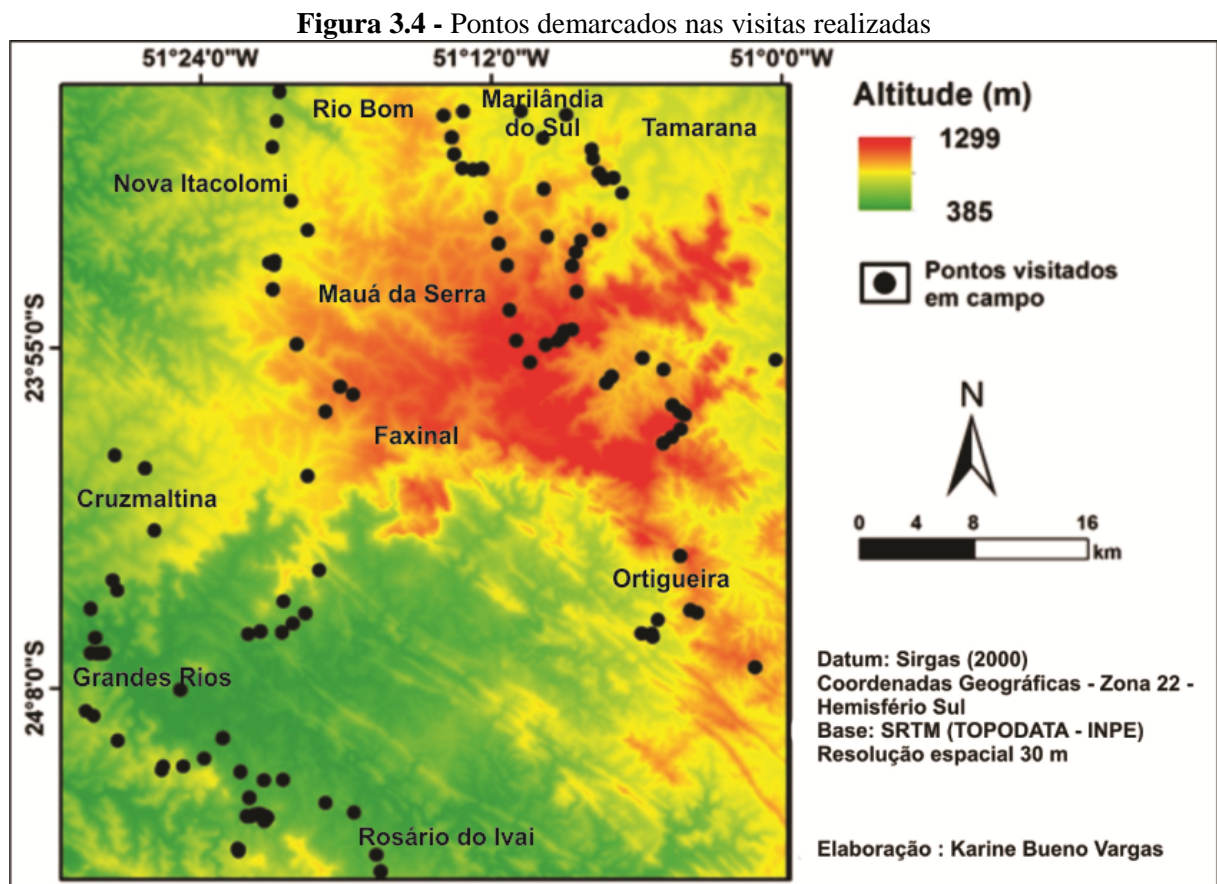
No presente estudo, as anomalias do RDE foram calculadas a partir da ferramenta knickpoint finder (Queiroz et al., 2014). Trata-se de um *script* para o *software* ArcGIS que calcula automaticamente os valores de RDE ao longo dos canais. Na abordagem dos autores, as anomalias no perfil são interpretadas como knickpoints.

Ainda foi realizado o mapeamento da densidade de drenagem, seguindo os preceitos de Horton (1945), que considera a relação entre o comprimento dos canais e a área da bacia hidrográfica, estabelecendo assim um importante índice morfométrico para o estudo dos diversos controles atuantes sobre a drenagem. Este índice se expressa, pela seguinte fórmula:  $\mathbf{Dd} = \mathbf{Lb/A}$  ( $Dd$  = densidade de drenagem;  $Lb$  = comprimento total dos rios ou canais existentes na bacia;  $A$  = área da bacia). Os dados de densidade de drenagem foram obtidos a partir do *software* ArcGIS 9.2, utilizando como base imagens SRTM, e baseou-se na metodologia de Silverman (1986), sendo divididas as porcentagens dos índices pela quantidade de pixels, seguida de plotagem das curvas cumulativas em três grupos de valores de densidade de drenagem (baixo/médio/alto). Por fim, a interpretação morfoestrutural consistiu na interpretação das formas anômalas da drenagem, as quais devem ser analisadas

em conjunto com as assimetrias, pois estas permitem identificar o sentido do mergulho das camadas, auxiliando na identificação do tipo de morfoestrutura.

### 3.4 Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo foram fundamentais para a caracterização e reconhecimento da área, onde cada ponto de parada foi demarcado na carta topográfica, sendo retiradas as coordenadas geográficas com GPS *Garmin eTrex*<sup>®</sup>. Procedeu-se o registro fotográfico de cada ponto de parada, assim como outros pontos relevantes na área percorrida, sendo anotadas informações relevantes da pesquisa em caderneta de campo. Na figura abaixo podem ser observados os pontos visitados na área de estudo (**Figura 3.4**).



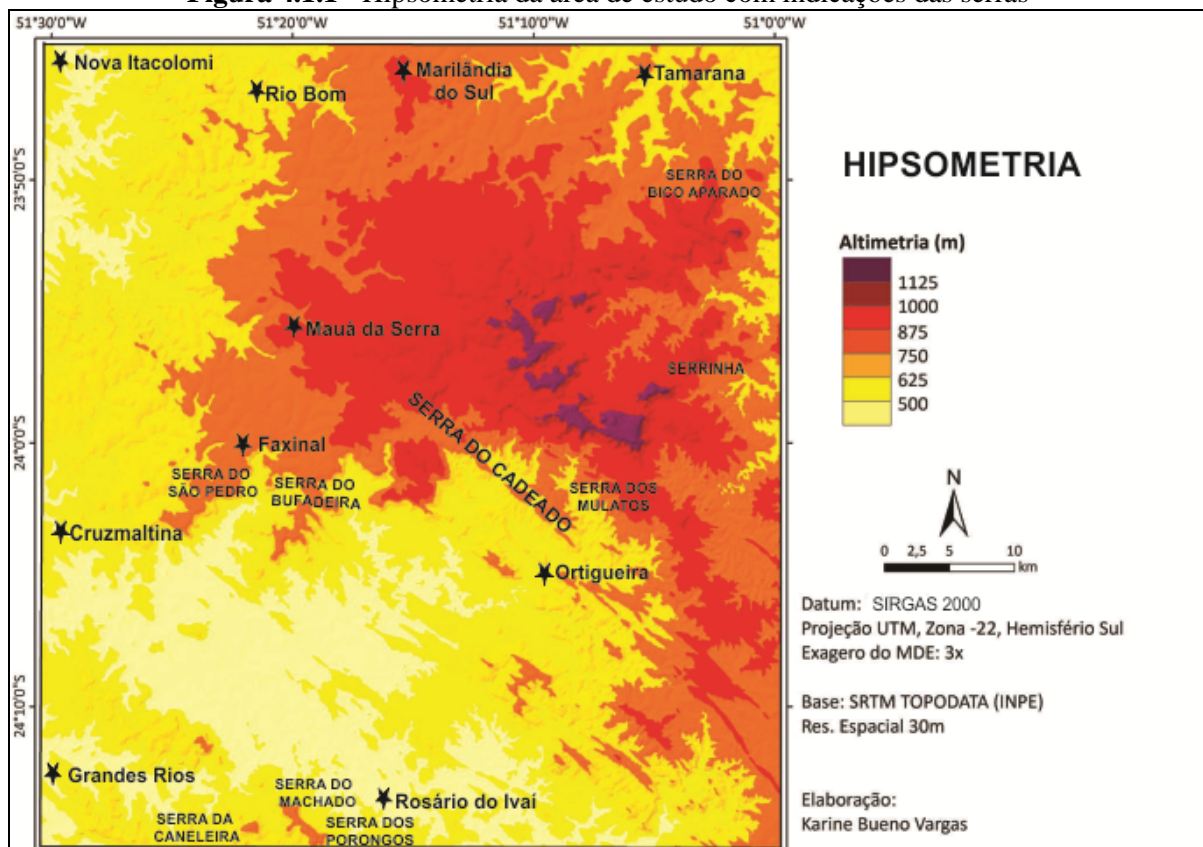
A caracterização morfoestratigráfica dos depósitos das superfícies geomorfológicas foram analisadas em pontos de possíveis análises *in loco*, como taludes, cortes na estrada, vertentes com cortes verticais e terraços fluviais, bem como nas margens dos canais fluviais. As informações retiradas em campo consistiram em posteriores trabalhos de gabinete apoiados em bibliografia específica.

## PARTE 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1. Aspectos Gerais da Geomorfologia e Geologia local

As altitudes da área de estudo (**Figura 4.1.1**) variam entre 340 m ao longo do vale do rio Alonzo (a sudoeste da área de estudo), a aproximadamente 1260 m no topo do Morro da Pedra Branca e 1270 m no topo do Morro do Mulato (a nordeste da área de estudo), sendo esses os pontos mais elevados da região centro-norte paranaense, localizados no município de Ortigueira, no alinhamento da Serra do Cadeado. As altitudes acima de 1000 m predominam nos municípios de Mauá da Serra, Ortigueira e ao norte de Faxinal.

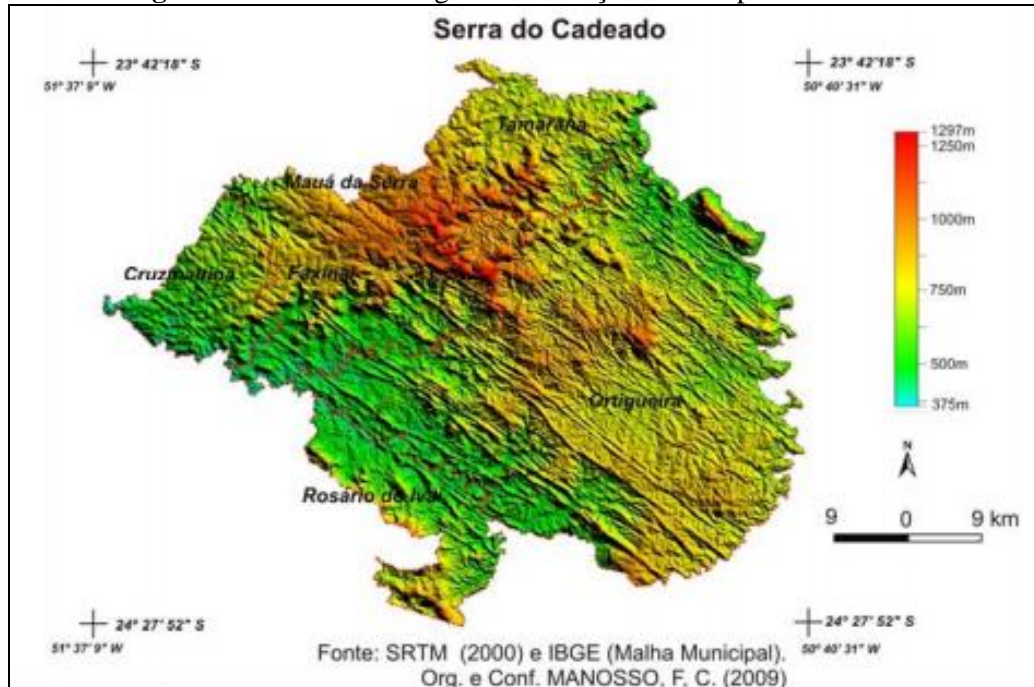
**Figura 4.1.1** - Hipsometria da área de estudo com indicações das serras



A Serra do Cadeado (**Figura 4.1.2**) corresponde a um trecho da Serra Geral no centro-norte paranaense, recebendo esta denominação local, assim como outras serras menores adjacentes, denominadas de: Porongos, Caneleira, Machado, Bufadeira, São Pedro, Mulatos, Bico Aparado, entre outras, sendo a Serra do Cadeado a de maior extensão. Essas serras têm sua origem associada aos derrames de lavas basálticas que recobriram grande parte da Bacia Sedimentar do Paraná, bem como os corpos intrusivos que, por meio de soleiras e diques,

exercem forte controle estrutural. No entanto, nas áreas escarpadas, como na Serra do Cadeado, os basaltos encontram-se intensamente erodidos, resultantes da evolução da serra pela erosão remontante.

**Figura 4.1.2** – Modelo Digital de Elevação do Complexo Serra do Cadeado

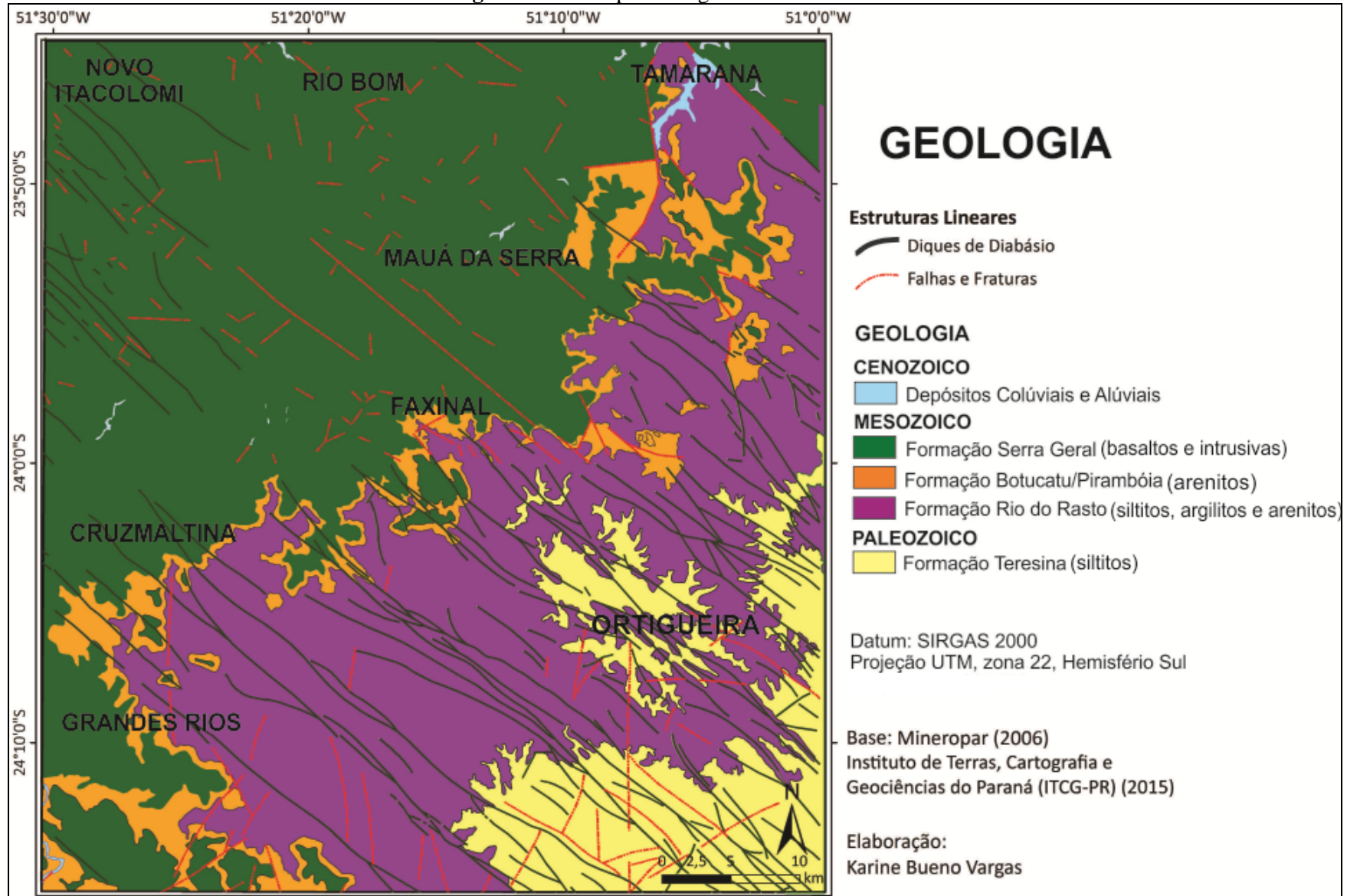


Fonte: Manosso (2010)

Essas serras localizam-se em altitudes acima de 1000 m e estão fortemente condicionadas a alinhamentos de sentido NW-SE, representados pelos diques de diabásio (**Figura 4.1.3**). Os diques (corpos intrusivos discordantes, correlacionados geneticamente à Formação Serra Geral), destacam-se na morfologia através de feições soerguidas e alongadas ao longo de todo o centro-norte paranaense, seccionando as formações sedimentares paleozoicas e mesozoicas discordantemente à elas e formando serras alongadas perpendiculares à Formação Serra Geral, com quebras topográficas que variam de 560 a 900 m.

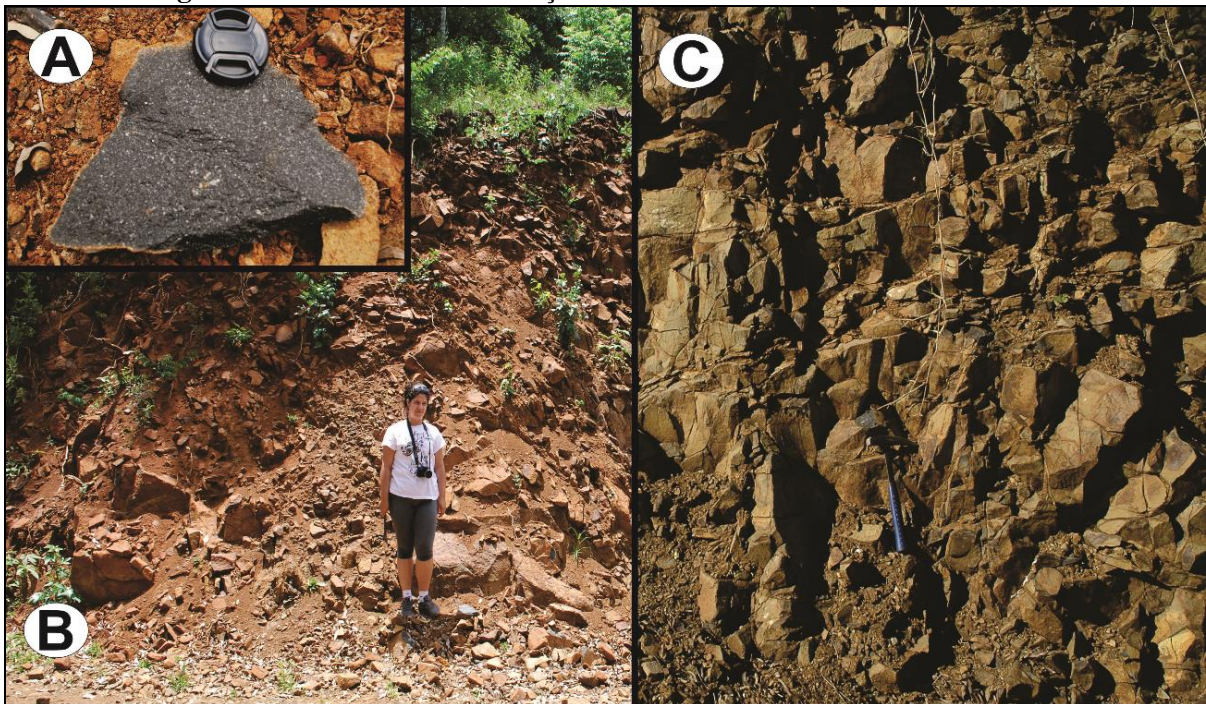
No reverso dessas serras a unidade estratigráfica predominante é a Formação Serra Geral (**Figura 4.1.3**), correspondente ao setor norte da área de estudo e a um pequeno trecho a sudoeste. A direção predominante do *front* da *cuesta* é NE-SW e os divisores topográficos correspondem aos planos de intrusão, sendo que os basaltos formam estruturas concordantes às rochas encaixantes horizontais (soleiras e lacólitos) e estruturas discordantes às rochas encaixantes verticais (diques).

Figura 4.1.3 - Mapa Geológico da área de estudo



Os diques apresentam-se como estruturas discordantes às litologias e as soleiras apresentam-se como corpos concordantes com os planos de acamamento, intercalando-se as camadas. As soleiras podem aflorar total ou parcialmente, formando elevações residuais com drenagens radiais e sub-radiais. Elas podem também provocar o arqueamento das litologias sobrepostas durante sua formação, resultando em formas mais dissecadas na superfície. Na área de estudo, as soleiras recobrem arenitos das Formações Botucatu e Piramboia e siltitos da Formação Rio do Rasto (**Figura 4.1.3**), onde pode-se observar metamorfismo de contato entre as litologias arenáceas, resultando em arenitos silicificados da Formação Botucatu e/ou Piramboia. Verificam-se ainda, disjunções colunares ou diáclases (**Figura 4.1.4**), além da presença de brechas vulcânicas na base dos derrames da Formação Serra Geral.

**Figura 4.1.4 - Basaltos da Formação Serra Geral no Centro-Norte Paranaense**



Legenda: A) Amostra de diabásio da soleira da figura b, com a presença de cristais de feldspatos e amígdalas de quartzo e calcedônia; B) Soleira de basalto a 912 m de altitude, tendo a base formada por material argiloso em contato abrupto com arenitos inconsolidados, havendo continuidade lateral. Esta estrutura encontra-se a nordeste da área de estudo, direção Mauá da Serra/Tamarana; C) Disjunções colunares nas proximidades do município de Grandes Rios – Fotos: Edison Fortes e Karine Bueno Vargas (Janeiro de 2014)

De acordo com Moraes et al. (1982), em estudo realizado sobre a Formação Serra Geral na Serra do Cadeado, os derrames nesse trecho apresentam-se de forma tabular com espessuras que podem ultrapassar 5 m cada, intercalados com arenitos e brechas intertrapeanas. Segundo os autores, em um afloramento na rodovia Londrina-Faxinal,

observa-se na base, a rocha vulcânica, intermediária a ácida, recoberta por níveis irregulares de brechas (2-3 m), constituída por fragmentos de até 30 cm de eixo maior, de rocha semelhante à da base (porém mais fina), cuja laminação, mostra em alguns pontos, nítida perfuração por “bombas vulcânicas”. A composição petrográfica de uma amostra analisada nesse trecho apresentou contemporaneidade entre os magmas. O posicionamento estratigráfico basal desses arenitos, com brechas junto à Formação Serra Geral, demonstrou que a parte superior dos derrames foi intensamente dissecada junto à zona arqueada do Alto Estrutural do Cadeado.

O aparecimento de rochas intermediárias a ácidas na base da Formação Serra Geral na Serra do Cadeado, sugere que a fusão do magma não representa um evento limitado no tempo, mas que se manifestou ainda em locais isolados uns dos outros, durante toda a época do magmatismo Serra Geral. A passagem de soleiras na Serra do Cadeado para derrames sugere que a eclosão do magma ocorreu através de fraturas, por magmatismo do tipo fissural.

De acordo com Leinz (1949), a espessura dos derrames basálticos da Formação Serra Geral, na Serra do Cadeado, atinge 250 m, como pode ser visto no **Quadro 2**. Segundo o autor supracitado, a faixa de diáclases horizontais e de estrutura amigdalóide decompõe-se mais intensamente dada a maior retenção da água por percolação, havendo uma maior atuação da erosão geoquímica, formando escadas em degraus sucessivos, os chamados *trapps*. Para o autor, a existência de material basáltico, vítreo ou amigdalóide como produto explosivo, misturado a areias e argilas clásticas, indica que as explosões vulcânicas se realizaram nos derrames, e o acúmulo de gases, representados pela crosta já consolidada, teria provocado as explosões rompendo-se as crostas amigdaloides ou vítreas, originando corridas de lava.

**Quadro 2** - Espessura global dos derrames no Paraná

Localidade	Base (sobre o nível do mar)	Topo (sobre o nível do mar)	Espessura	Autor
Porto União	850 m	1200m	350m	Leinz
Guarapuava	850 m	1200m	250m	E. Oliveira (33)
Serra do Cadeado	700 m	1250m	250m	Pl. de Lima (inf. Verbal)

Fonte: Leinz (1949)

Foram identificados níveis de derrames vesículo-amigdaloidais nas descrições litológicas dos relatórios de poços tubulares profundos analisados ao norte da área de estudo, que serão descritos na parte posterior, revelando sua comum presença nas zonas de derrames basálticos. Ao norte da área de estudo, a 750 m de altitude, no limite entre os municípios de Faxinal e Marilândia do Sul, foram observadas intrusões de aspecto amigdaloidal em rochas vulcânicas vesiculares, cruzando o vale do rio das Antas e apresentando direção de mergulho

subvertical N60E, assim como fraturas secundárias N330W (**Figura 4.1.5**). Os basaltos vesículo-amigdaloidais são mais facilmente erodidos, pois apresentam crostas espessas de alteração e suscetibilidade ao microfraturamento da rocha.

Ainda no rio das Antas foi identificada uma cachoeira orientada, perpendicularmente, ao rio, sentido N/S, com 20 m de altura e largura de aproximadamente 25 m, conhecida como Salto das Bromélias (**Figura 4.1.5**), formada por basaltos vesiculares de até 3 mm de preenchimento de sílica. A parede lateral da cachoeira mostra um sistema de fraturas perpendiculares de direção N-S/N80E.

**Figura 4.1.5** - Basaltos vesículo-amigdaloidais ao norte da área de estudo



Legenda: A) Salto das Bromélias, com paredão formado por basalto vesicular; B) Blocos soltos de basalto no sopé da cachoeira C) Intrusão cortando o rio das Antas com largura de 3,10 m e aspecto amigdaloidal com intercalações de 20 cm de arenito Botucatu e fraturas perpendiculares formando um sistema de fraturas – Fotos: Karine Bueno Vargas (junho de 2016)

No *front* das escarpas da Serra Geral destacam-se os arenitos da Formação Botucatu (**Figura 4.1.3**), os quais apresentam-se muitas vezes de forma silicificada, tornando-se mais resistentes aos efeitos intempéricos. No Morro da Pedra Branca (**Figura 4.1.6**), ao longo da Serra do Cadeado, em seu topo, observam-se arenitos silicificados, bem como ocorre no Morro do Mulato, evidenciando a resistência dessa rocha frente ao intemperismo, já que essas são as maiores elevações, como já mencionado.



**Figura 4.1.6** - Vista Panorâmica sentido Serra do Cadeado



Foto: Karine Bueno Vargas (janeiro/2014)

Sotoposto à Formação Botucatu afloram os arenitos da Formação Piramboia (**Figura 4.1.3**), a qual encontra-se encoberta por depósitos de encostas ao longo dos *fronts* das serras. Essas duas formações apresentam características litológicas similares, sendo associadas no mapa geológico (**Figura 4.1.3**), devido a difícil diferenciação de seus reais limites estratigráficos em campo, já que a Formação Piramboia se encontra praticamente encoberta ao longo de toda a Serra do Cadeado, aflorando em pontos isolados. As Formação Piramboia (**Figura 4.1.7**) corresponde a arenitos médios a grossos e em alguns pontos apresenta-se com aspecto conglomerático, com estratificação cruzada (**Figura 4.1.7**).

**Figura 4.1.7** -Estruturação dos arenitos do Centro-Norte Paranaense



Legenda: a) estratificação cruzada de arenitos da Formação Piramboia, de aspecto amarelado nas proximidades da Serra do Cadeado; b) Arenitos da Formação Piramboia no vale do rio Alonzo, de cor cinza amarelado e com sedimentação muito fina, ao sul de Faxinal; c) Arenitos rosados da Formação Botucatu embasando a Serra da Caneleira, nas proximidades do município de Grandes Rios - Fotos: Karine Bueno Vargas (2013/2014)

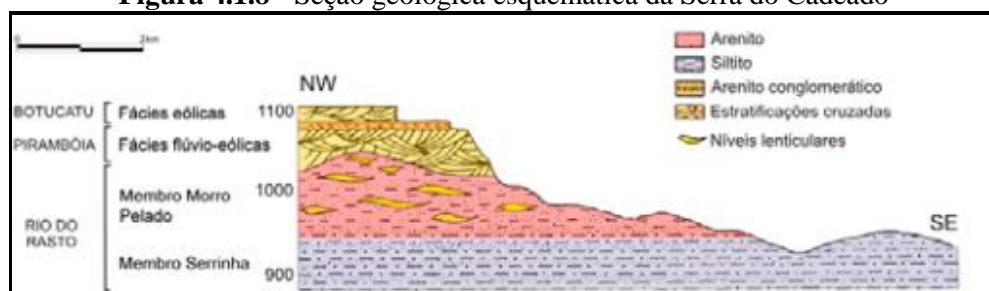
Estratificações cruzadas tabulares de grande porte da Formação Botucatu foram identificadas por Moraes et al. (1982), cujas espessuras ultrapassam 6 m, na estrada Faxinal/Londrina. Ao longo da BR 376, no trecho Serra do Cadeado, é possível visualizar afloramentos de arenitos Botucatu e Piramboia, que ultrapassam 6 m.

Strugale et al. (2004) identificaram na região de São Jerônimo da Serra, próxima à área de estudo, dois pacotes sedimentares diferenciados da Formação Botucatu, um de fácies eólica e outro de fácies fluvial conglomerática. Os arenitos do setor sul da área de estudo, caracterizam-se mais com os de fácies fluvial conglomerática, apresentando cerca 20 m de espessura, compostos por arenitos médios a grossos, quartzosos amarelos ou vermelhos, com estratificação cruzada acanalada e tabular, de pequeno porte, além de raros pacotes de siltitos argilosos vermelhos.

Os dados de sondagens, relativos à estratigrafia, os quais serão vistos posteriormente, revelam que os arenitos da Formação Botucatu aparecem intercalados à Formação Serra Geral, caracterizando-se como *intertraps*. De acordo com Milani et al. (1998) e Scherer (2002), os arenitos intercalados às feições basálticas indicam que parte da deposição de dunas eólicas cessaram com a ativação magmática no Mesozoico, onde essas foram recobertas pelos magmas. No entanto, há indícios, pela presença de lentes arenosas de *intertraps* entre os basaltos, que as condições desérticas persistiram por algum tempo, durante o evento vulcânico.

Ao sul da Serra do Cadeado, sotoposto aos arenitos, destaca-se a Formação Rio do Rasto, já mostrado na figura **Figura 4.1.3**, que aflora na parte sul da área de estudo, com maior domínio a sudeste, variando de 400 a 1100 m de altitude, sendo a litologia que mais se contrasta, altimetricamente, na região. A Formação Rio do Rasto, aflora em grande parte do sul da área de estudo e encontra-se mais rebaixada que as outras litologias da área, devido à ação da erosão diferencial e do retrabalhamento da rede de drenagem em seu domínio, já que possui grande suscetibilidade erosiva, diante da sua composição litológica, composta por siltitos e arenitos finos, como pode ser observado no perfil abaixo (**Figura 4.1.8**).

**Figura 4.1.8** - Seção geológica esquemática da Serra do Cadeado



Fonte: Langer et al. (2009)

Como visto na **Figura 4.1.8**, a Formação Rio do Rasto é composta por dois membros, o Morro Pelado e o Serrinha. O primeiro originado de avanços progradacionais marinhos, sendo mais arenoso e o segundo por sedimentação de lagos e planícies de marés, tendo maior concentração de silte (WARREN et al., 2008). Observa-se nos afloramentos da Formação Rio do Rasto, na região sudoeste da área de estudo, planos de falhas sub-horizontais e subverticais, oriundas de movimentação sinistral. Verifica-se ainda que os siltitos e argilitos que compõem esta formação expõem grande diferenciação de estrutura e cor ao longo do seu domínio, variando de cinza-claro a roxo escuro e de aspecto arenoso a “pastilhado” (**Figura 4.1.9**). A figura abaixo destaca os afloramentos ao longo da BR-376, no *front* da Serra do Cadeado.

**Figura 4.1.9** - Afloramento da Formação Rio do Rasto na BR 376 no Km 313



Legenda: (A) Aspecto “pastilhado” da Formação Rio do Rasto, variando sua coloração entre as camadas. (B) retrata um afloramento de aproximadamente 5 m de espessura ao sul da área de estudo, sentido para o município de Ortigueira. Os siltitos apresentam-se laminados com intercalações centimétricas a métricas de arenitos muito finos – Fotos: Karine Bueno Vargas (agosto de 2016)

A sudeste da área de estudo, nas proximidades do município de Ortigueira, aflora a última unidade litoestratigráfica da área, a Formação Teresina (**Figura 4.1.3**) que representa o último pacote sedimentar da estruturação litológica regional, constituída de rochas paleozoicas, a qual abrange apenas o setor sudeste da área. A Formação Teresina caracteriza-

se por rochas siliciclásticas finas, com frequentes intercalações submétricas de arenitos bioclásticos e coquinas de coloração cinza-claro (**Figura 4.1.10**).

**Figura 4.1.10** – Fácies Sedimentares da Formação Teresina aflorando próximo ao município de Ortigueira



Legenda: A) Fácies sedimentares da Formação Teresina no distrito de Bairro dos Franças, sul da área de estudo; B) Destaque para as coquinas entre os siltitos e argilitos da Formação Teresina - Fotos: Karine Bueno Vargas (junho de 2016)

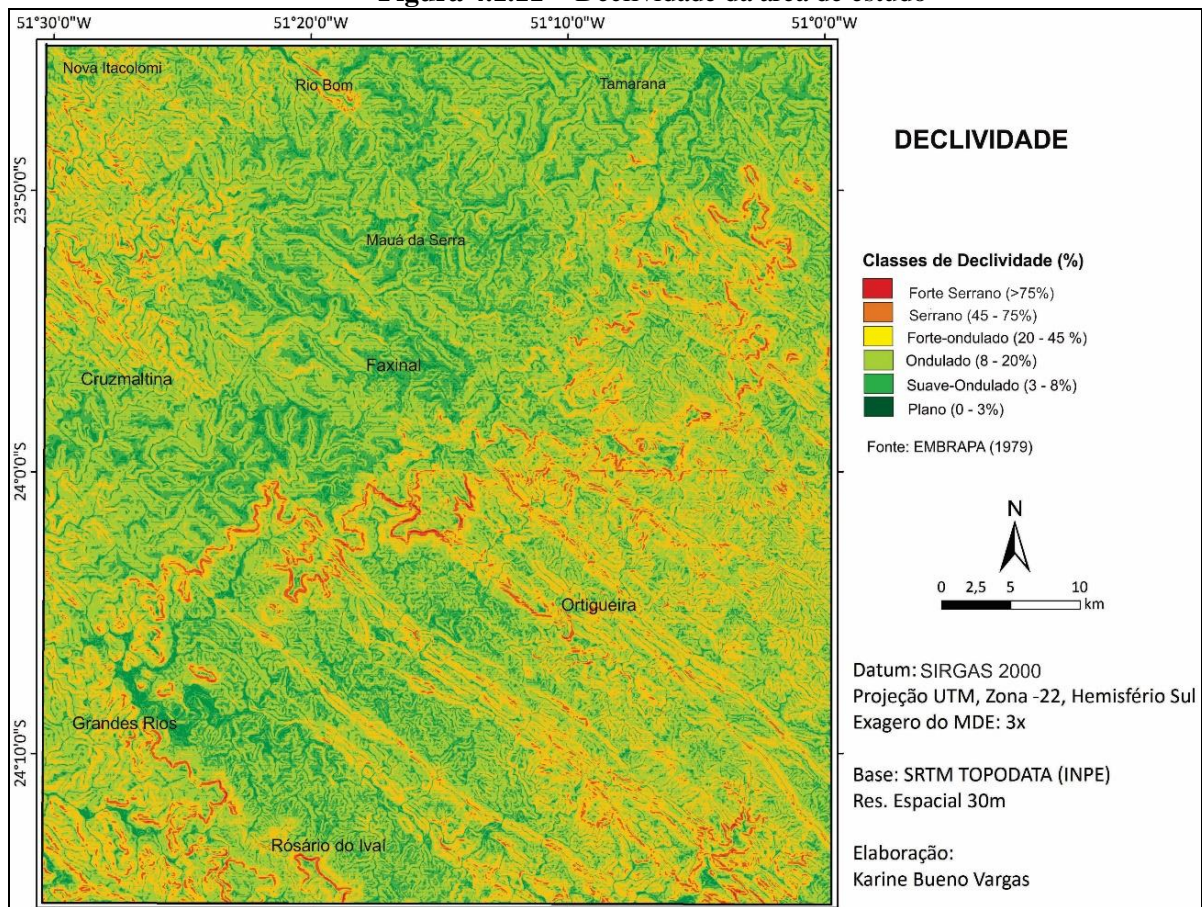
De acordo com Rohn (2001), a Formação Teresina no município de Ortigueira (PR) é formada por rochas siliciclásticas, constituídas por sedimentos de fração granulométrica fina, em grande parte, fácies heterolíticas com acamamento lenticular de folhelhos cinza e arenitos muito finos interlaminados, geralmente bioturbados e, às vezes, com gretas de contração, e fácies de arenitos finos com laminações cruzadas por ondas ou estratificação cruzada *hummocky*.

Os depósitos coluviais e aluviais são identificados ao longo de toda a área de estudo, mas predominam nas áreas mais rebaixadas, como na região sul, ao longo do vale do rio Alonzo, predominando as baixas declividades, menores que 20% (**Figura 4.1.11**), localizadas no Segundo Planalto Paranaense (MAACK, 1968). O rio Alonzo, após cruzar a Serra Geral, passa a exibir um vale mais aberto, formando uma estreita planície alveolar, disposta descontinuamente ao longo de seu curso. Destacam-se morfologias aplainadas, as quais contrastam com a presença de elevações residuais e áreas de enxame de diques de diabásio, cuja direção é NW-SE, onde as declividades podem chegar a mais de 45% (**Figura 4.1.11**).

As maiores declividades encontram-se junto às escarpas da Serra Geral, conferindo-as um aspecto festonado. Na área nordeste da área de estudo, a leste do município de Mauá da Serra, localizam-se as maiores declividades, acima dos 75%. Ao longo das escarpas, as declividades chegam a atingir 45%, assim como os alinhamentos NW-SE, representados pelos diques de diabásio, muito numerosos nesta área. As mais altas declividades da área de estudo, entre 20% e 75%, caracterizam-se como relevo fortemente ondulado a relevo serrano, localizados nas escarpas da Serra Geral, resultando em encostas bastante íngremes (**Figura 4.1.11**)

Os planaltos basálticos ao norte, apresentam-se com níveis de dissecação moderada e declividades que variam de 0 a 20% (**Figura 4.1.11**), possuem relevos que variam de planos a ondulados e as coberturas pedológicas bem evoluídas, oriundas da decomposição dos basaltos. A grande amplitude altimétrica da área de estudo reflete na topografia, através de áreas com declividade elevada, onde vales encontram-se bem encaixados e as áreas de escarpas encontram-se fortemente erodidas. Além disso, a ação da denudação sobre rochas com diferentes resistências produz ressaltos, extensos patamares e faces escarpadas.

**Figura 4.1.11 - Declividade da área de estudo**



Altos e baixos estruturais e topográficos estão presentes ao longo de todo o prolongamento da Serra Geral e de suas adjacências, formados por diferenças de resistências litológicas, movimentações tectono-vulcânicas e consequentemente inversões no relevo. Para Soares (1974), a estruturação dos altos estruturais na Bacia Sedimentar do Paraná sugere influência tectônica e atectônica.

A hipótese tectônica teria como base os esforços horizontais ou verticais associados à reativação neojurássica e a cretácea, que ocorreram juntamente ou logo após o vulcanismo básico. A hipótese atectônica sugere o arqueamento das estruturas provocado por

compactação diferencial sobre irregularidades paleotopográficas e por rochas intrusivas concordantes (SOARES, 1974).

Para Siqueira (2011), o termo “alto estrutural” está associado a diferentes elementos como anticlinais, estruturas dômicas, *horsts* e estruturas em flor na Bacia Sedimentar do Paraná. Destaca que existem diversos altos estruturais nesta unidade geotectônica, os quais são associados a movimentações relacionadas a antigos lineamentos do embasamento pré-cambriano.

Na área de estudo é identificado um alto estrutural, denominado de “Alto Estrutural do Cadeado”, o qual ganhou essa denominação por estar inserido na Serra do Cadeado, a nordeste da área de estudo, de acordo com Fortes et al. (2014), em seu flanco sul, a depressão do rio Alonzo marca uma importante descontinuidade nesse padrão de relevo, cujas escarpas evidenciam um forte recuo erosivo deste, marcando um desnivelamento topográfico escalonado entre o baixo e o alto estrutural.

#### 4.1.1 Análises de Dados Geológicos de Profundidade

Foram analisados 14 perfis litoestratigráficos obtidos a partir de relatórios de descrição de amostras de perfurações de poços tubulares profundos que ocorrem na área estudada. A finalidade deste estudo reside na possibilidade de se conhecer a geologia de subsuperfície podendo daí visualizar possíveis desníveis estruturais.

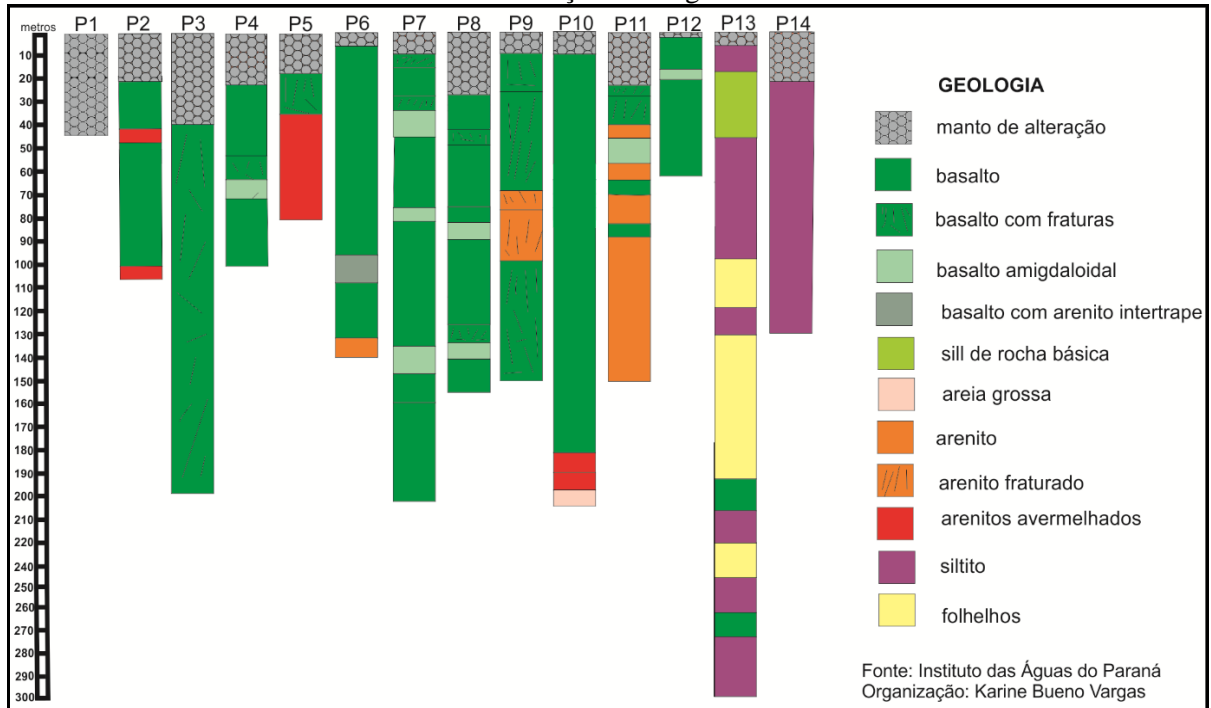
A descrição geológica de cada ponto pode ser observada na **Figura 4.1.12** e a localização dos poços e das cinco sessões topográficas analisadas podem ser visualizadas na **Figura 4.1.13**.

A secção A-A' (**Figura 4.1.14**) corresponde a um transecto de direção norte/sul, abrangendo quatro perfurações (P1, P6, P9, P10). Os pontos P9 e P10 localizam-se aproximadamente a 3 km de distância, um do outro, e os valores absolutos de espessura nos contatos litológicos entre basaltos e arenitos, neste trecho, variam de forma significativa. No P9, o contato com os arenitos ocorre a 69 m de profundidade e no P10 a 184 m, havendo um desnível de 115 m. Este desnível ocorre pela posição topográfica da “boca” dos poços, sendo o P9 no reverso e o P10 ao *front* da *Cuesta*.

O P9 está localizado a 630 m de altitude (**Figura 4.1.13**), no município de Grandes Rios. O perfil exhibe solos pouco desenvolvidos e um espesso manto de alteração das rochas basálticas, na parte superior. Já os basaltos são encontrados a partir de 18 m de profundidade até os 75 m com características homogêneas e intensamente fraturada. Entre 75 e 105 m

ocorre uma camada de arenito *intertrap*, com intensos fraturamentos, e sotoposto a esta seqüência de basaltos fraturados até 160 m de profundidade.

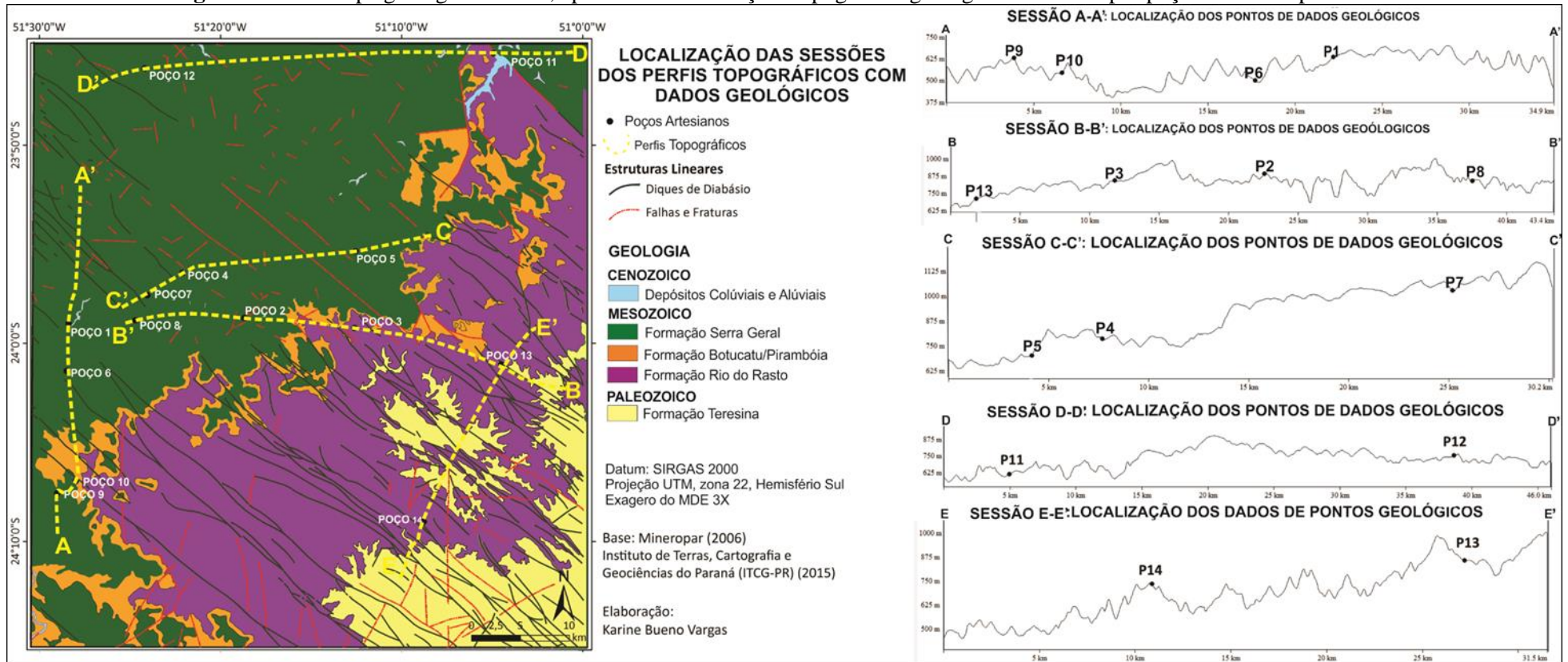
**Figura 4.1.12** - Perfis das profundidades dos poços tubulares profundos analisados e respectivas informações litológicas



O P10 (**Figura 4.1.13**) situa-se a 530 m de altitude e também está localizado no município de Grandes Rios. A seqüência estratigráfica é composta por solos rasos e a partir de 10 m de profundidade por basaltos, mantendo-se com características semelhantes até 184 m. A partir de 184 m surgem arenitos maciços rosados, sotopostos por 12 m de areia de granulometria média a grossa (estes provavelmente pertencentes à Formação Piramboia).

O P6 (**Figura 4.1.13**) encontra-se a aproximadamente 18 km ao norte do P10, no município de Cruzmaltina, a 450 m de altitude. O perfil possui 140 m de profundidade, sendo 6 m de solo, seguidos por basaltos que se estendem até 96 m, registrando-se camada de basalto com arenito *intertrap* até 108 m. Entre 108 e 132 m afloram basaltos. Na base do perfil ocorre camada de arenito muito fino com 8 m de espessura. Comparando-se P10 com P6 observa-se um desnível de mais de 30 m entre os contatos litológicos com os arenitos.

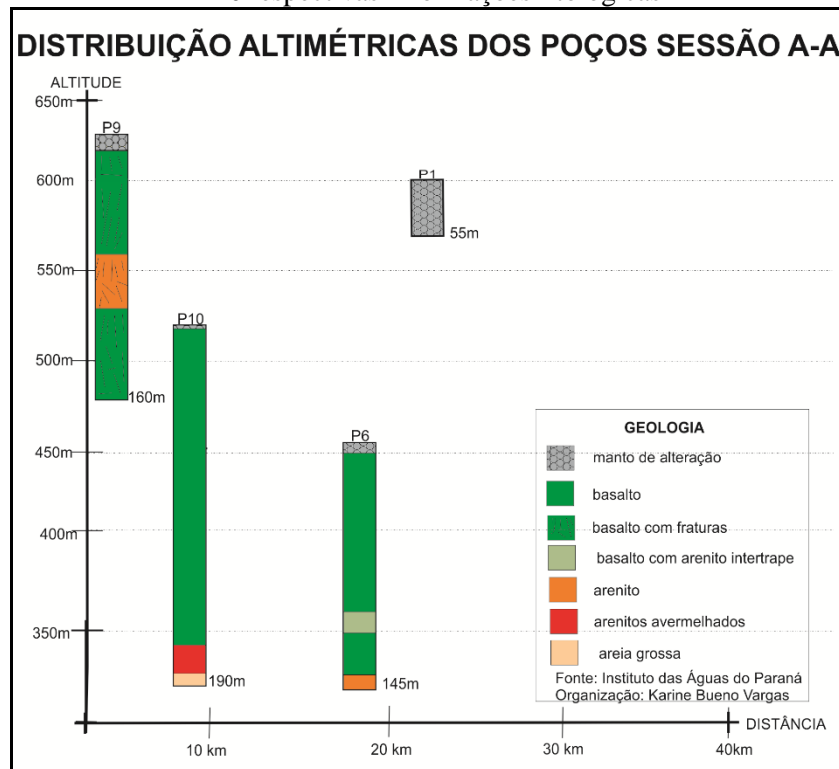
**Figura 4.1.13 - Mapa geológico da área, apresentando as secções topográfico-geológicas balizadas por poços tubulares profundos**





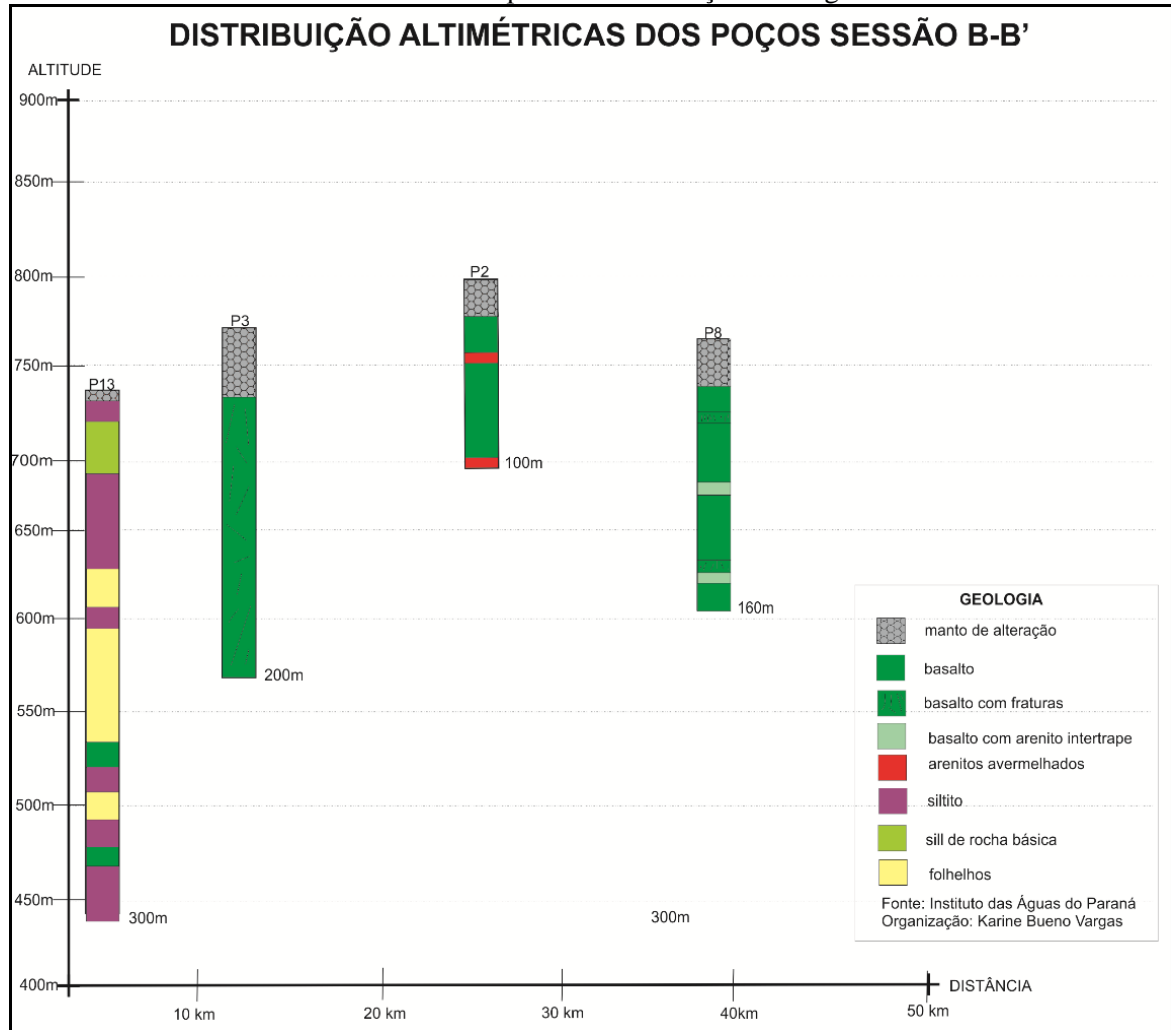
O P1 (**Figura 4.1.14**), cerca de 10 km ao norte do P6, já no município de Faxinal é composto por solos do tipo Latossolo em toda a extensão do perfil, atingindo 55 m de profundidade. Na secção A-A', nos pontos P6, P9 e P10 é possível observar uma diferença significativa na posição estratigráfica dos arenitos *intertrapes*, no P9 ele surge a 69 m de profundidade, no P10 a 184 m, no P6 a 96 m, não apresentando um padrão altimétrico de contato no sentido norte-sul.

**Figura 4.1.14** - Distribuição altimétrica dos poços tubulares profundos: P1, P6, P9 e P10 na secção A-A' e respectivas informações litológicas



Na secção B-B' (**Figura 4.1.15**) são analisados os pontos de sondagens P2, P3, P8 e P13 (**Figura 4.1.13**), onde o perfil topográfico é traçado de leste para oeste, cortando a área central do estudo. O P13 (**Figura 4.1.13**) localiza-se no município de Ortigueira, na cota de 800 m de altitude, sobre a Formação Rio do Rasto, próximo ao contato com a Formação Teresina. O perfil apresenta grande diversidade petrográfica ao longo de seus 300 m de profundidade. O topo apresenta 9 m de argila, seguidos por 3 m de siltitos e 40 m de soleira de rocha básica, inserida entre a Formação Rio Rasto, a qual persiste até 198 m. Após 198 m de profundidade ocorre uma camada de 17 m de basaltos, intercalados por folhelhos e siltitos até 246 m. Nova camada sotoposta de 14 m de basalto é registrada, seguida por camada de siltitos que perduram até a profundidade de 300 m.

**Figura 4.1.15** - Distribuição altimétrica dos poços tubulares profundos: P2, P3, P8 e P13 na seção Sessão B-B' e respectivas informações litológicas



O poço P3 (**Figura 4.2.15**) localiza-se a menos de 10 km a oeste do P13, situa-se a 875 m de altitude, sobre as bordas planálticas do município de Faxinal. O perfil possui 200 m de profundidade, iniciando-se com 39 m de solos do tipo Latossolo, sotoposto por basaltos fraturados até o final do perfil.

O poço P2 (**Figura 4.2.15**) localiza-se a menos de 15 km do P3, no município de Faxinal, a uma altitude de 875 m. O poço está no reverso da escarpa, onde aflora a Formação Serra Geral. No topo do perfil ocorrem 20 m de solos (Latossolo). Sotoposto a este, ocorre uma fina camada de manto de alteração. Abaixo ocorre uma camada de aproximadamente 20 m de basalto, intercalada a 5 m de arenito *intertrape*. Os basaltos persistem até 102 metros de profundidade, quando ocorrem arenitos avermelhados.

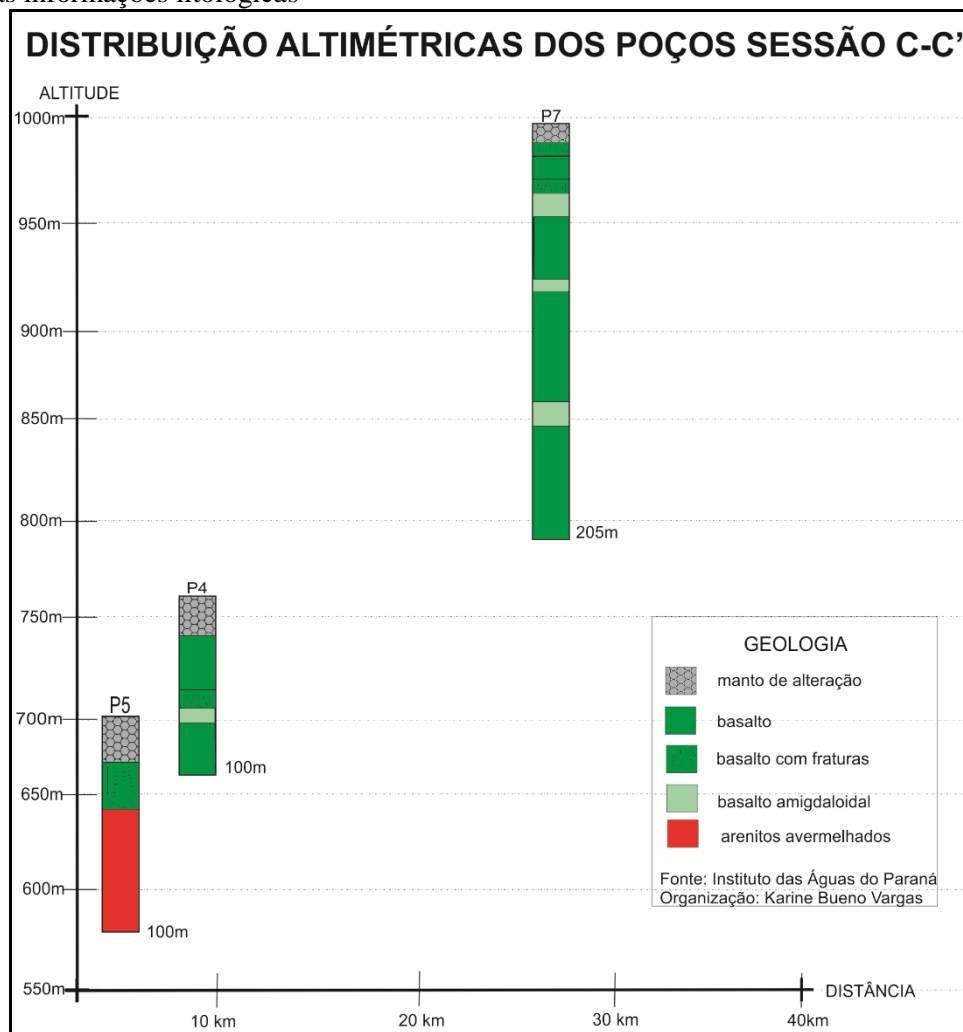
O poço P8 (**Figura 4.2.15**) localiza-se no município de Cruzmaltina, cerca de 10 km a oeste do poço P2. Encontra-se nos domínios da Formação Serra Geral, a 700 m de altitude. O perfil apresenta 20 m de solo e 5 m de manto de alteração. A camada de basalto se estende de 25 a 80 m, apresentando elevada densidade de fraturas. Entre 80 e 90 m registram-se basaltos

vesículo-amigdaloidais (indicativos de topo deste derrame), e entre 90 e 134 novamente afloram os basaltos fraturados. Novamente o contato entre derrames é marcado por uma camada de menos de 10 m de basalto vesículo-amigdaloidal, a 134m e sotopostos a este, basaltos maciços, até 160 m de profundidade.

A secção C-C' é traçada de oeste para leste (**Figura 4.2.13**) onde se localizam os P4, P5 e P7, no setor central da área de estudo, nos domínios da Formação Serra Geral. É possível verificar o aumento de altitude no perfil topográfico, progressivamente, ao se aproximar da borda planáltica.

O poço P5 (**Figura 4.1.16**) está situado acima dos 1000 m de altitude, no município de Faxinal e apresenta 100 m de espessura, sendo que os primeiros 16 m são formados por solos, sotopostos por 20 m de basalto fraturado. A partir dos 36 m de profundidade ocorrem arenitos rosados com matriz argilosa.

**Figura 4.1.16** - Distribuição Altimétrica dos poços tubulares profundos: P4, P5, e P7 na secção C-C' e respectivas informações litológicas

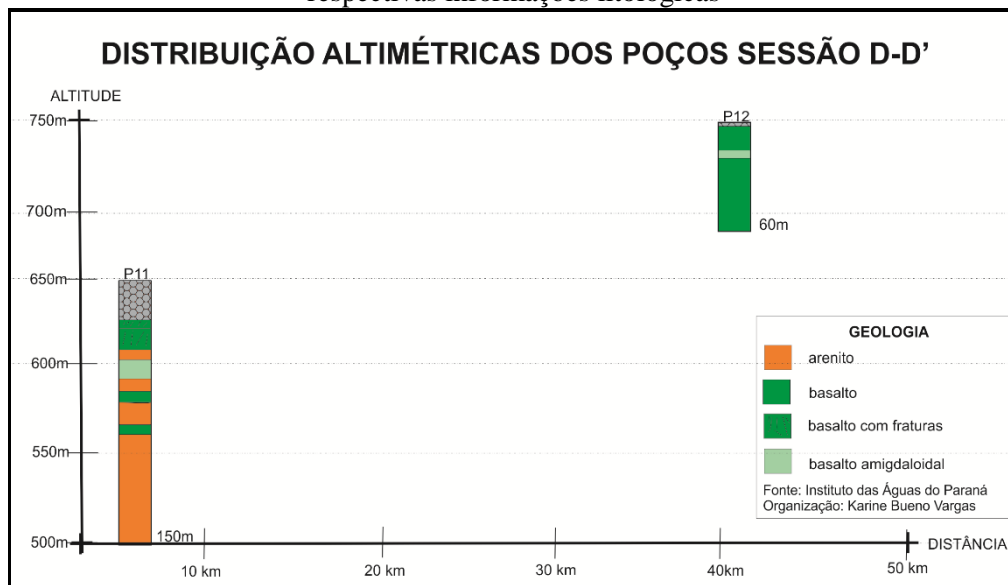


O poço P4 encontra-se a aproximadamente 20 km a oeste do poço P5 (**Figura 4.1.16**), no município de Faxinal. Situado a mais de 750 m de altitude. Possui 100 m de profundidade. No topo ocorrem 6 m de solo, seguidos por 10 m de argilas e 6 m de basalto alterado. De 22 a 100 m de profundidade os basaltos predominam, apresentando-se em alguns trechos de forma fraturada ou com estrutura vesículo-amigdaloidal.

A aproximadamente 5 km de distância do poço P4, a oeste, o poço P7 (**Figura 4.1.16**) está a 650 m de altitude, no município de Cruzmaltina. A parte superior do perfil é composta por 5 m de espessura de material argiloso, sobrepostos a 5 m de um manto de alteração dos basaltos. Entre 10 e 35 m de profundidade afloram basaltos. A estruturação da camada de basalto não é regular, notando-se camadas de basalto fraturados, zonas visículo-amigdaloidais (17 a 82 m/136 a 148 m) e basaltos maciços que se estendem até 200 m de profundidade.

A secção D-D' (**Figura 4.1.13**) possui 35 km de extensão, com direção oeste para leste e está localizada no extremo norte da área de estudo, onde afloram basaltos da Formação Serra Geral (**Figura 4.1.17**). Notam-se quebras topográficas quando do contato com a Formação Rio do Rasto, nas camadas superiores dos perfis.

**Figura 4.1.17-** Distribuição Altimétrica dos poços tubulares profundos: P11 e P12 na secção D-D' e respectivas informações litológicas

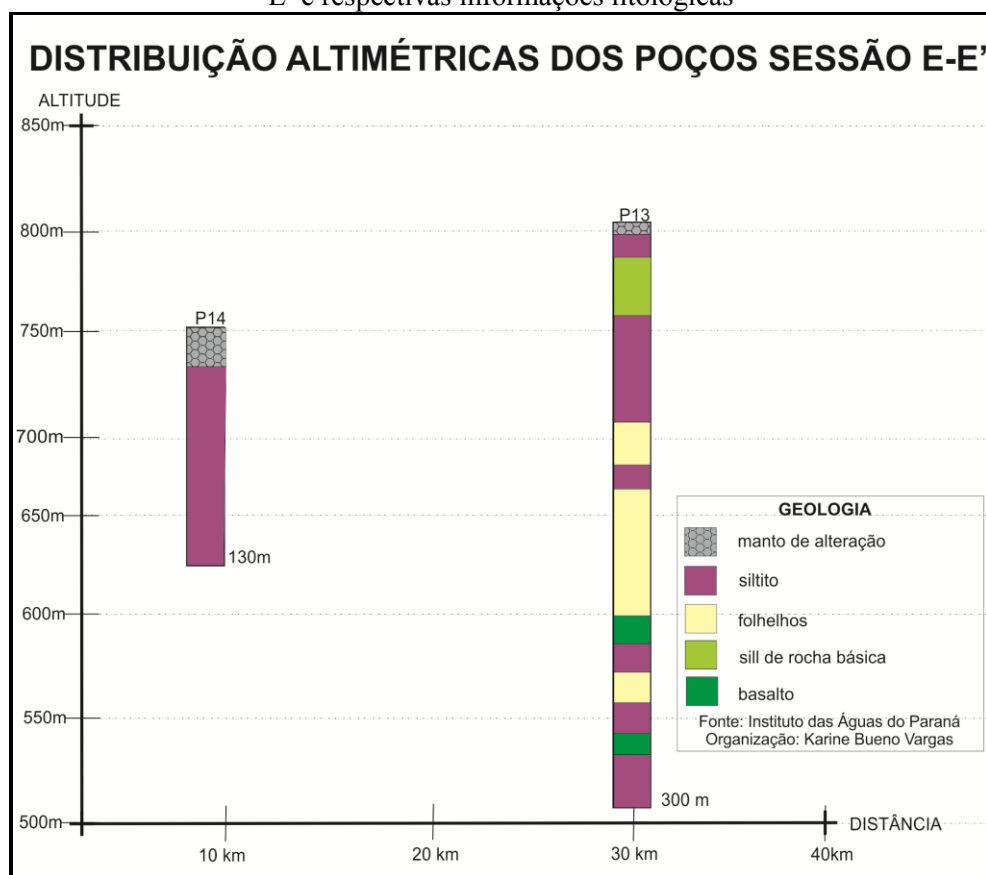


O poço P11 (**Figura 4.1.17**) está inserido no município de Tamarana, a 600 m de altitude e possui 150 m de profundidade. O início da sondagem registra 22 m de material alterado com textura argilosa, sobreposto a 12 m de basalto fraturado. Abaixo ainda ocorre: camada de 6 m de arenito (34 – 40m); 12 m basalto vesículo amigdaloidal (40 – 52 m); 6 m de basalto maciço (52 – 58m); 12 m de arenito amarelado (58 – 70m); 6 de basalto maciço (70 – 76 m) e, na base, arenitos brancos que se estendem de 76 a 150 m.

O poço P12 (**Figura 4.1.17**) está localizado a 30 km a oeste do poço P11, já no município de Rio Bom, à cota altimétrica da “boca” do poço é de de 750 m. Registra-se uma camada superficial com 2 m de solos, que estão sobrepostos a 16 m de basalto alterado, intercalado por faixa vesículo-amigdaloidal de 3 m. Basaltos alterados são registrados em até 60 m de profundidade.

A secção E-E' (**Figura 4.1.13**), de sentido centro-leste, localizada no quadrante sudeste da área de estudo, compõe-se dos pontos P14 e P13 (**Figura 4.2.18**). Essa secção, no município de Ortigueira, é dominada por litologias paleozóicas e o terreno exhibe declividades acentuadas.

**Figura 4.1.18-** Distribuição altimétrica dos poços tubulares profundos: P13 e P14 na secção Sessão E-E' e respectivas informações litológicas



O poço P14, está situado a 750 m de elevação, exhibe no topo do perfil manto de alteração espesso, de 22 m no topo do perfil. De 22 m até 130 m ocorrem siltitos da Formação Rio do Rasto. O poço P13, como já mencionado detalhadamente na secção B-B', apresenta siltitos intercalados com folhelhos e basaltos em maior profundidade. A presença de soleiras nesse perfil evidencia a ocorrência de corpos intrusivos no contexto regional em que o Alto Estrutural do Cadeado está inserido, associado a um sistema diaclasamento de direção predominante NW/SE.

Com exceção dos poços P13 e P14, em que afloram rochas da Formação Rio do Rasto, os demais pontos apresentam litologias da Formação Serra Geral, com níveis de arenito intertrapeanos intercalados. O que chama a atenção é que os pontos P13 e P14 estão localizados em cotas altimétricas entre 750 e 800 m, enquanto muitas vezes a Formação Serra Geral encontra-se em cotas altimétricas inferiores a 650 m. Tal desnível indica, possivelmente, que a parte centro-leste está mais elevada altimetricamente que o setor sudeste. O rejeito total seria de cerca de 100 m, sendo visível na secção topográfica E-E' o soerguimento para norte, ficando evidente a influência do Alto Estrutural Mauá da Serra sobre a estruturação litológica do poço P13.

A presença de soleiras (*sills*) junto à Formação Rio do Rasto no poço P13, a menos de 20 m de profundidade, revela que esses corpos intrusivos podem ocorrer em qualquer posição estratigráfica, desde áreas profundas até áreas próximas à superfície. Da mesma forma, as zonas *intertrapes*, apesar de características da base da Formação Serra Geral, foram registradas nos perfis em profundidades variáveis. As zonas *intertrapes* destacam-se em 3 perfis (P2, P5 e P11) aflorando entre 40 e 50 m de profundidade, mostrando um padrão local. Essa diferenciação indica possível desnivelamento por falhas, porém não há dados suficientes para mensurar o rejeito das falhas.

Dos poços analisados, os poços P2, P7 e P13 estão situados em pontos mais elevados, entre 800 e 1200 m de altitude. Já a maior profundidade de perfuração foi de 300 m, corresponde ao P13. Os poços P3, P7 e P10 exibem rochas da Formação Serra Geral até a base da perfuração, a aproximadamente 200 m de profundidade, sugerindo continuidade litológica dos derrames em profundidade.

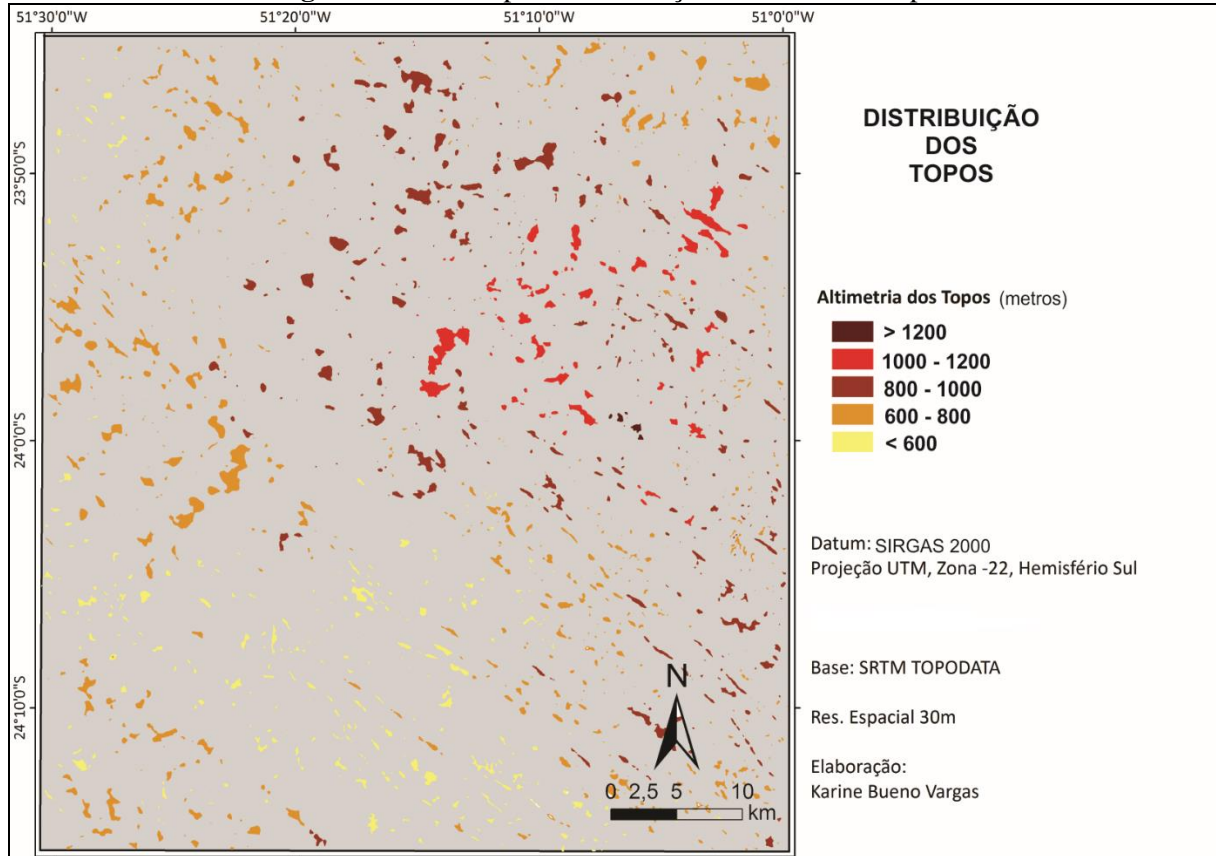
#### 4.1.2 Frequências de nível de topos

A partir da análise da morfologia atual foi possível identificar as áreas mais preservadas da topografia, utilizando a técnica de frequência de níveis de topo, nas quais, os níveis topográficos identificados correspondem a antigos níveis de base, que se encontram atualmente representados por remanescentes dissecados. De acordo com Magalhães Jr e Trindade (2004), os topos inseridos em um mesmo nível podem corresponder a mais de um paleonível erosivo, ou podem representar remanescentes de uma mesma superfície posicionados em altitudes diferentes devido à dissecação erosiva.

Analisando o mapa de distribuição de nível de topos (**Figura 4.1.19**), o qual mapeia as curvas de nível fechadas, correspondendo a áreas de topo, foi possível inferir cinco paleoníveis erosivos a partir de intervalos hipsométricos estabelecidos, os quais são

representados por altitudes que variam de menores de 600 m a maiores de 1200 m, as quais correspondem a níveis topográficos diferenciados, e estes sobressaem-se na paisagem diante do seu condicionamento estrutural, destacando-se alinhamentos NW e NE.

**Figura 4.1.19 - Mapa da distribuição altimétrica de topos**



As menores frequências de topos correspondem às superfícies geomorfológicas de cimeira (SV e SIV), as quais coincidem, efetivamente, com a área abrangida pelo Alto Estrutural do Cadeado, incluindo altitudes superiores a 1000 m, num total de 1,08% do total da área de estudo, equivalendo a 31,66 km<sup>2</sup> (**Tabela 1**), as quais correspondem a topos como do Morro das Antenas e do Mulato, representados pela SV, que está embutida sobre a SGIV, correspondente às escarpas da Serra do Cadeado. No entanto, as áreas adjacentes à Serra do Cadeado mantêm-se em altitudes inferiores a 1000 m, havendo uma variação significativa de altitude, as quais correspondem, preferencialmente, a SGIII e SGII. Ainda é possível observar que os topos mantêm um padrão radial, podendo correlacionar esse condicionamento ao Alto Estrutural Mauá da Serra.

**TABELA 1:** Níveis Topográficos Identificados na área de estudo

<b>Superfície Geomorfológica (SG) correspondente</b>	<b>Altimetria (metros)</b>	<b>Soma das Áreas (km<sup>2</sup>)</b>	<b>% Total da área de topos</b>	<b>% da área total de estudo</b>
Superfície Geomorfológica V (SGV)	> 1200 m	0,98	0,34	0,03
Superfície Geomorfológica IV (SGIV)	1000 – 1200 m	30,68	10,76	1,05
Superfície Geomorfológica III (SGIII)	1000 – 800 m	75,51	26,47	2,58
Superfície Geomorfológica II (SGII)	800 – 600 m	109,94	38,55	3,76
Superfície Geomorfológica I (SGI)	< 600 m	68,09	23,88	2,33
		<b>285,19km<sup>2</sup></b>	<b>100%</b>	<b>9,75%</b>

Organização: Karine Bueno Vargas

A SGIII e SGII correspondem a maior frequência de topos, em altitudes que variam de 1000 a 600 m, num total de 185,45 km<sup>2</sup>, correspondendo, predominantemente, a áreas embasadas pela Formação Serra Geral, ao norte, e a Formação Rio do Rasto no sul, onde a maioria dos topos correspondem aos diques. E a SGI, embasada pela Formação Rio do Rasto, corresponde a uma área de 68,09 km<sup>2</sup> (**Tabela 1**), com altitudes menores de 600 m, abrangendo todo o vale do rio Alonzo, a sudoeste da área de estudo.

Interpretamos que os agrupamentos de topos, de uma mesma cota altimétrica, correspondam a uma mesma superfície e os isolamentos representem relictos de uma superfície mais antiga, quando estes encontram-se em cotas superiores). A aplicação desta técnica serviu como primeira aproximação para a identificação da localização das superfícies geomorfológicas da área de estudo e seus limites, as quais serão discutidas na próxima parte da tese, de forma mais aprofundada.

De acordo com Magalhães e Trindade (2004), diferentes processos morfogenéticos em regiões distintas podem originar superfícies semelhantes em termos morfológicos e altimétricos, mas não, necessariamente, correlatos em termos cronológicos. Esses fatores que dificultam a reconstituição paleotopográfica, principalmente em termos de gênese e posicionamento cronológico, exigindo, portanto, muita cautela.



## 4.2 Mapeamento e Caracterização das Superfícies Geomorfológicas

O conceito de superfície geomorfológica, de acordo com Silva (2009), está relacionado às partes da superfície da terra que possuem caráter erosivo, mas que não são diretamente deposicionais em sua origem, limitando-se em extensão e distribuição espacial. No entanto, os níveis erosivos em um mesmo nível altimétrico podem ocorrer pela influência das estruturas geológicas em que estas superfícies estão inseridas.

Grande parte dos estudos sobre superfícies geomorfológicas no Brasil, vinculam a formação das superfícies apenas aos efeitos paleoclimáticos, descartando o controle estrutural sobre estas, ou seja, relacionam as formas niveladas e contínuas da topografia somente à atuação de processos erosivos. Muitos desses estudos baseiam-se em Bigarella e Ab'Sáber (1961), os quais sugerem longos ciclos erosivos para a formação das superfícies, em que os climas secos resultariam na abertura lateral das vertentes e os climas úmidos seriam responsáveis pela incisão vertical.

De acordo com Ross (2016), os níveis morfológicos ou topográficos, locais e regionais, associam-se a diversas origens e gêneses, mas sempre contemplam a tectônica Cenozoica, a qual promoveu soerguimentos/arqueamentos/basculamentos, tendo os processos erosivos como agentes atuantes na deposição e rebaixamento das superfícies.

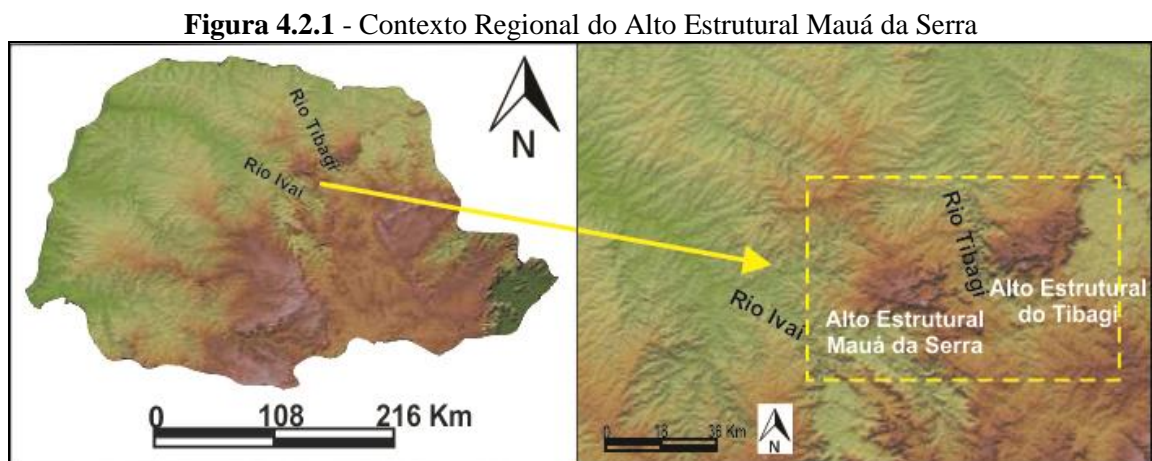
A fim de reconhecer as superfícies geomorfológicas, presentes no relevo do Centro-Norte Paranaense, nesta parte da tese, segue-se como premissa que os aplainamentos vinculados a ação paleoclimática não foram suficientes para nivelar a superfície do Alto Estrutural de Mauá da Serra. Verificou-se que as estruturas podem alterar a morfologia em nível local, no entanto, os aplainamentos ocorrem em escala regional, no qual, em níveis locais, tais superfícies se comportam de acordo com o complexo estrutural em que estão inseridas. Os efeitos estruturais ocorridos durante o Cretáceo, influenciaram as superfícies regionais em níveis locais, formando baixos e altos estruturais, tendo a Superfície Sul-Americana como agente modeladora dessas estruturas já estabelecidas na paisagem.

As superfícies geomorfológicas, mapeadas nesse trabalho, têm sua origem associada ao arqueamento, provocado por intrusão de uma lacólito de grande amplitude, que deu origem ao Alto Estrutural de Mauá da Serra. A idade relativa desse evento pode ser atribuída ao Cretáceo inferior ou médio. Ainda é possível identificar estruturas de lacólitos menores por toda a área, as quais formam domos e padrões de drenagens radiais, já mencionados por Vargas et al. (2015).

Concomitante ao arqueamento, fases cíclicas de erosão não foram suficientes para nivelar a topografia, ao contrário, acabaram por ressaltar as estruturas, mantendo um

importante alto topográfico, representado por um segmento isolado da Serra Geral. O arqueamento foi responsável por gerar níveis topográficos diferenciados, que foram aplainados e posteriormente sofreram dissecação (fase atual), refletindo em um arqueamento em escadaria, onde a área central do alto estrutural seria a parte mais soerguida. A dissecação teria sido responsável por aumentar as diferenças altimétricas entre superfícies, devido às variações locais e regionais da litologia, as quais apresentam diferentes níveis de resistência à erosão.

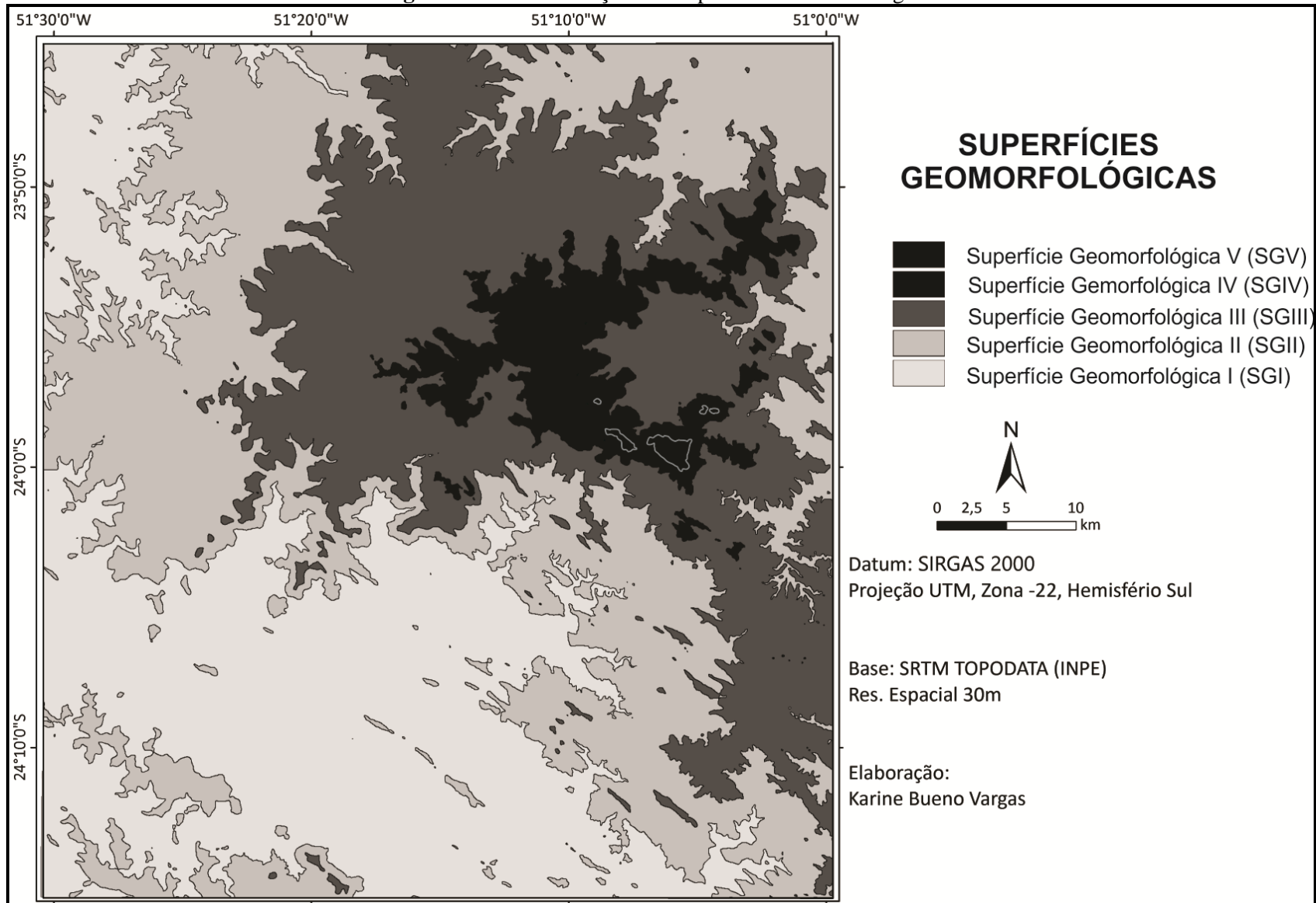
A manutenção desse alto topográfico sobre as diversas fases paleoclimáticas, reconhecidas na literatura e que afetou grande parte do território brasileiro, deu-se pelo aprofundamento dos vales epigênicos, drenados pelo rio Ivaí (ao sul) e Tibagi (ao norte), quando esses se organizaram em direção a norte e noroeste, em antecedência às escarpas, que hoje limitam o Segundo do Terceiro Planalto Paranaense (**Figura 4.2.1**). Esse processo, ocorrido possivelmente no Paleógeno, teria isolado esses altos estruturais, mantendo também suas fisionomias de altos topográficos.



Organização: Karine Bueno Vargas - Base: Miranda et al. (2005)

Diante de tal contexto, compreende-se que a história evolutiva das superfícies geomorfológicas na área do presente estudo tem início no Mesozoico, sugerindo-se sua estruturação durante o Cretáceo, a 142 Ma. A partir do Paleógeno tais superfícies foram remodeladas por atividades paleoclimáticas e policíclica, porém a erosão não dissecou totalmente o relevo, mantendo compartimentos distintos, somente parcialmente retrabalhados. No presente estudo foram diferenciadas cinco superfícies: Superfície Geomorfológica I (SGI); Superfície Geomorfológica II (SGII); Superfície Geomorfológica III (SGIII); Superfície Geomorfológica IV (SGIV); Superfície Geomorfológica V (SGV). A delimitação dessas consiste em agrupamentos altimétricos, morfológicos e estruturais semelhantes, com altimetria variando entre 385 e 1270 m de altitude (**Figura 4.2.2**).

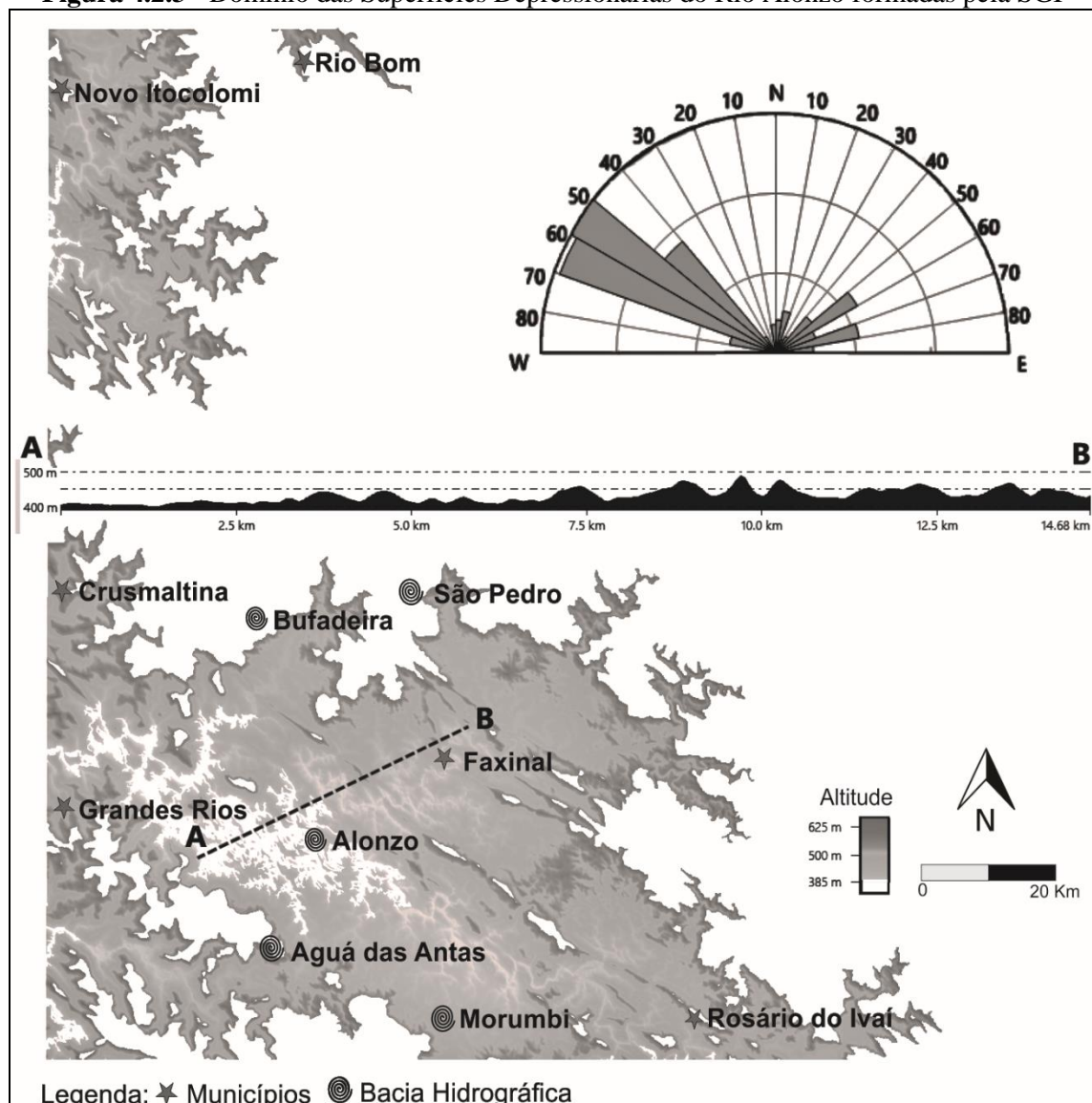
**Figura 4.2.2 - Distribuição das Superfícies Geomorfológicas**



#### 4.2.1. Superfície Geomorfológica I (SGI)

Localiza-se, predominantemente, no quadrante sudoeste da área de estudo, entre os municípios de Cruzmaltina, Grandes Rios, Faxinal e Rosário do Ivaí (**Figura 4.2.3**), no Segundo Planalto Paranaense. Distribuiu-se também para noroeste, nas proximidades dos municípios de Novo Itacolomi e Rio Bom, no Terceiro Planalto Paranaense. As altitudes desta superfície variam de 380 a 600 m (**Figura 4.2.3**) ao longo do vale do rio Alonzo, afluente do rio Ivaí e correspondem às menores altitudes do centro-norte paranaense.

**Figura 4.2.3** - Domínio das Superfícies Depressionárias do Rio Alonzo formadas pela SGI



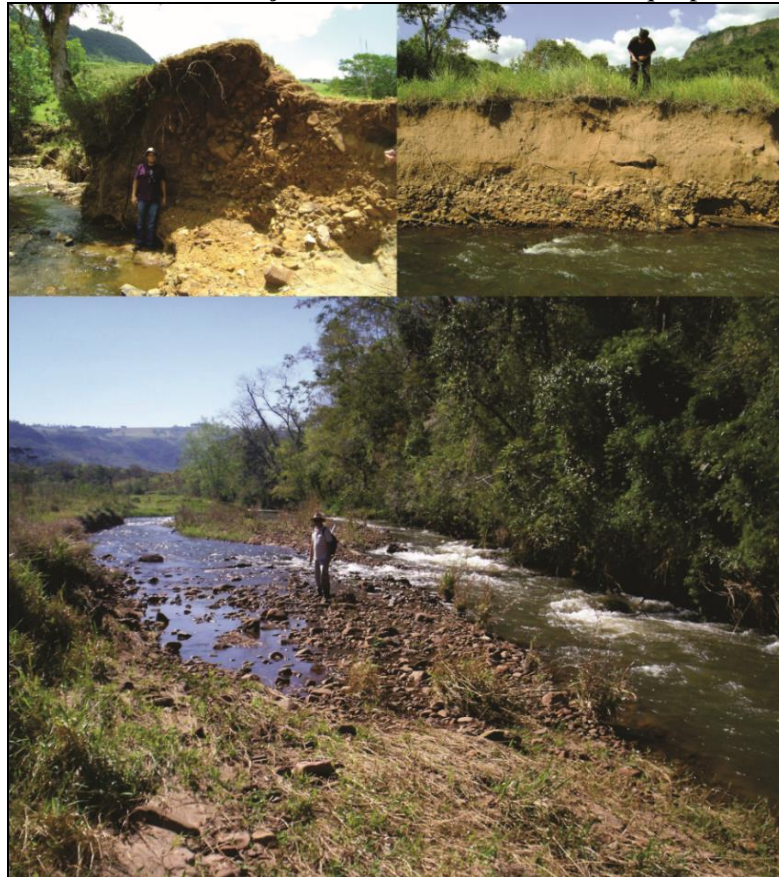
Organização: Karine Bueno Vargas

Na SGI, as rochas aflorantes a sudoeste são, predominantemente, oriundas da Formação Rio do Rasto, como siltitos, argilitos e arenitos, secundariamente os arenitos da Formação Botucatu e Piramboia afloram nas áreas mais elevadas. Além disso, os diques de

diabásio sustentados por litologias vulcânicas também são encontrados neste setor, representados pela Formação Serra Geral e estes se alinham a NW-SE, refletindo na direção dos alinhamentos principais, sendo essas feições positivas, coincidindo com o alinhamento da rede de drenagem (feições negativas). A direção preferencial dos alinhamentos da SGI, de acordo com o gráfico de rosetas (**Figura 4.2.3**), indica direção NW/SE, como já identificado em campo, refletindo no direcionamento geral das intrusões ígneas.

O relevo é plano e a declividade dificilmente ultrapassa 20% em quase toda a sua totalidade. A morfologia é resultante de processos, predominantemente, denudacionais (**Figura 4.2.4**) representados pelo aprofundamento dos vales, colinas e morros com tendência à convexidade. Formas agradacionais também ocorrem, principalmente planícies de inundação associadas a alvéolos.

**Figura 4.2.4** - Planície de inundação do rio Bufadeira, com destaque para as cascalheiras



Fotos: Edison Fortes e colaboradores (2008)

A noroeste da área de estudo, no Terceiro Planalto Paranaense e sob domínio basáltico, o relevo varia de plano a suave-ondulado. O aspecto colinoso é resultado do retrabalhamento da rede de drenagem, com predomínio de vertentes alongadas (**Figura 4.2.5**).

**Figura 4.2.5** - Vertentes alongadas sobre basaltos nas proximidades do município de Rio Bom



Foto: Karine Bueno Vargas (2016)

A área correspondente ao Segundo Planalto Paranaense, sudoeste da área de estudo já mostrado na **Figura 4.2.2**, também se caracteriza-se por vertentes alongadas, planas a convexas (**Figura 4.2.6**), apresentando uma morfologia suavemente ondulada. Em contraste, por vezes, ocorrem vales encaixados sobre falhas em “V”, nos quais as declividades aumentam (até 45% em alguns trechos). As áreas de maior declividade estão associadas à erosão diferencial, pelas diferenças litológicas presentes na área, as quais formam ressaltos entre os diabásios (que sustentam os diques) e rochas sedimentares, nos setores de baixa e média vertente.

**Figura 4.2.6** - Vertentes alongadas da SGI embasadas pela Formação Rio do Rasto em Grandes Rios e em segundo plano topos planos da SGII



Foto: Karine Bueno Vargas (2013)

O rio Bufadeira, um importante canal a nível regional, apresenta grande parte da planície de inundação e do seu baixo curso na SGI. Couto (2011) registrou, a partir de parâmetros morfométricos na bacia do rio Bufadeira, a norte do município de Faxinal (**Figura 4.2.3**), os maiores índices de deformação tectônica regional, reafirmando as evidências regionais já registradas por Fortes et al. (2008); Santos (2010) e Candelari (2015).

De acordo com Santos (2010) e Candelari (2015), a bacia do Bufadeira mostra evidências de controle estrutural, apresentando blocos fraturados e escalonados (**Figura 4.2.7**), a partir de falhas normais de direção preferencial N60W, obedecendo ao controle estrutural regional, dado pelas faixas Mauá da Serra e Rio Pereira.

**Figura 4.2.7** – Escalonamentos de Blocos na Serra do Bufadeira

Fonte: Candelari (2015)

Ainda foram identificadas, na bacia do Bufadeira, cascalheiras ao longo das vertentes e topos de serras, com padrão de fraturamento concordante com as estruturas regionais. Evidenciando a atuação de uma tectônica ressurgente, falhas normais com padrão em dominó (**Figura 4.2.8**), por vezes rotacionados, foram verificadas deformando as coberturas inconsolidadas quaternárias (SANTOS, 2010).

**Figura 4.2.8** - Afloramento da Formação Rio do Rasto com falhas normais (em estilo dominó)

Fonte: Santos (2010)

Na bacia hidrográfica (BH) rio São Pedro, localizado a oeste da BH rio Bufadeira, também ao norte do município de Faxinal (**Figura 4.2.3**), os patamares apresentam-se desnivelados na paisagem, exibindo níveis de ombreiras diferenciadas ao longo das vertentes, como resultado de atividades tectônicas e eventos paleoclimáticos (MANIERI, 2010). Sordi (2014) complementa que as movimentações dos blocos, a partir de falhas normais, refletem-se

na morfologia, formando um escalonamento, diante das elevações dos diferentes níveis de patamares.

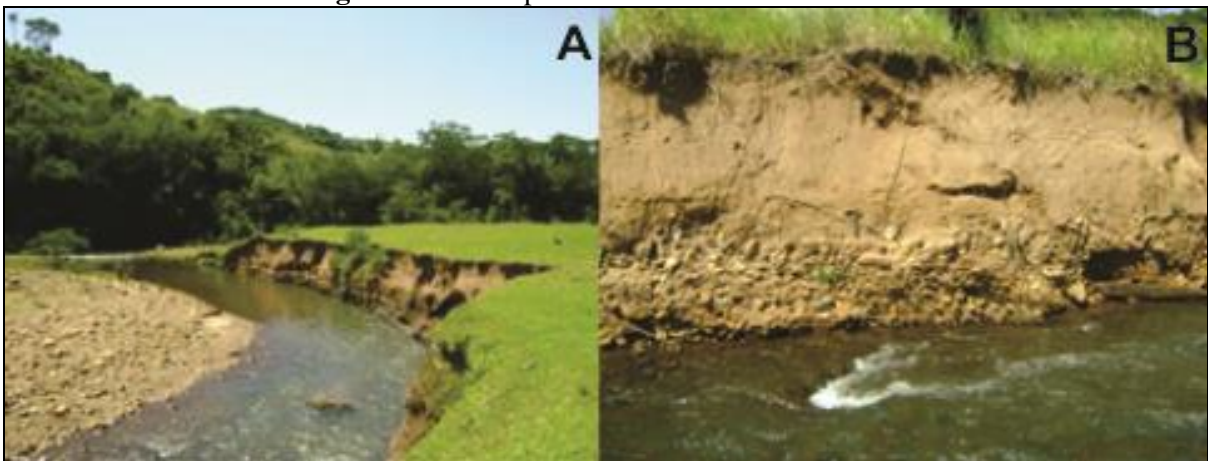
#### 4.2.1.1 Processos Morfodinâmicos e Sedimentação Cenozoica da SGI

Depósitos sedimentares Cenozoicos, de gênese fluvial e de encosta, recobrem as litologias Paleozoicas, representadas pela Formação Rio do Rasto e Teresina, ocupando as baixas e médias vertentes. Os depósitos fluviais preenchem alvéolos, nos quais desenvolvem planícies de inundação, com extensão entre 1 e 3 km de comprimento e 200 a 700 m de largura.

Os sedimentos que preenchem esses alvéolos estão representados na base por fácies de cascalho, com pouca ou sem matriz, com diâmetros médios de 15 cm, bem arredondados e de natureza polimítica, representados por basaltos, arenitos e siltitos (**Figuras 4.2.9**). Esse último compreende a depósitos da Formação Rio do Rasto, que atestam pouca maturidade dos materiais constituintes. Esses depósitos são comuns em todas as planícies alveolares da SGI e apresentam espessuras que variam de 1 a 2 m, estando associados a barras laterais de canais, cuja proximidade com os limites escarpados da SGII, impõe um quadro torrencial de fluxo hídrico, durante chuvas intensas, capazes de retrabalhar as gerações mais antigas de cascalheiras e redepositá-las novamente na forma de novas barras.

As fácies de cascalho são recobertas, em contato abrupto, por material silto-arenosos de coloração cinza-claro, de estrutura maciça. Candelari (2015) encontrou percentagens menores de areia grossa (menos de 2%) e raros fragmentos de rocha, que permitem atribuir a esse depósito, origem colúvio-aluvial (**Figura 4.2.9**).

**Figura 4.2.9** – Depósitos fluviais do rio Bufadeira



Legenda: A) depósito fluvial junto a um alvéolo, formado por barra de cascalho; B) depósitos colúvio-aluviais recobrendo cascalheiras polimíticas sobre barra de cascalho – Fotos: Edison Fortes (2013)



Embora não se tenham datações que permitam estabelecer uma relação cronológica segura com relação a SGI, a pouca maturidade dos clastos relacionada à menor distância da área fonte, nos permite atribuí-la ao Quaternário. Ainda os processos morfodinâmicos relacionados à dinâmica desses depósitos podem ser constatados na paisagem atual.

Os depósitos que ocupam as baixas vertentes, nos limites entre a SGI e a SGII, são mais complexos e de difícil mensuração cronológica, já que não apresentam materiais datáveis. Eles podem corresponder a cones de dejeção e colúvios, e em todos os casos demonstram condições morfodinâmicas de alta energia (**Figura 4.2.10**).

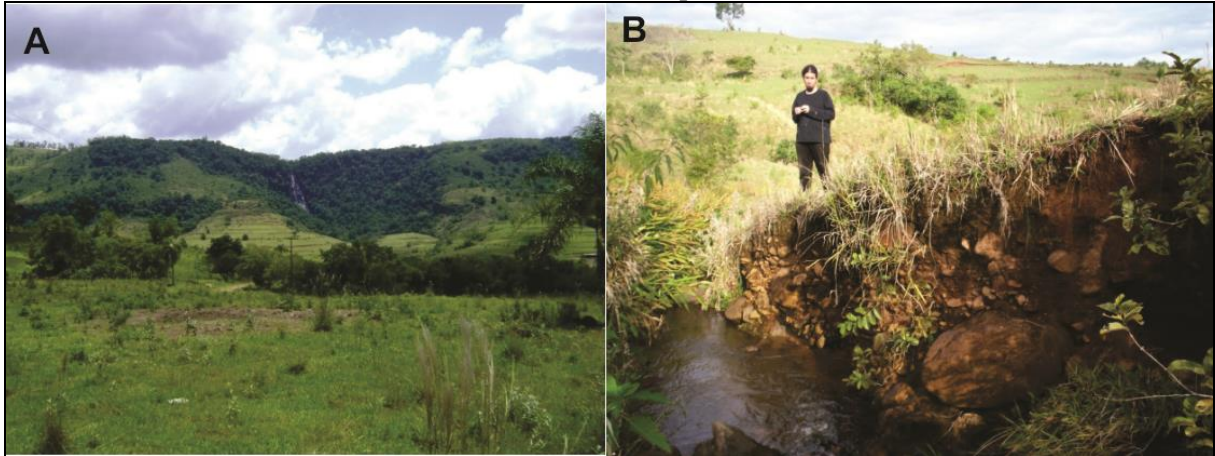
**Figura 4.2.10** - Aspecto geral da planície alveolar do rio Bufadeira



Legenda: Na parte mediana da foto, destaca-se depósitos com morfologia em cone de dejeção  
Foto: Edison Fortes (2010)

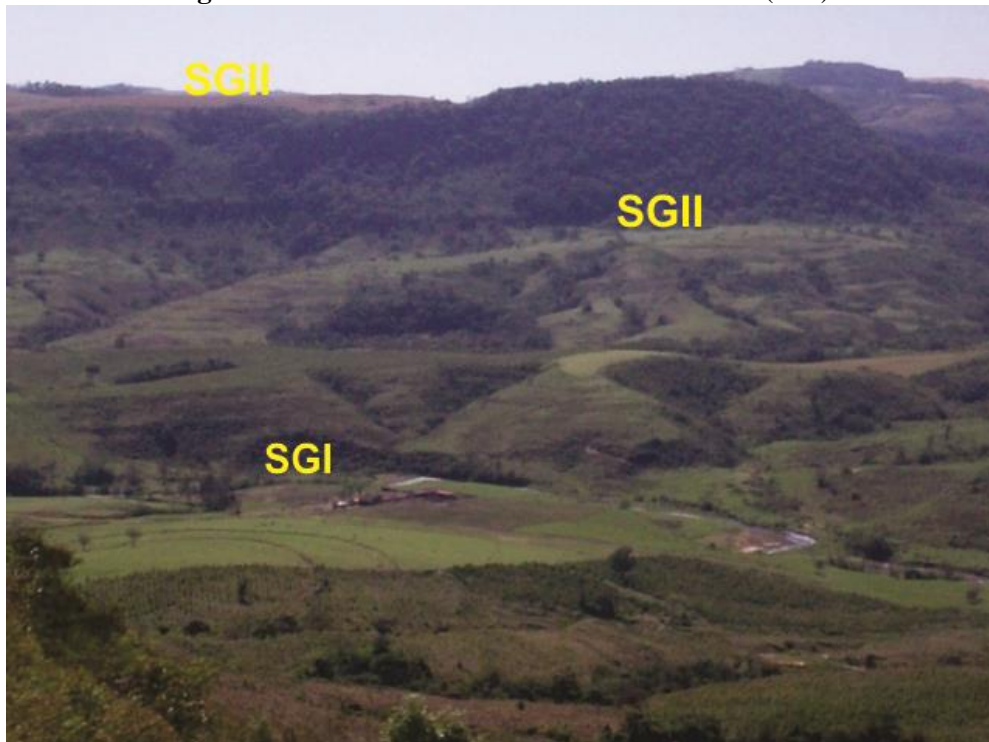
Esses depósitos estão representados por fácies formadas de blocos e cascalhos, com diâmetros que podem variar de 5 cm a 3 m, de natureza polimítica, mas representados apenas por basaltos e arenitos, o primeiro da Formação Serra Geral e o segundo da Formação Botucatu. Esses podem apresentar alto teor de matriz argilosa. Os depósitos podem formar rampas na forma de cones, como no caso da bacia do rio Bufadeira (**Figura 4.2.11 e 4.2.12**), estudado por Santos (2010) ou no município de Grandes Rios, estudado por Vargas (2012).

**Figura 4.2.11 - Serra do Bufadeira e seus depósitos na média e baixa vertente**



**Legenda:** A) Cachoeira véu da noiva, cortando a escarpa estrutural da Serra do Bufadeira; B) depósito de fluxo torrencial associado ao cone de dejeção – Fotos: Edison Fortes (2010)

**Figura 4.2.12 - Planície alveolar do rio Bufadeira (SGI)**

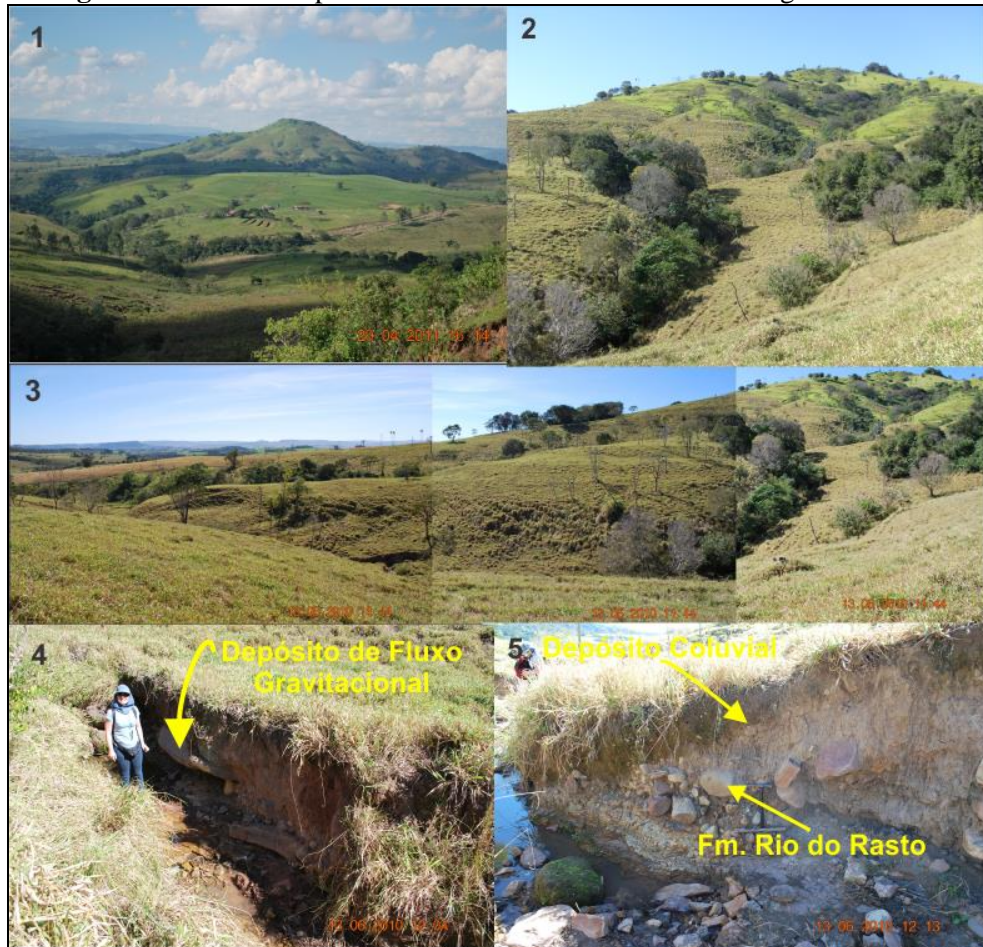


**Legenda** - Ao fundo escarpa arenítica, cujo topo está associado a SGIII. Na média encosta nível de patamar, associada a SGII e abaixo dele a SGI. Observam-se cones de dejeção no limite das SGI e SGII – Foto: Edison Fortes (2013)

Depósitos polimíticos de blocos de cascalho também podem ocupar as cavidades dos canais de primeira ordem, formando fácies de clastos suportados, com diâmetros que variam de 20 cm a mais de 2 m, angulosos a subangulosos, os quais Vargas e Fortes (2014) atribuíram origem vinculada a fluxos torrenciais de alta energia. A presença de fácies arenosas finas, mal selecionadas, sobrepostas em contato transicional aos depósitos rudáceos,

indicam uma variação importante de energias do ambiente, inserido com a formação de colúvios (**Figura 4.2.13**).

**Figura 4.2.13** – Vista parcial do relevo da bacia do ribeirão Água das Antas



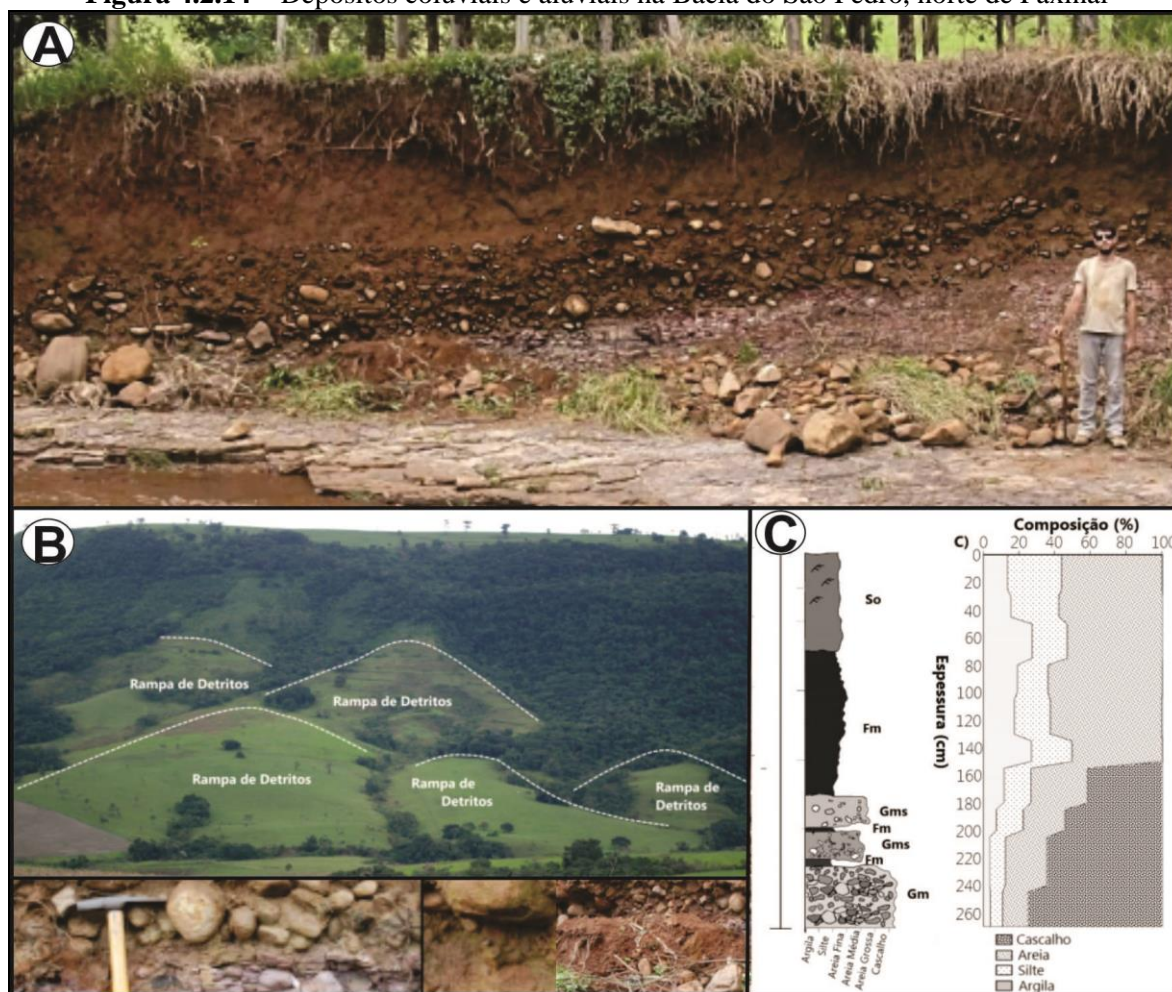
Legenda: 1) relevo residual associado a estruturas dômicas, vinculadas à soleira de diabásio; 2 e 3) cicatrizes formadas por falhamentos estruturais formando canais de primeira ordem com geometria radial; 4 e 5) depósitos de fluxo gravitacionais compostos por blocos e cascalhos polimíticos, recobertos por depósitos coluviais – Fotos: Edison Fortes e Karine Bueno Vargas (2010 e 2011)

Nas proximidades das escarpas podem ocorrer depósitos de cascalhos angulosos, com 3 a 20 cm de diâmetro, polimíticos, mostrando intercalações argilosas com 10 cm de espessura, indicando também variações de energia do ambiente. Contudo, esses depósitos são, morfologicamente, diferentes dos anteriores, pois esses não formam cones, nem ocupam as calhas dos canais. Sua composição e distribuição se assemelha às coberturas pedimentares descritas por Bigarella e Mousinho (1965).

Estudos mais detalhados sobre os depósitos que recobrem as vertentes da SGI, foram descritos por Sordi e Fortes (2014), que analisaram as variações faciológicas apresentadas pelos depósitos, os quais recobrem a vertente de uma elevação residual dômica. Embora os autores não tivessem encontrado depósitos correlativos de fases de aplainamento, a destruição

da superfície geomorfológica mais antiga vem se dando por erosão remontante, a partir de fluxos torrenciais, com grande variação de energia. A evolução acíclica promoveu a modelagem das vertentes, a partir da interação dinâmica entre as litoestruturas, as condições de umidade, a morfologia e a declividade dos compartimentos geomorfológicos (**Figura 4.2.14**).

**Figura 4.2.14** – Depósitos coluviais e aluviais na Bacia do São Pedro, norte de Faxinal



Legenda: A) Cascalheira na margem esquerda do rio São Pedro evidenciando os alúvios; B) rampas de detritos na alta e média vertente, indicando a complexidade de formas e processos geomorfológicos superficiais e subsuperficiais; C) Variações faciológicas representadas em perfil ao longo de uma vertente na bacia do rio São Pedro - Fonte: Sordi (2014)

No baixo curso do rio Bufadeira, o qual corresponde à Superfície Geomorfológica I (SGI), Candelari (2015) associou as planícies alveolares do rio Bufadeira a vales de afundamento, limitados por falhas normais de direção NW-SE, demonstrando haver atividade tectônica Cenozoica, de grande importância na estruturação da rede de drenagem.

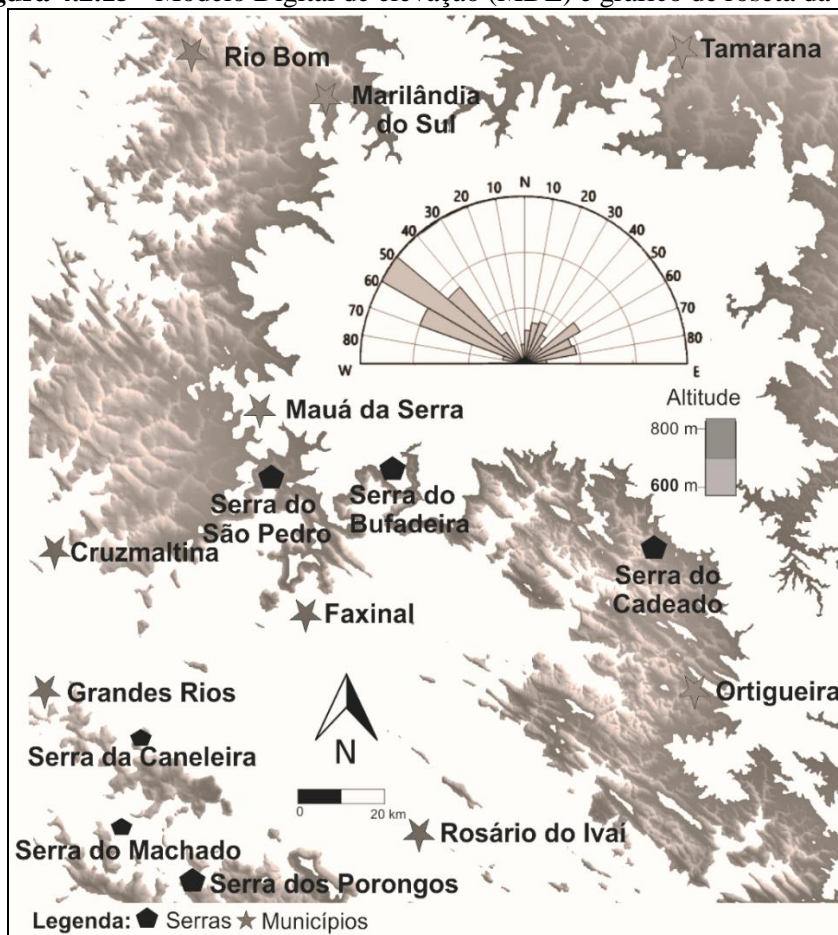
Segundo Candelari (2015), as estruturas tectônicas e as características litológicas tiveram uma grande influência no desenvolvimento de feições geomorfológicas, como alvéolos, que serviram como locais de acúmulo de sedimentos de gênese variada. Segundo o

autor, as falhas normais de alto ângulo, como a de direção N-S, além de influenciar o comportamento da rede de drenagem e a formação de pequenas bacias de afundamento, caracterizadas como zonas alveolares, condicionaram a formação de vertentes escalonas, limitadas por falhas normais de direção NW-SE.

#### 4.2.2 Superfície Geomorfológica II (SGII)

A Superfície Geomorfológica II (SGII) exibe altitudes entre 600 e 800 m. Abrange trechos dos municípios de Mauá da Serra, Nova Itacolomi, Rio Bom e Tamarana, no Terceiro Planalto Paranaense. No quadrante sul, já no Segundo Planalto Paranaense, abrange partes de Ortigueira, Faxinal, Cruzmaltina e Grandes Rios (**Figura 4.2.15**).

**Figura 4.2.15** - Modelo Digital de elevação (MDE) e gráfico de roseta da SGII



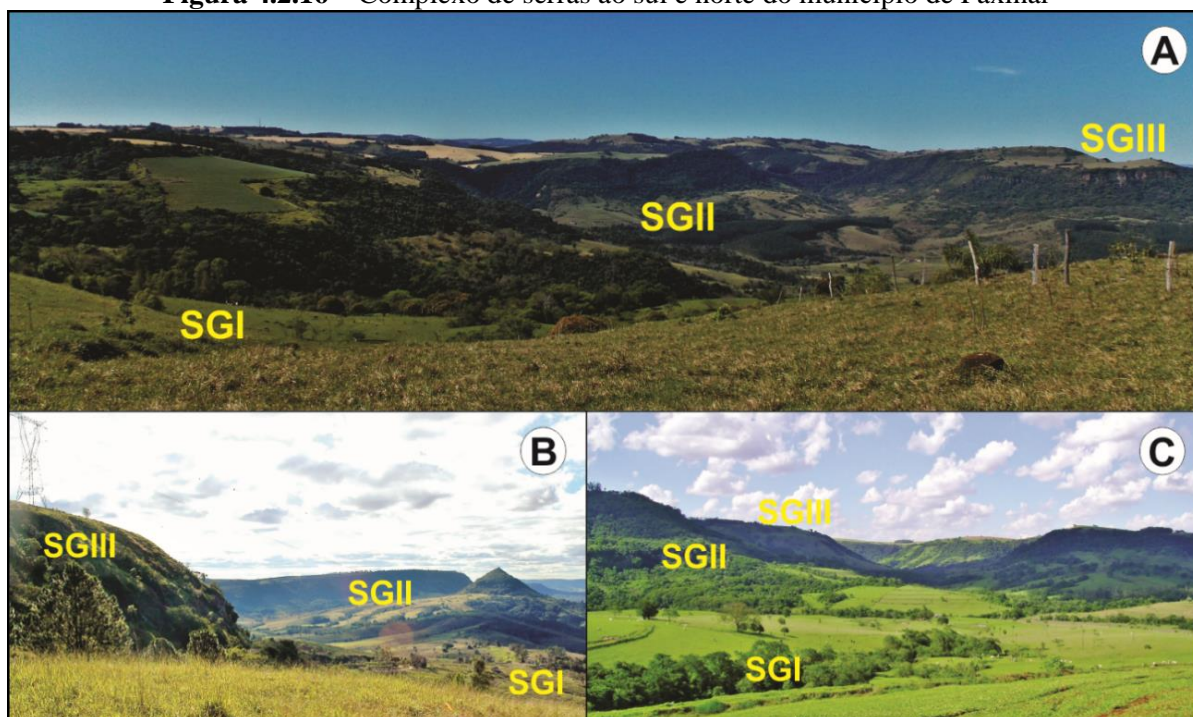
Organização: Karine Bueno Vargas

Na parte norte da SGII, o embasamento é composto por basaltos da Formação Serra Geral, além de rochas mais ácidas, como os riolitos. Arenitos, siltitos e argilitos das formações Teresina e Rio do Rasto ocorrem a sul, tendo as Formações Botucatu e Piramboia prolongando-se por todo o *front* da Serra Geral. Os enxames de diques de diabásio também

exercem forte controle estrutural sobre o relevo e a drenagem neste domínio, preferencialmente alinhados a NW/SE (**Figura 4.2.15**).

A dissecação das rochas basálticas no Terceiro Planalto Paranaense, no setor norte, gerou morfologias que variam de suave a fortemente onduladas, formando morros e colinas com vertentes alongadas e patamares escalonados. As escarpas atuam como limites entre as superfícies SGII e SGIII. Nas serras ao norte, como do Bufadeira (**Figura 4.2.16 - A**) e São Pedro (**Figura 4.2.16 - C**), a SGII representa um patamar de meia encosta. Nas serras mais ao sul, como dos Porongos (**Figura 4.2.16 - B**), Caneleira e Machado a SGII corresponde aos patamares inferiores e médios, enquanto os compartimentos mais elevados (topos) estão relacionados a SGIII. As escarpas encontram-se mais erodidas ao sul que ao norte e em cotas topográficas mais baixas, porém ainda mantém seu aspecto estrutural.

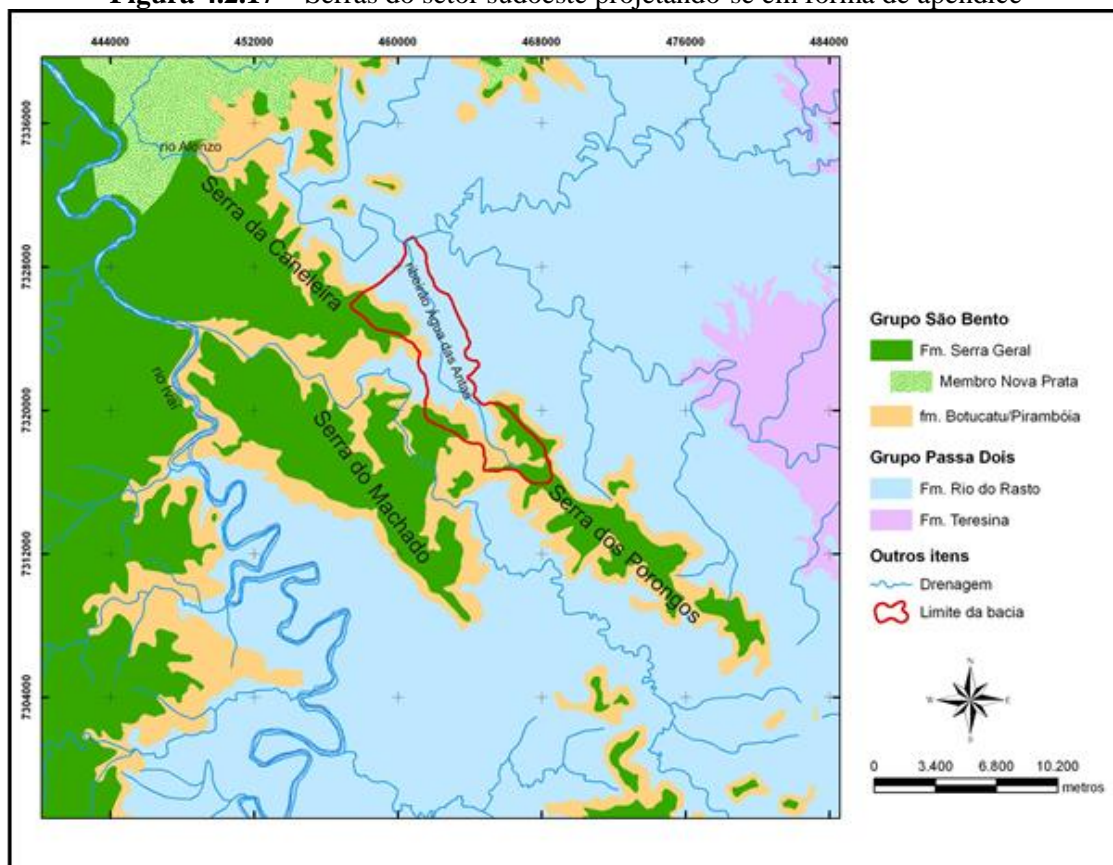
**Figura 4.2.16** – Complexo de serras ao sul e norte do município de Faxinal



Legenda: A) Serra do Bufadeira B) Serra dos Porongos C) Serra do São Pedro - Fotos: Karine Bueno Vargas (2014/2016)

A Serra dos Porongos, da Caneleira e do Machado (**Figura 4.2.17**), já estudada por Vargas (2012), formam uma estrutura em forma de apêndice, que possui extensão de aproximadamente 30 km. Tal estrutura, associada a um *horst*, projeta-se para sudeste e é limitada por falhas de direção NW-SE, coincidentes com as direções das principais estruturas e falhamentos da região, como o da falha do rio Alonzo e do Arco de Ponta Grossa.

**Figura 4.2.17** – Serras do setor sudoeste projetando-se em forma de apêndice



Fonte: Vargas (2012)

Segundo Vargas (2012), as serras citadas acima, são escarpas adaptadas de falha e apresentam desníveis de mais de 250 m. Seus *fronts* foram parcialmente erodidos a partir da erosão remontante, promovida pelas cabeceiras de drenagem do ribeirão Água das Antas. Ao longo das cornijas, as falhas subverticais apresentam *trend* principal de N45°W e mergulho subvertical, coincidente com a direção geral da estrutura em *horst* supracitada. A autora ainda relata que se observam na escarpa estrias, *steps* e *slickensides*, os quais indicam movimentos normais com componentes transcorrentes sinistrais.

#### 4.2.2.1 Processos Morfodinâmicos e Sedimentação Cenozoica da SGII

A nordeste da área de estudo, como já mencionado, o relevo caracteriza-se como mais monótono, variando de suave ondulado a colinoso, e a sequência de derrames de rochas vulcânicas apresenta intercalações, com arenitos intertrapeanos em alguns trechos, formando solos profundos e bem desenvolvidos. Na estrada Tamarana, sentido Londrina é possível verificar perfis de Latossolo que chegam a atingir aproximadamente 10 m de profundidade (Figura 4.2.18).

**Figura 4.2.18** - Solos bem desenvolvidos ao longo da BR445 entre Mauá da Serra e Tamarana

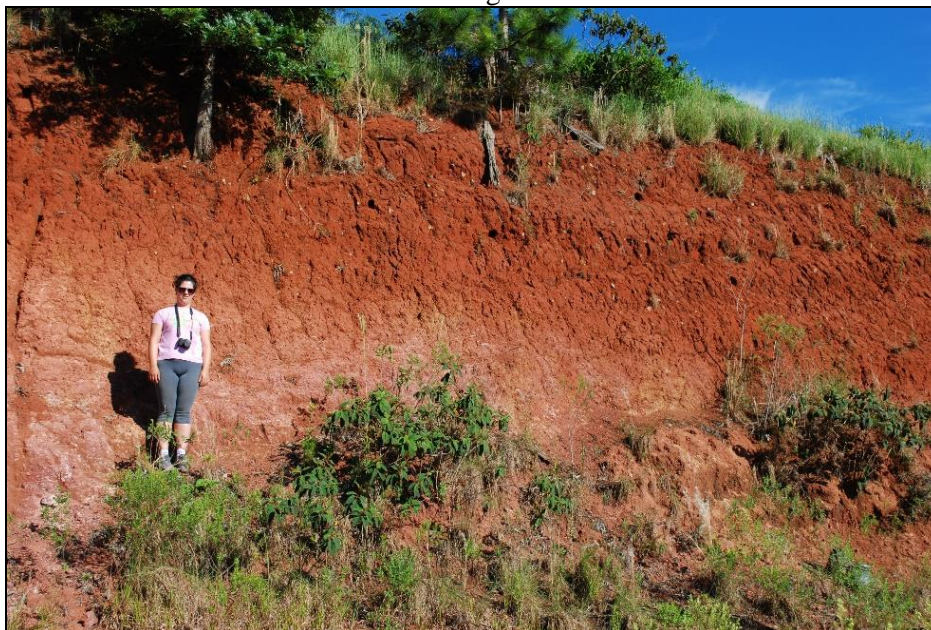


Foto: Edison Fortes (2014)

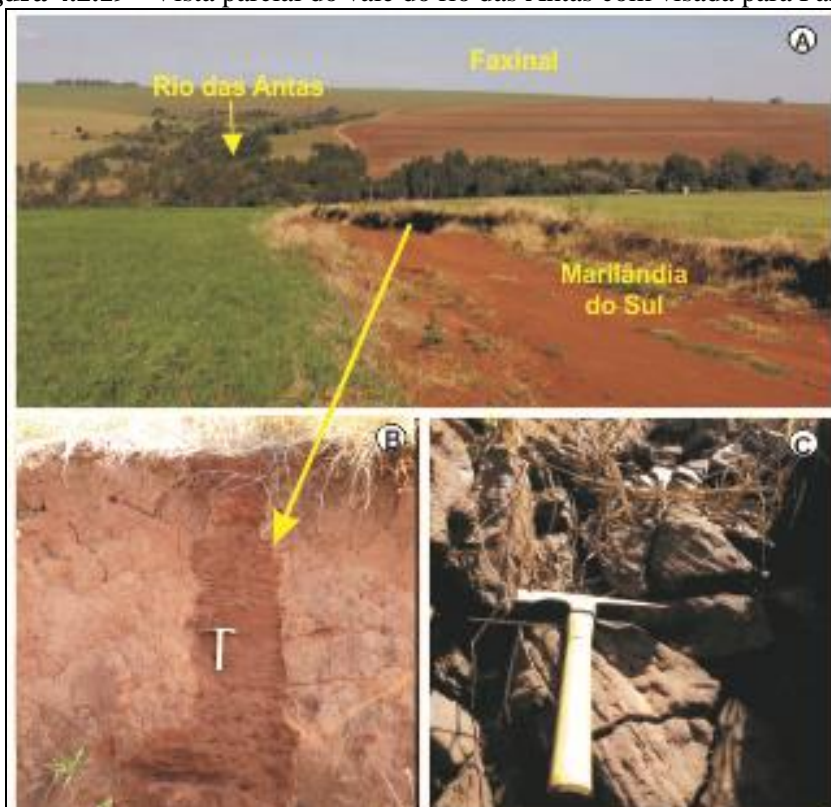
A noroeste da área de estudo, na área limítrofe entre os municípios de Marilândia do Sul e Faxinal (**Figura 4.2.15**), os quais são limitados pelo rio das Antas, foram identificados espessos perfis de Latossolos na estrada vicinal, que liga estes municípios. Observou-se nesses perfis de solo a presença de concreções ferruginosas na baixa e média vertente, as quais formam lajes ferruginosas, possivelmente ligadas ao lençol freático (**Figura 4.2.19**).

Em perfil analisado, na margem direita da estrada vicinal (**Figura 4.2.19 – A**), a menos de 800 m acima do rio das Antas, foi identificado 20 cm de material argiloso, com cor marrom escura com fragmentos de rocha basáltica e estratificação planar, seguidos de 30 cm de fragmentos de rochas subarredondadas, com predomínio de matriz argilosa, apresentando contato brusco ao topo, com nível de 10 cm de espessura de concreções ferruginosas com aspecto planar e cor preta (mica hematífera).

As estratificações plano paralelas no perfil, formam níveis que se rompem facilmente, indicando uma formação associada ao ambiente aquoso. Este nível encontra-se em contato sob nível de cascalhos de concreções ferruginosas subangulares e subangulosas e fragmentos de basalto alterado, com concreções que variam de 3 cm a 25 cm. Este nível de concreções apresenta cerca de 30 cm de espessura (**Figura 4.2.19 – C**), e não há estratificações, nem imbricações aparentes. O restante do perfil é formado por cobertura latossólica, com aproximadamente 3 m de b-latossólico e b-textural (**Figura 4.2.19 – B**), correspondendo a material argiloso, de cor marrom-avermelhada com raros fragmentos de rochas (basaltos).



**Figura 4.2.19** - Vista parcial do vale do rio das Antas com visada para Faxinal



Legenda: A) vertente convexa, sentido vale do rio das Antas com afloramento de concreções ferruginosas, identificadas na baixa e média vertente; B) horizonte b-latosólico sotoposto sobre o b-textural; C) concreções ferruginosas de ampla extensão – Fotos: Karine Vargas (junho de 2016)

De acordo com Justus (1985), a presença de couraças ferruginosas são comuns nos interflúvios das bacias do Ivaí e Piquiri e estas formam relevos residuais de pequenas elevações, inferiores a 20 m de altura, que são mantidos por essas concreções. Segundo o autor, a presença das couraças ferruginosas é resultante de flutuações climáticas e atuação dos processos de erosão rápida, sendo característicos de ambientes de alta energia.

A despeito das áreas interioranas da SGII, essas apresentam extensas coberturas latossólicas, indicando o predomínio de longas fases de alteração supérgena das rochas basálticas, tendo os *fronts* escarpados voltados para os quadrantes sudoeste e sudeste, no limite do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense, predominando depósitos sedimentares, formados de blocos e cascalhos polimíticos associados a pedimentos detríticos (**Figuras 4.2.20 e 4.2.21**). Esses pedimentos registram possíveis mudanças climáticas de idade incerta e de difícil correlação às superfícies de aplainamento, conhecidas na literatura geomorfológica brasileira, considerando que as superfícies dessa área apresentam controle estrutural.

**Figura 4.2.20** – Desordenamento de pedimentos detríticos de blocos de arenito Botucatu

Foto: Edison Fortes (2011)

Nos patamares de meia encosta das serras, que marcam o nível da SGII, ocorrem coberturas detríticas com cerca de 1,8 m de espessura, compostas por blocos de arenito silicificado da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral, esses de caráter anguloso e subanguloso. Os clastos apresentam-se transportados por fluxo gravitacional, e não possuem estratificação e nem imbricação, indicando transporte rápido de alta energia (**Figura 4.2.21**). Esses depósitos são comuns ao longo dos patamares das serras, nos *fronts* das escarpas, podendo estar associados a pedimentos detríticos, vinculados ao recuo da escarpa da SGIII.

A presença de arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto na composição das coberturas detríticas, demonstra imaturidade nos depósitos, decorrente da composição friável desta rocha. Os siltitos, apresentam deslocamento curto e rápido e exibem inumação dos depósitos de forma acelerada.

**Figura 4.2.21** – Depósito de blocos polimíticos angulosos recobrimdo patamar de meia encosta, associado à Superfície Geomorfológica II



Legenda: 1 e 2) Zona de pedimentação detrítica; 3) detalhe para depósitos onde se pode observar uma cobertura coluvial arenosa fina. 4) bloco de arenito silicificado da Formação Botucatu – Fotos: Karine Bueno Vargas (2010 e 2011)

Extensas intrusões ígneas, na forma de diques de diabásio, marcam a paisagem da SGII, formando serras estreitas e longas. Da mesma forma condicionam a formação de drenagens encaixadas entre essas estruturas, num desnível que pode chegar a mais de 200 m, entre o topo dos diques e o fundo dos vales (**Figura 4.2.22**). O aprofundamento das drenagens, encaixadas em fraturas de direção NW/SE, faz aflorar litologias Paleozoicas das formações Rio do Rasto e Teresina, formando leitos rochosos.

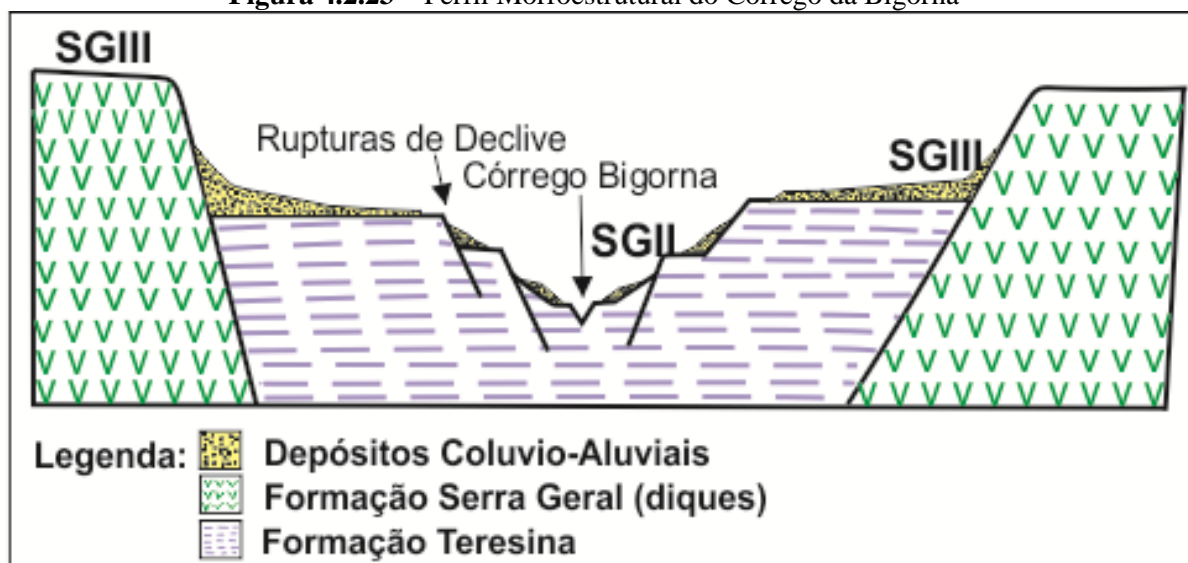
**Figura 4.2.22** - Vista Panorâmica do vale do córrego Bigorna (Ortigueira-PR) indicando a SII e SIII



Foto: Karine Bueno Vargas (junho de 2016)

Entre o fundo do vale e as paredes dos diques podem se formar depósitos coluviais, silto argilosos, mal selecionados, com fragmentos de arenitos e basalto, com espessuras que podem variar de 80 cm a 1,0 m de espessura. A morfologia escalonada desses depósitos pode ser constatada por sequências de rupturas de declive, onde afloram os arenitos paleozoicos, em fraturas de direção N30°W subverticais e outras perpendiculares, de direção N75°E, as quais atravessam o fundo do vale e formam pequenas quedas de água com 1,5 m de desnível (**Figura 4.2.23**). A diferenciação altimétrica dos depósitos, sugere-se processos de reativações tectônicas no Quaternário.

**Figura 4.2.23** – Perfil Morfoestrutural do Córrego da Bigorna



Legenda: Observa-se vale encaixado entre dois diques de diabásio que formam a SGIII, em que a zona interdique forma um vale embasado por rochas paleozoicas da Formação Teresina, cuja sequência de falhas normais, subverticais, permite a formação de depósitos colúvio-aluviais escalonados – Organização: Karine Bueno Vargas

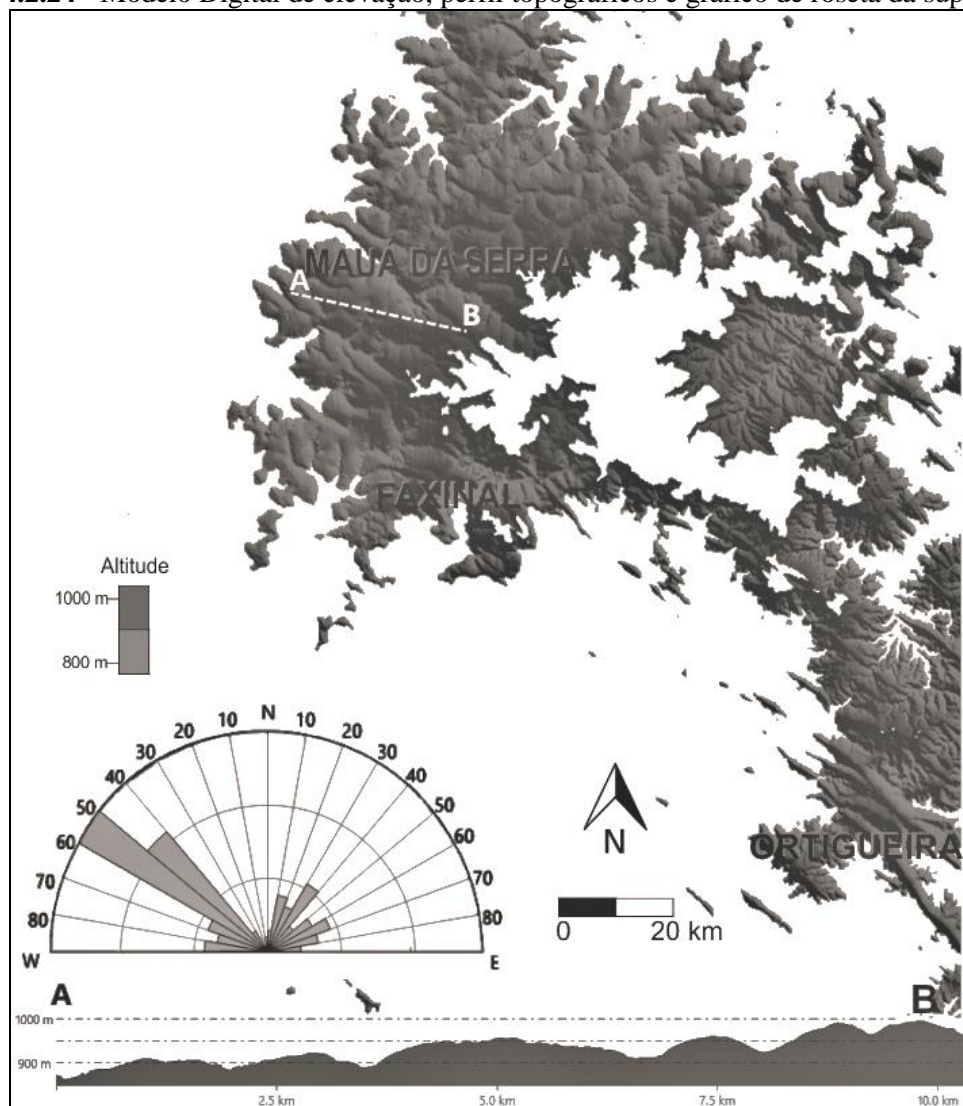
O escalonamento dos depósitos é condicionado por falhas em dominó, observadas na Formação Rio do Rasto, na bacia do Rio Bufadeira. A sequência de depósitos de encosta e fragmentos de rochas areníticas, demonstram a baixa maturidade dessas coberturas, com movimentos de massas que podem estar associados à tectônica Cenozoica.

As diferenças na composição e estrutura dos depósitos cenozoicos, que compõem a SGII, refletem a energia do relevo, na qual estão situadas, impondo um quadro morfodinâmico diferenciado. Nas proximidades às zonas limítrofes dessa superfície, as rupturas de declive acabam por preservar os depósitos, possivelmente mais antigos, na forma de uma cobertura detrítica de 1,0 a 2,0 m de espessura. Enquanto que nas áreas mais interiores os processos de alteração supérgena intensa, associados à monotonia do relevo permitem a formação de Latossolos e colúvios pedogenizados.

#### 4.2.3. Superfície Geomorfológica III (SGIII)

Corresponde aos terrenos com altitudes de 800 a 1000 m, apresentando limites escarpados ao sul, como a Serra do São Pedro e Bufadeira, no município de Faxinal e Ortigueira, e ao norte, a Serra do Bico Aparado e do Cadeado, em Mauá da Serra (**Figura 4.2.24**). Essas serras marcam o limite da SGII com a SGIII.

**Figura 4.2.24** - Modelo Digital de elevação, perfil topográfico e gráfico de roseta da superfície III

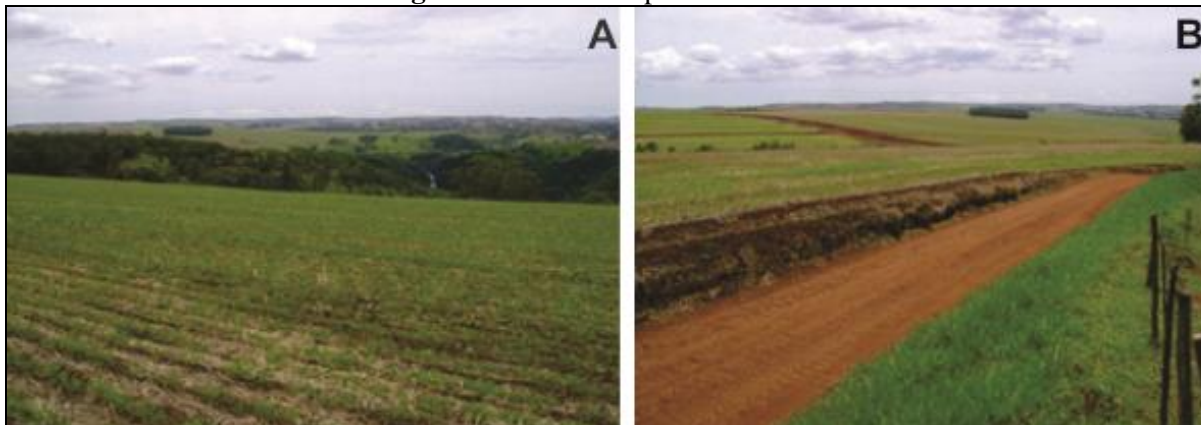


Organização: Karine Bueno Vargas

A maior parte da SGIII é embasada por rochas ácidas, da Formação Serra Geral, como os riolitos e, secundariamente basaltos, de origem básicos. Ocorre um grande número de intrusões ígneas, na forma de diques de diabásio, porém esses não apresentam destaque no relevo devido à semelhança geoquímica com os derrames, não impondo dessa forma uma erosão diferencial pronunciada.

Os relevos predominantes na SGIII são as colinas com vertentes e topos convexos, com declividades predominantes de 3 a 20%, podendo chegar a mais de 75% junto aos fronts escarpados ao sul, noroeste e nordeste (**Figura 4.2.25**).

**Figura 4.2.25** - Vista parcial da SGIII



Legenda: A) Cachoeira do rio São Pedro ao fundo, formando um escarpamento em rocha basáltica. B) Morfologia colinosa de topos e vertentes convexas em rocha basáltica – Fotos: Edison Fortes (2013)

Na maior parte da SGIII, os processos de alteração supérgena são predominantes, resultando em pacotes espessos de solos autóctones, representados por Latossolos argilosos e avermelhados, ocupando o topo das colinas convexas. A espessura desses pacotes, junto aos afloramentos podem atingir mais de 5 m (**Figura 4.2.26**).

**Figura 4.2.26** - Cobertura pedológica no alto curso do rio São Pedro recobrendo a SGIII

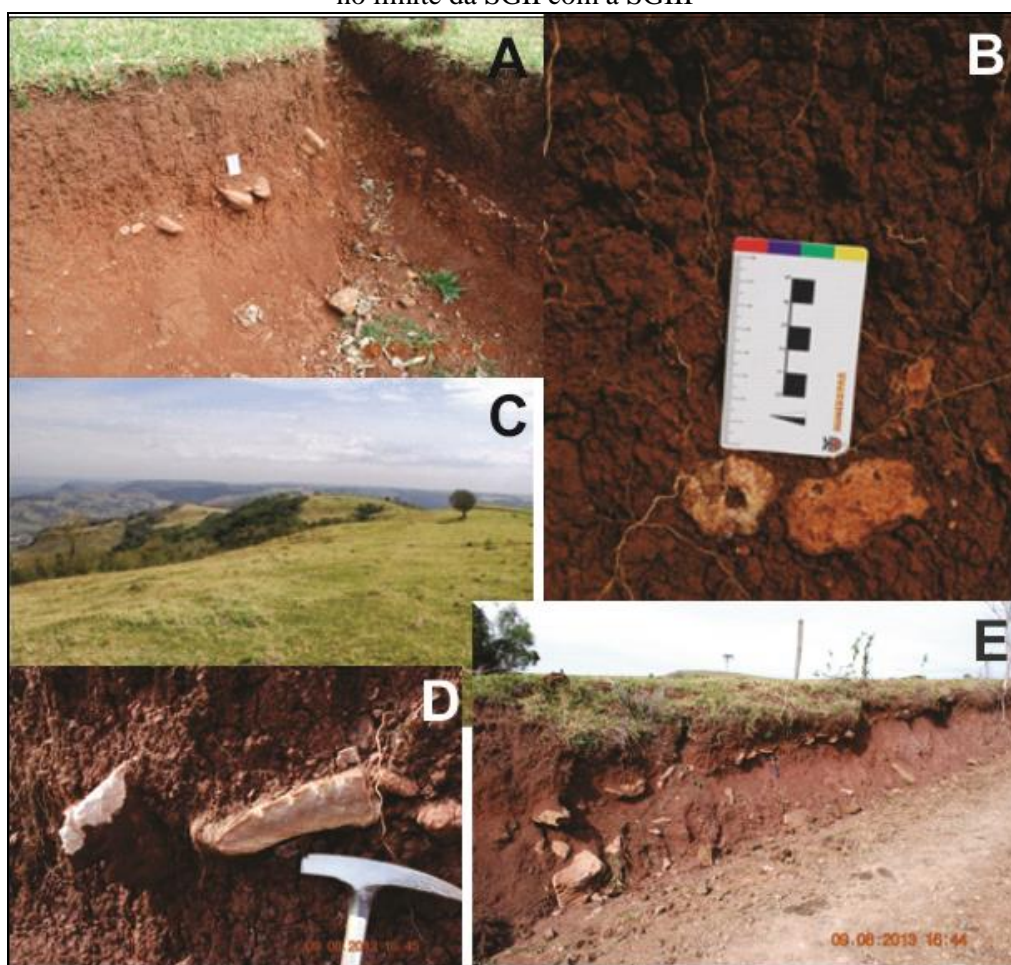


Foto: Edison Fortes (2010)

Nas proximidades das escarpas, nos limites meridionais e setentrionais, os processos pedogenéticos predominantes cedem lugar a processos morfogenéticos. Esses processos são constatados por depósitos sedimentares de fluxos gravitacionais, principalmente nas encostas mais íngremes, próximo às escarpas.

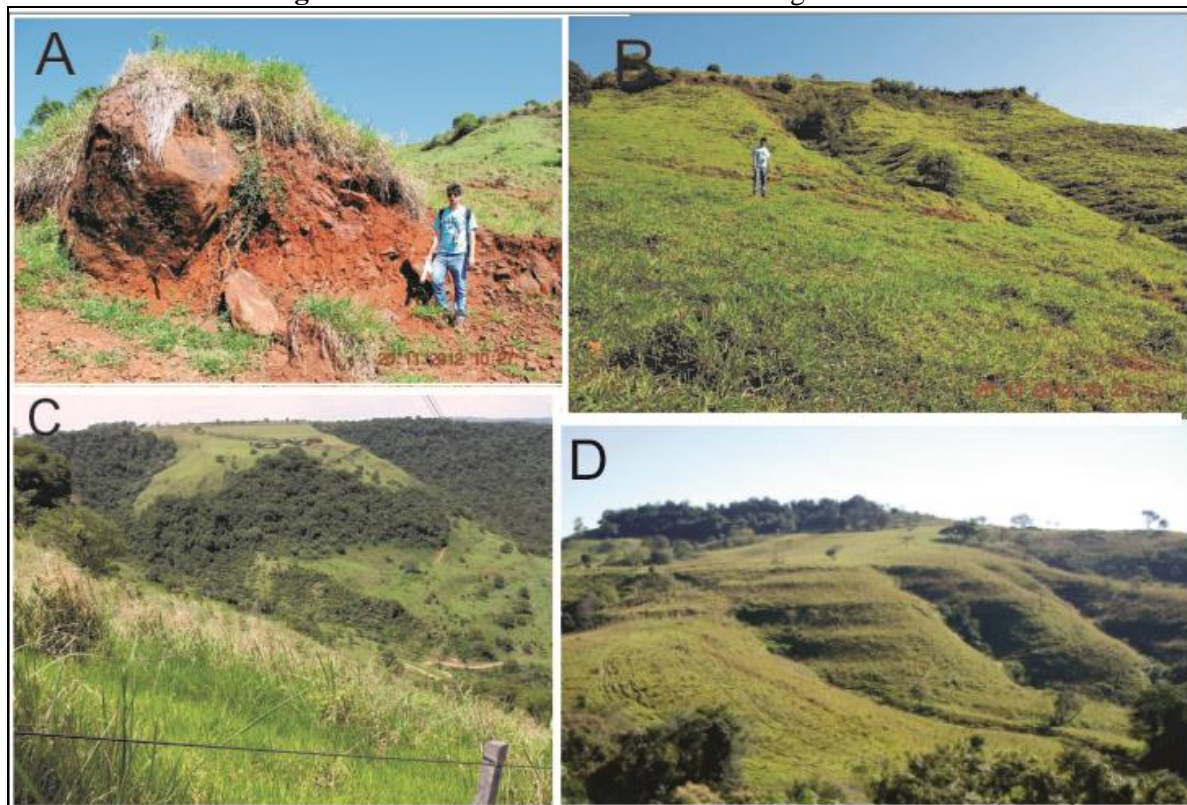
Os depósitos podem ser ainda representados por linhas de cascalhos oligomíticos, formados exclusivamente por basaltos e arenitos (**Figura 4.2.27**), além de pacotes sedimentares, com espessuras de 80 cm a 1,5 m, constituídos de blocos subarredondados a subangulosos, de basaltos, com grande quantidade de matriz argilosa.

**Figura 4.2.27** – Sequências de fotos de depósitos e vertentes escalonadas no limite da SGII com a SGIII



Legenda: Nas Fotos A e B, detalhe de linha de pedra de basaltos e calcedônias subarredondadas, junto a depósitos coluviais no topo da Serra da Bufadeira. Na foto C, detalhe de escalonamento da SGIII no limite da escapa divisória com a SGII. Nas fotos D e E, detalhe de linha de cascalho formada por blocos de arenito silicificado da Formação Botucatu – Fotos: Edison Fortes (2013, 2014, 2015)

Sobrepostos ao nível dos depósitos rudáceos, podem ocorrer pacotes de cerca 50 a 80 cm de colúvios argilosos, com fragmentos de rochas milimétricas de basaltos. Esses depósitos podem ocorrer junto a zonas de falhas com blocos abatidos em relação à escarpa, como no caso do córrego Morumbi (**Figura 4.2.28**).

**Figura 4.2.28** - Alto curso da bacia do córrego Morumbi

Legenda: A) depósito de fluxos gravitacionais com blocos de basaltos situados na média vertente; B) morfologia de rampas associadas aos fluxos gravitacionais na base de bloco abatido; C) bloco de escarpa abatido; D) Rupturas de declive – Fotos: Edison Fortes (2012)

#### 4.2.3.1 Processos Morfodinâmicos e Sedimentação Cenozoica SGIII

Em direção ao sul, a SGIII encontra-se desnivelada, formando uma série de patamares com abatimentos que se projetam para sul, indicando um provável desnivelamento por falhas normais, condizentes com as observadas nas demais superfícies geomorfológicas. Esses escarpamentos estão representados pelas serras da Bufadeira, Morumbi, São Pedro e pelas partes mais elevadas da Serra dos Porongos, todas formando *fronts* voltados para sul. Ao norte da SGIII, seus limites ocorrem através da Serra do Bico Aparado e prolongamentos da Serra do Cadeado.

No quadrante sul, os escarpamentos estão sustentados pela Formação Botucatu, formando uma extensa zona de cornijas. Nessa área, as rochas ígneas da Formação Serra Geral, estratigraficamente superiores, encontram-se recuadas formando um recorte topográfico em bissel. Os arenitos da Formação Piramboia, sotopostos ao Botucatu, encontram-se recobertos por extensos depósitos de fluxos gravitacionais, formando rampas com extensão limitada na baixa encosta, próximo ao limite com a SGII.

Da mesma forma, pode-se identificar a Superfície Geomorfológica III no topo dos diques de diabásio, mais elevados. Nessas condições podem formar-se vales estreitos e

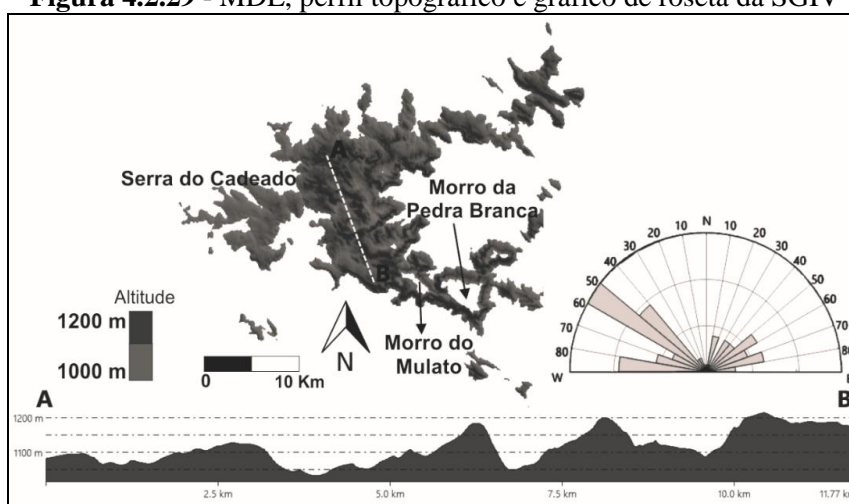


encaixados entre diques, com direção predominante N30W. No fundo dos vales afloram arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto.

#### 4.2.4. Superfície Geomorfológica IV (SGIV)

Essa superfície corresponde às áreas compreendidas entre as altitudes de 1000 a 1200 m (**Figura 4.2.29**), e está localizada entre os municípios de Mauá da Serra e Ortigueira. A morfologia predominante é de rampas detríticas muito dissecadas, formando vales encaixados em vertentes com declividades entre 20% e 75%, contrastando fortemente com a SGIII.

**Figura 4.2.29** - MDE, perfil topográfico e gráfico de roseta da SGIV



Organização: Karine Bueno Vargas

A SGIV encontra-se mais preservada na parte oeste da Borda de Estrutura Erodida do Cadeado. A leste, a rede de drenagem atua ativamente na denudação da área (**Figura 4.2.30**) e o limite da SGIII recua para o interior da estrutura radial. Apesar de não existir escarpas entre a SGIII e a SGIV é possível reconhecer um escalonamento pelas relações estratigráficas e morfológicas das escarpas.

**Figura 4.2.30** - Vista do topo do Morro da Pedra Branca, sentido parte interna da Borda de Estrutura Erodida do Cadeado

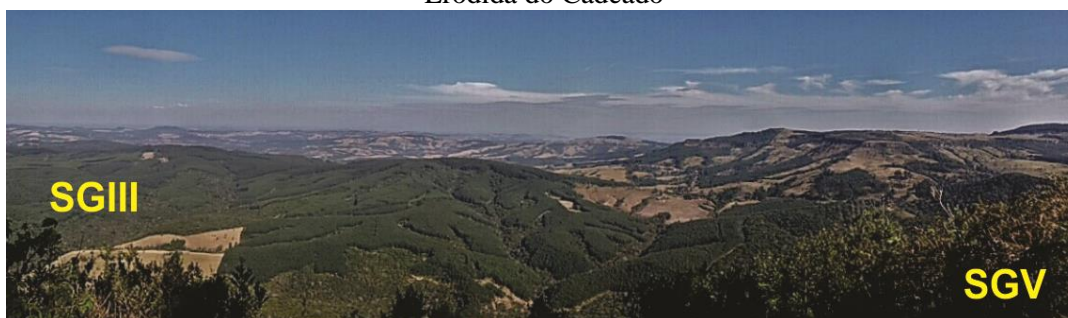
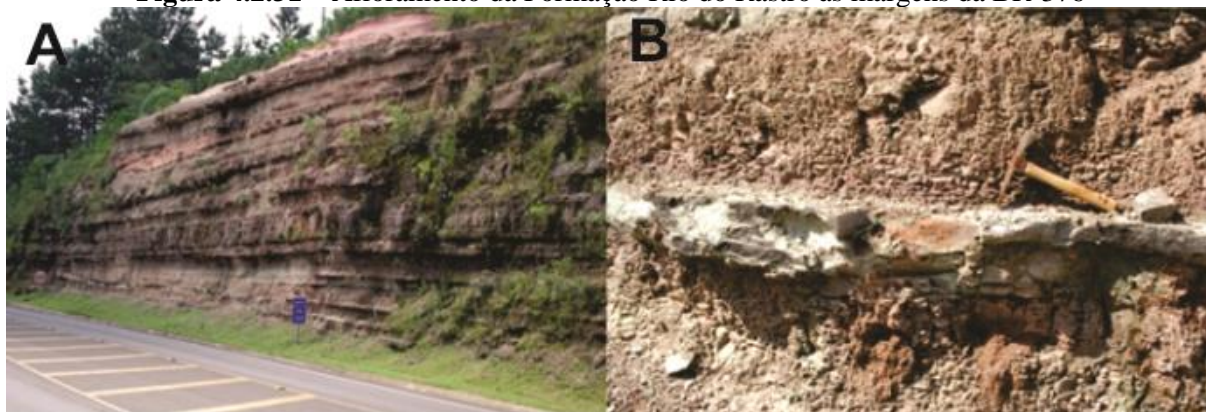


Foto: Karine Bueno Vargas (2016)

As litologias predominantes são os arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto (Figura 4.2.31), em grande parte recobertas por coberturas detríticas Cenozoicas, com 1 a 2 m de espessura. Na parte norte da SGIV, ocorrem basaltos da Formação Serra Geral, indicando uma zona de falha importante, com grande rejeito, contudo, sem ter sido identificada no campo, o que demonstra também o nível elevado de dissecação da superfície.

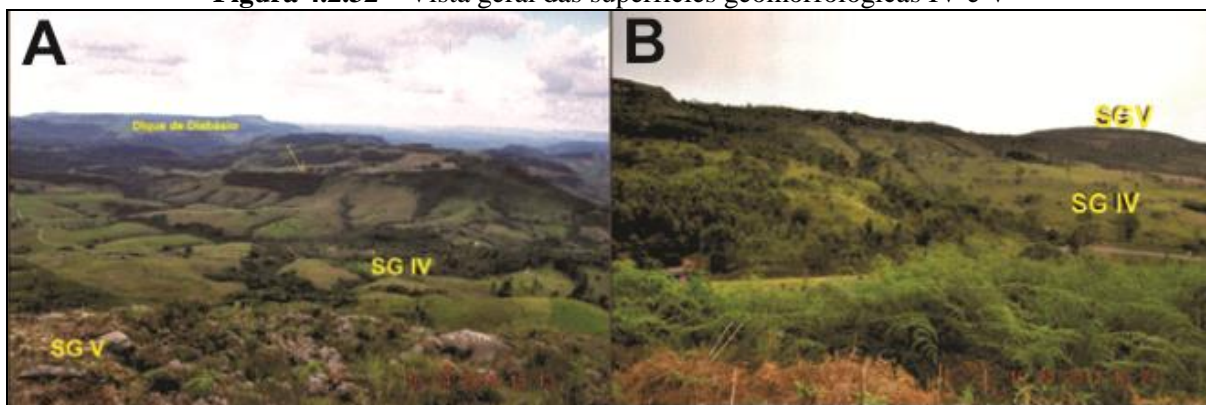
**Figura 4.2.31** – Afloramento da Formação Rio do Rasto às margens da BR-376



Legenda: A) Base do morro da Pedra Branca, formada por siltitos e argilitos avermelhados; B) Intercalações de arenitos finos de coloração cinza, correspondentes em sua maior parte pela SGIV – Fotos: Edison Fortes (2015)

O padrão radial das drenagens reflete alta densidade de falhamentos radiais. O predomínio dos lineamentos N40-60W é condicionado pela presença de intrusões ígneas que formam serras estreitas e alongadas, destacadas em meio às litologias mais friáveis da Formação Rio do Rasto (Figura 4.2.32).

**Figura 4.2.32** – Vista geral das superfícies geomorfológicas IV e V



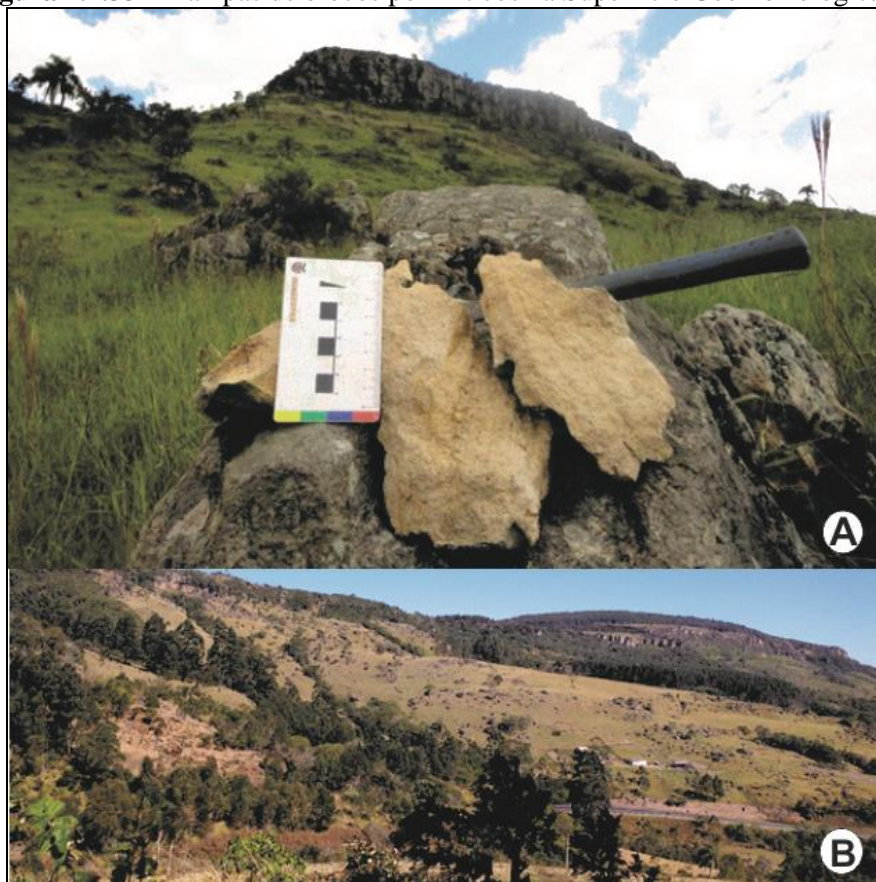
Legenda: A) vista do topo do Morro da Pedra Branca (SGV); B) Elevações alongadas de direção NW-SE, associado a dique de diabásio na SGIV – Fotos: Edison Fortes (2011)

#### 4.2.4.1 Processos Morfodinâmicos e Sedimentação Cenozoica da SGIV

A morfologia colinosa e dissecada dessa superfície tem relação com os materiais sobre os quais ela foi modelada. Predominam depósitos de blocos subarredondados a subangulosos, imersos em matriz arenosa fina e por vezes areno-argilosas, com dimensões que variam de 0,2 cm a 5,0 m de diâmetro e de formatos variados, formando uma cobertura inconsolidada com até 2 m de espessura. Os blocos são constituídos, em sua maioria, por arenitos da Formação Botucatu e menos frequentemente por basaltos da Formação Serra Geral e arenitos e siltitos das formações Piramboia e Rio do Rasto.

Os blocos depositados sobre a SGIV podem também aflorar nas superfícies adjacentes, ao longo de toda a vertente (**Figura 4.2.33**), indicando uma fase de retrabalhamento dessas coberturas, com retirada da matriz arenosa fina que os recobre, emprestando um aspecto de caos de blocos na vertente. Tal situação, embora não evidencie necessariamente mudanças paleoclimáticas para um clima mais seco, implica necessariamente em condições de maior energia nos processos hidrológicos de encosta durante o Quaternário.

**Figura 4.2.33** – Rampas de blocos polimíticos na Superfície Geomorfológica IV

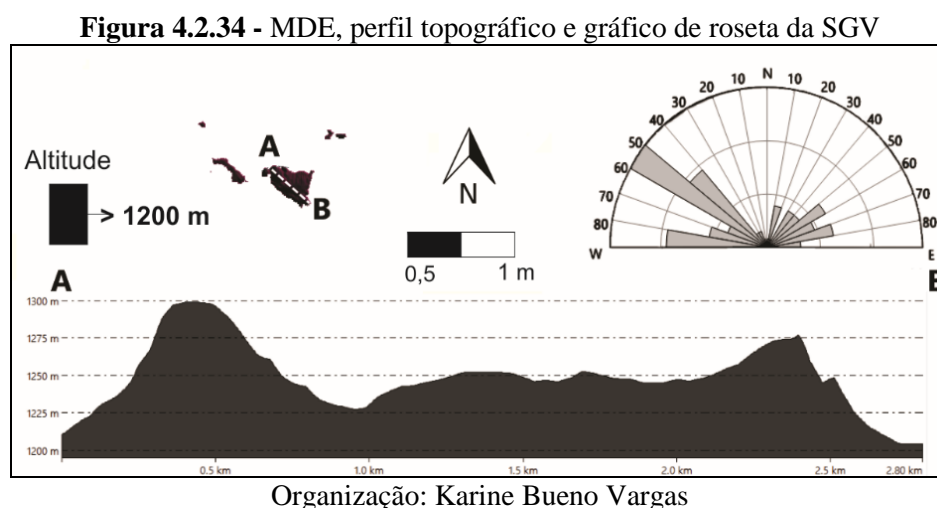


Legenda: Rampas de fluxo gravitacional em contato com relevos residuais da Superfície Geomorfológica V: A) bloco de arenito da Formação Piramboia ao front do Morro do Mulato; B) Rampa detrítica, com escarpa de arenito da Formação Botucatu e Piramboia nas adjacências do Morro da Pedra Branca - Fotos: Karine Bueno Vargas (2014)

A despeito das condições morfodinâmicas atuais não serem favoráveis à formação desses depósitos, é possível conjecturar pelo menos duas possíveis origens, associadas ao fluxo de massa da encosta, em condições de maior umidade que o presente ou fluxos de massa associados à queda de blocos das cornijas e transporte de alta viscosidade vinculados a climas mais secos, durante o Quaternário.

#### 4.2.5. Superfície Geomorfológica V (SGV)

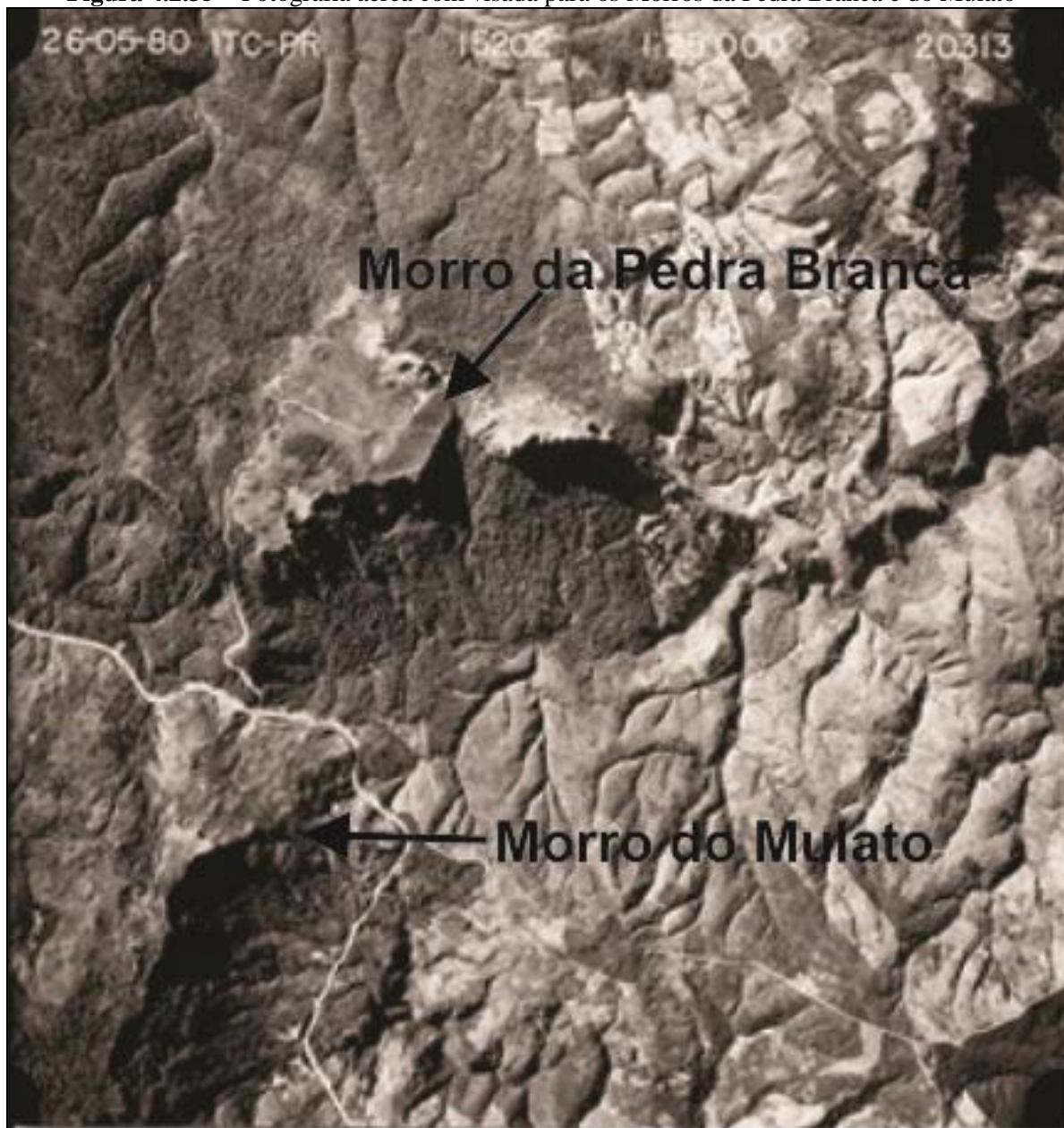
Corresponde à superfície de cimeira da área estudada, formada por terrenos acima de 1200 m, principalmente os topos do complexo Serra do Cadeado, no município de Ortigueira. Essa superfície apresenta destaque no relevo regional por apresentar os pontos mais elevados do centro-norte paranaense (**Figura 4.2.34**).



As cimeiras são mantidas por arenitos silicificados (**Figura 4.2.35**) da Formação Botucatu, destacando-se o Morro da Pedra Branca com altitudes de 1260 m e a Serra do Mulato com 1273 m. Essas são as porções mais elevadas da Serra do Cadeado e apresentam declividades superiores a 45%, nos limites com SGIV. A característica mais conspícua dessa superfície é o aplainamento dos topos, que empresta uma morfologia de mesetas para esses morros. Esses estão alinhados com direção NW-SE, assim como da SGIV.

Esses topos foram diferenciados como superfície diante do seu significado morfoestrutural e por apresentar-se como relicto de superfícies mais elevadas, que no passado recobriam a região, associados ao arqueamento do Alto Estrutural de Mauá da Serra, estando sobrepostos a SGIV. Estes topos unem-se portanto, a uma superfície geomorfológica diferenciada, os quais matem-se na paisagem pela silicificação ocorrida nos arenitos da Formação Botucatu, apresentando forte resistência à erosão, estando encaixados sobre a SIV.

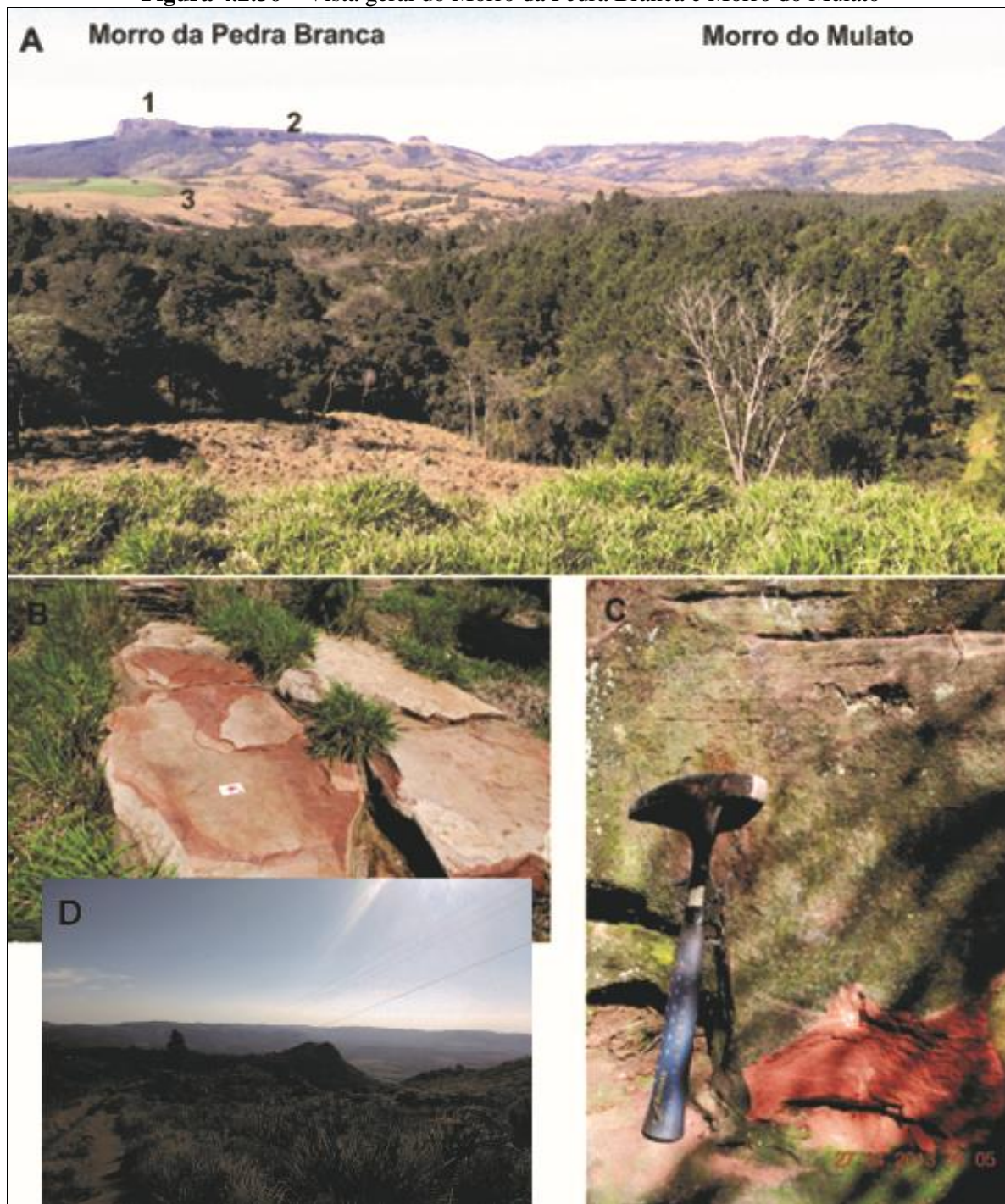
**Figura 4.2.35** – Fotografia aérea com visada para os Morros da Pedra Branca e do Mulato



Legenda: Os topos do Morro da Pedra Branca e do Mulato marcam a SGV, e caracterizam-se como tabuliformes, associados a processos de aplanamento geomorfológico, e o entorno desses morros juntamente com suas bases correspondem a SGIV - Fonte: ITCG (1980)

As elevações que formam o Morro das Antenas e o Morro do Mulato apresentam limites escarpados, sendo possível diferenciar dois níveis de escarpas superpostas, ambas associadas ao arenito Botucatu. O primeiro nível forma uma escarpa com aproximadamente 20 m de altura, formado de arenito grosso, por vezes conglomerático de cor avermelhada (**Figura 4.2.36**), que denominamos escarpa secundária. Sobreposta a essa, ocorre outro nível de escarpa, com cerca de 50 m de altura, sendo formado por arenito fino rosa a avermelhado, muito resistente devido à silicificação associada, a que denominamos escarpa principal. Essa diferenciação marca uma forte associação com a erosão diferencial.

**Figura 4.2.36** – Vista geral do Morro da Pedra Branca e Morro do Mulato



Legenda: A) escarpa principal do Morro da Pedra Branca, formado por arenitos silicificados, correspondendo à escarpa secundária, mostrando os níveis da SGIII, SGIV e SGV; B) arenitos finos silicificados correspondentes a SGV; C) arenitos avermelhados grossos; D) topo do Morro da Pedra Branca – Fotos: Edison Fortes e Karine Bueno Vargas (2013, 2015)

A localização do Morro da Pedra Branca, junto à margem sul do Alto Estrutural de Mauá da Serra, se reflete na disposição das estruturas, as quais demonstram planos de acamamento com direção  $160^\circ$  e  $26^\circ$  de mergulho sul. Tal disposição pode ser visualizada na inclinação das escarpas (Figura 4.4.37), e reforça a hipótese de um arqueamento dômico da área. O mesmo verifica-se na margem norte da depressão.

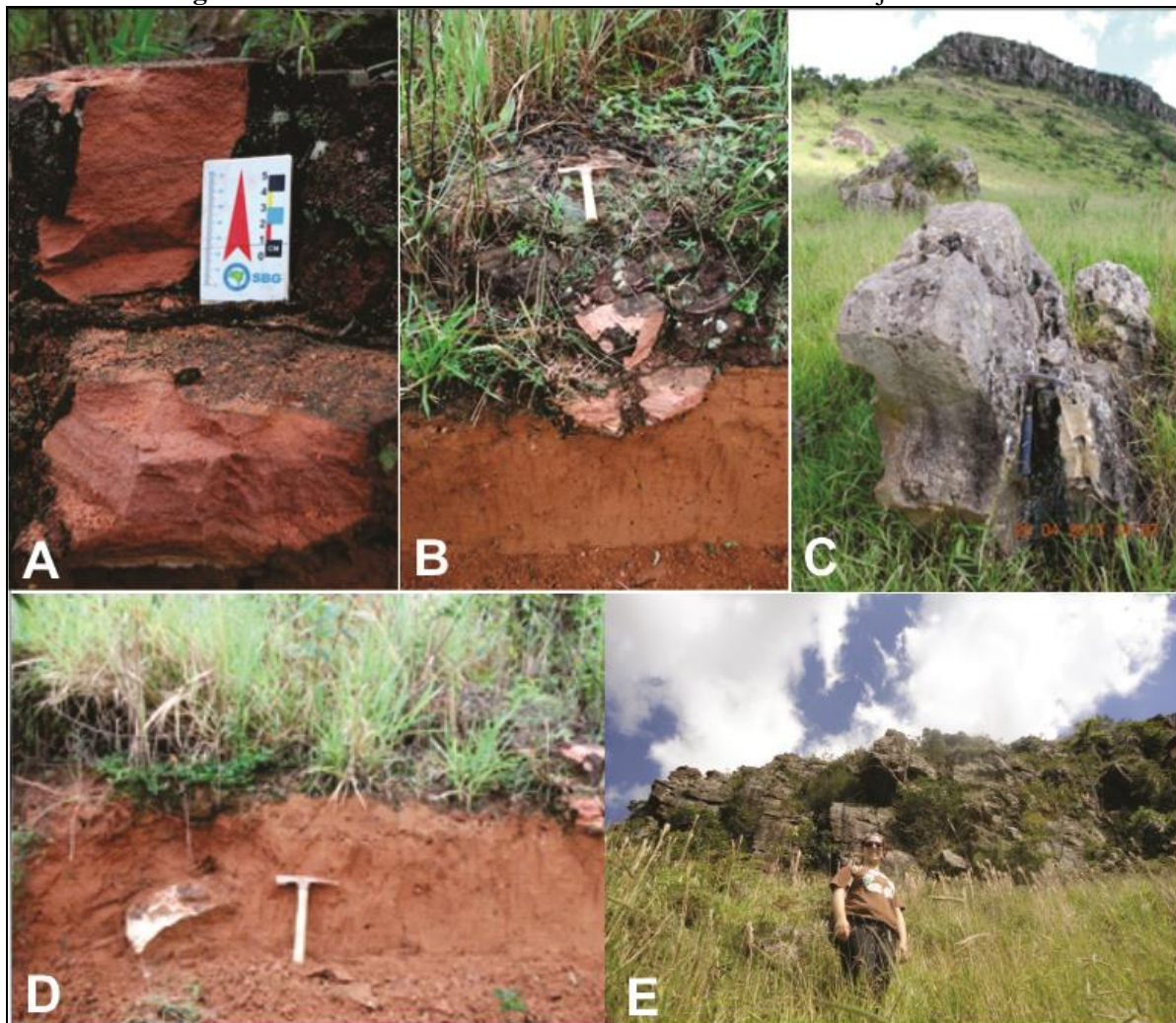
**Figura 4.2.37 - Vista do Domínio das Superfícies de Cimeira Areníticas Silicificadas**

Legenda: A) Arenitos silicificados no topo do Morro da Pedra Branca, com mergulho das camadas, sentido SW; B) Vista do front do Morro do Mulato - Fotos: Karine Bueno Vargas (2013 e 2016)

A presença de arenito da Formação Botucatu, no topo das elevações, atesta desnivelamento tectônico, considerando que essas superfícies ocupam posição de cimeira e os arenitos ocupam posição estratigráfica abaixo da Formação Serra Geral. Com a elevação do alto estrutural, essas litologias foram soerguidas a altitudes superiores a 1200 m. Neste trabalho, não foi possível calcular a espessura dos basaltos que foram erodidos, porém é possível constatar a sua presença em tempos passados, a partir de depósitos localizados nos compartimentos mais baixos das vertentes.

#### *4.2.5.1 Processos Morfodinâmicos e Sedimentação Cenozoica da SGV*

Os dois níveis de escarpas (1200 e 1270 m) formam superfícies encaixadas (SGIV e SGV), onde a SGV se situa junto ao topo da escarpa principal, mais elevada, em que ficam expostos afloramentos de arenito silicificado da Formação Botucatu e blocos com mais de 2 m de diâmetro, dispersos sobre a superfície (**Figura 4.2.38**). Apesar da separação da SGV da SGIV, a primeira demonstra estar encaixada na segunda, do ponto de vista morfoestrutural. Contudo, elas demonstram uma gênese diferenciada, que sugere a participação de trocas climáticas durante o cenozoico. Do ponto de vista morfogênico, a SGV também pode apresentar dois níveis de escalonamento. O primeiro, mais elevado, com a assoalho rochoso formado por arenito fino silicificado e embutido na segunda, que corresponde ao topo da escarpa secundária, a qual possui assoalho de arenito grosso, mais friável, apresentando uma cobertura sedimentar arenosa, que varia de 0,3 a 1,0 m.

**Figura 4.2.38** – Detalhe de afloramento de blocos de arenito junto à SGV

Legenda: A e B) Arenito vermelho da Formação Botucatu; C) Blocos de arenito de formatos variados, dispersos junto à SGV; D) Depósitos de blocos de arenito imersos em matriz arenosa fina; E) Morro do Mulato – Fotos: Edison Fortes (2013)

A escarpa secundária, que corresponde a maior parte da Superfície Geomorfológica V, é recoberta por depósitos de blocos polimíticos, predominantemente arenitos da Formação Botucatu, com diâmetros superiores a 2 m, com matriz arenosa fina. Esses blocos afloram total ou parcialmente, indicando que processos erosivos retiraram parte da matriz fina, de forma semelhante ao constatado na SGIV (**Figura 4.2.38**).

No topo da escarpa secundária também se registram depósitos coluviais arenosos e argilo-arenosos, mal selecionados, com fragmentos de calcedônia, basalto e arenito. Esses últimos apresentam cor avermelhada, emprestando ao perfil características semelhantes aos materiais de alteração, provenientes da Formação Serra Geral. Considerando a ausência de afloramentos de basaltos, tais depósitos confirmam a extensão dessa formação sobre os arenitos nesta superfície. Constituem-se então, de depósito residuais de encosta, demonstrando a inequívoca fase de aplainamento passada (**Figura 4.2.39**).



**Figura 4.2.39** - Depósitos coluviais localizados na Superfície Geomorfológica V

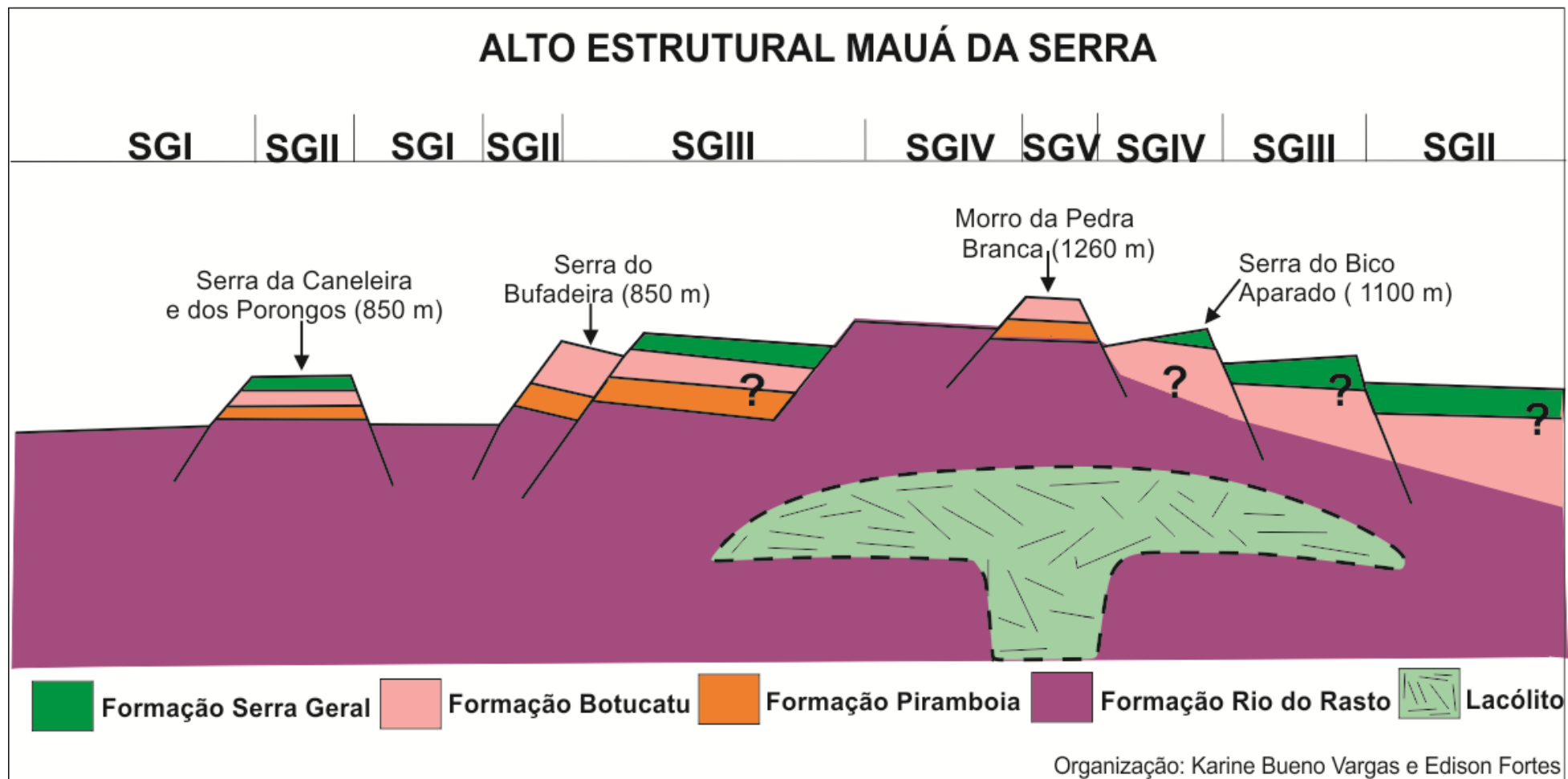


Legenda: A) colúvio argilo-arenoso, com fragmentos de basalto e calcedônia, indicando tratar-se de material residual de encosta, com grande contribuição de material alterado de rochas basálticas; B) colúvio areno-argiloso, com fragmentos milimétricos de arenito – Fotos: Edison Fortes (2015)

#### *4.2.6 Condicionamento Morfoestrutural das Superfícies Geomorfológicas*

O perfil esquemático do Alto Estrutural Mauá da Serra (**Figura 4.2.40**), apresenta um quadro síntese do condicionamento das superfícies geomorfológicas do centro norte paranaense, as quais estão associadas em sua gênese a intrusão de um corpo lacólico de grande extensão. O aumento progressivo da topografia na região de Mauá da Serra e Ortigueira, revelam uma morfologia em escadaria, formada por áreas mais rebaixadas ao entorno das escarpas, patamares de altitudes variadas, juntamente com as escarpas e morros isolados.

Figura 4.2.40 – Perfil Esquemático do Alto Estrutural Mauá da Serra e relações morfoestruturais



O perfil esquemático, quando analisado da esquerda para a direita, demonstra que a SGI está seguímentada pela SGII, onde as Serras da Caneleira e dos Porongos (**Figura 4.2.10**) ao sul, atingem altitudes acima de 800 m, inseridas numa topografia mais suave, a qual abrange todo o vale do rio Alonzo, sendo a área mais rebaixada deste contexto, com altitudes inferiores a 600 m. No entanto a SGI ao norte estende-se até os patamares de média encosta no complexo de serras do Cadeado, marcando seu limite com a SGII.

Os limites da SGII com a SGIII são marcados pelos topos da Serra do Bufadeira (**Figura 4.2.10**), bem como toda a borda da Serra Geral, onde o front das escarpas juntamente com seus patamares, representam a SGII, e o reverso da escarpa, sentido ao norte (Mauá da Serra) revelam o domínio da SGIII, a qual prolonga-se até os patamares de maiores altitudes, que marcam o limite com a SGIV (**Figura 4.2.10**), identificado pelas relações estratigráficas e morfológicas das escarpas.

A SGIV abrange as altitudes acima de 1000 m e estrutura a SGV, que encontra-se embutida sobre está. Entre Mauá da Serra e Ortigueira, o Morro da Pedra Branca, juntamente com o Morro do Mulato, marcam os pontos culminantes do Alto Estrutural Mauá da Serra, deduzindo que esta área corresponde ao centro do soerguimento do lacólito, já que marca, as maiores altitudes do norte paranaense.

### 4.3 Análise Estrutural das Superfícies Geomorfológicas

Os lineamentos estruturais correspondem a traços retilíneos ou curvos, podendo se destacar na morfologia a partir de feições positivas ou negativas do relevo (**Figura 4.3.1**). No primeiro caso podem representar fronts escarpados ou cristas alinhadas seguindo direções preferenciais, já no segundo, as feições negativas correspondem a vales fluviais alinhados.

As feições positivas associadas aos lineamentos estruturais estão localizadas, preferencialmente, na parte sul da área de estudo e são atribuídas às SGI e SGII (**Figura 4.2.2**). Essas feições positivas estão representadas por alinhamentos de diques de diabásio, os quais se destacam na superfície por conta da erosão diferencial, que permite o desgaste mais acentuado das litologias sedimentares, frente aos diques que se encontram encaixados.

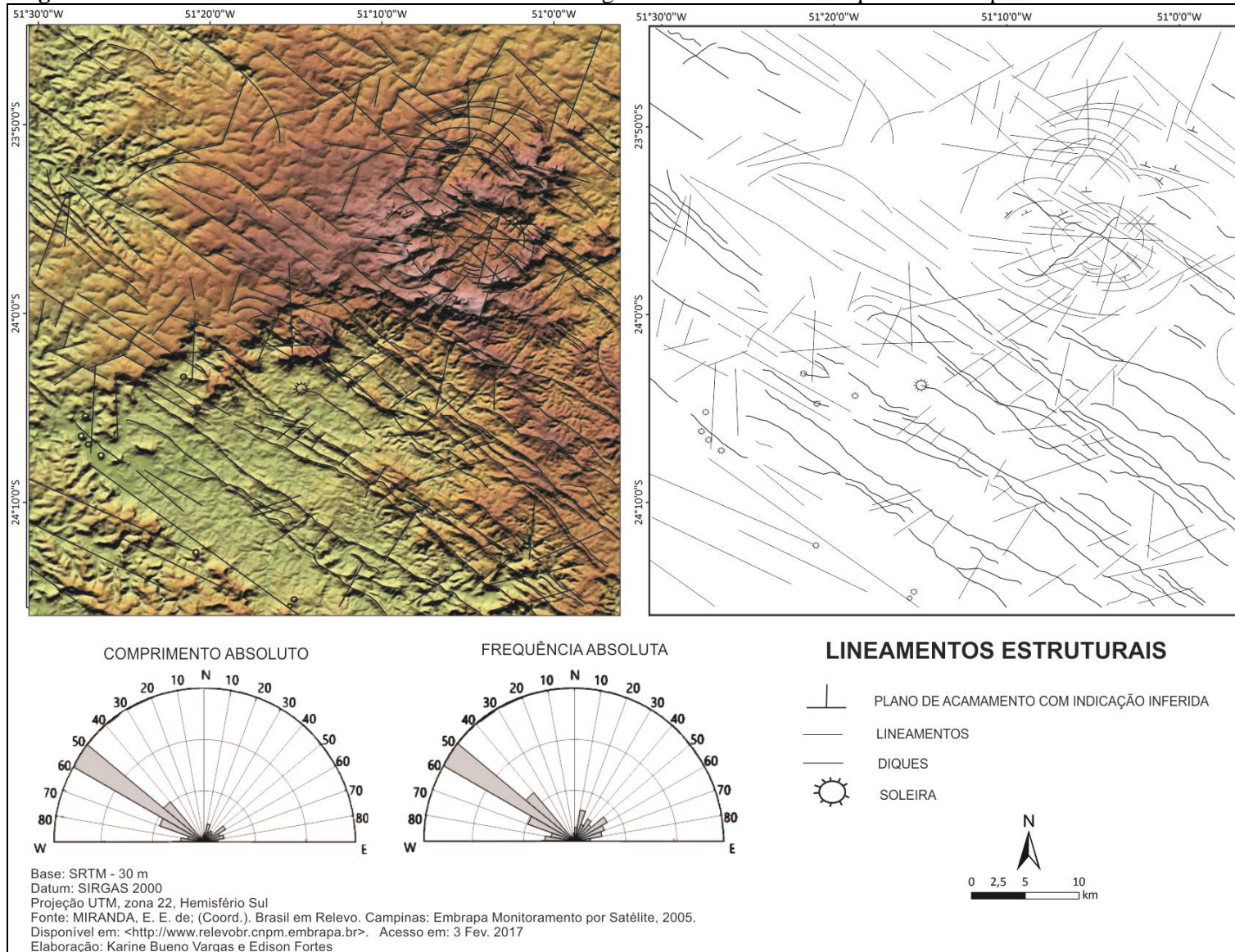
A direção preferencial dos lineamentos do Alto Estrutural de Mauá da Serra é NW-SE (entre 40° e 70°) (**Figura 4.3.1**), expressando clara influência do Arco de Ponta Grossa. Estas estruturas também correspondem ao conjunto de falhas, fraturas e diques da Zona de Falha Curitiba-Maringá (ZALAN et al. 1990). Essa direção é constantemente interseccionada por falhas perpendiculares NE-SW e N-S, em sua maioria no quadrante sudoeste da área de estudo.

Os escarpamentos que limitam as SGII e a SGIII (**Figura 4.2.2**), embora apresentem um formato semirradial, com concavidade voltada para sudoeste, não estabelecem com clareza sua associação a lineamentos radiais. Isso pode estar associado a uma frente de recuo erosivo de escarpa, que permitiu o seccionamento da parte sul do Alto Estrutural de Mauá da Serra.

Os lineamentos predominantes são aqueles de direção NW-SE, de idade Juro-Cretácea. Estes permitiram a intrusão de material magmático formando corpos intrusivos, como diques e soleiras de diabásio. Normalmente conformam relevos (ou cristas) alongados, com mais 20 km de comprimento e com larguras que podem variar de 100 a 150 m, além de vales escavados por drenagens de 3ª e 4ª ordem de grandeza.

Os lineamentos NW-SE segmentam também as serras da Bufadeira, São Pedro e da parte sul da Serra do Cadeado. As duas primeiras apresentam uma direção preferencial NE-SW, com fronts voltados para SE e S. Candelari (2015) e Santos (2010) destacam a importância desses lineamentos no desnivelamento altimétrico e no desenvolvimento de compartimentos morfotectônicos da bacia hidrográfica da Bufadeira (**Figura 4.3.2**). Camolezi et al. (2012) também associaram os controles morfoestruturais da bacia do rio São Pedro aos diques de diabásio, que cruzam a bacia, perpendicularmente, ao seu eixo longitudinal da bacia.

**Figura 4.3.1 -** Lineamentos Estruturais da Área de estudo e gráficos de roseta com frequência e comprimento absoluto da área



No front dessas serras estão, muito bem definidas, as SGII e a SGIII (**Figura 4.2.2**). A SGII pode ser identificada por um nível de patamar de média encosta (**Figura 4.3.2**), que apresenta expressão regional, mas que nesses locais constituem um segmento escalonado da escarpa, controlado por arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto. Fatores controladores da morfologia, pela erosão diferencial, podem ser descartados, considerando tratar-se das mesmas litologias.

**Figura 4.3.2** - Serra do Bufadeira com níveis de patamares marcados ao front das escarpas

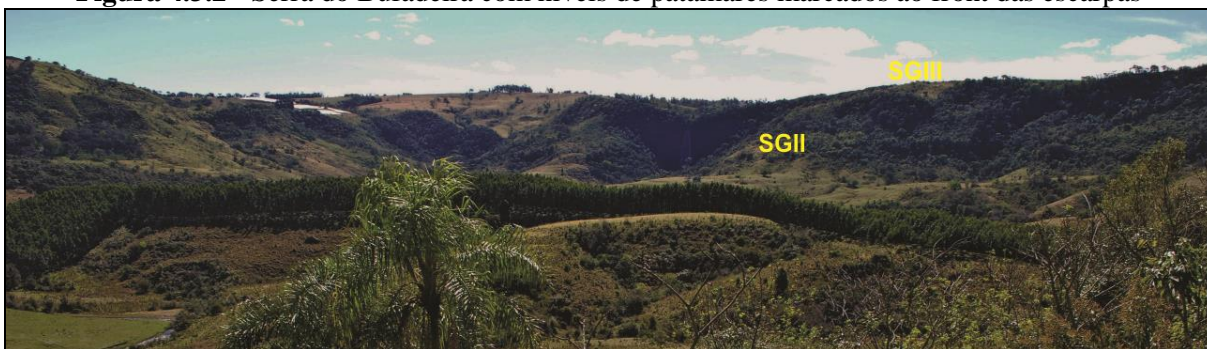
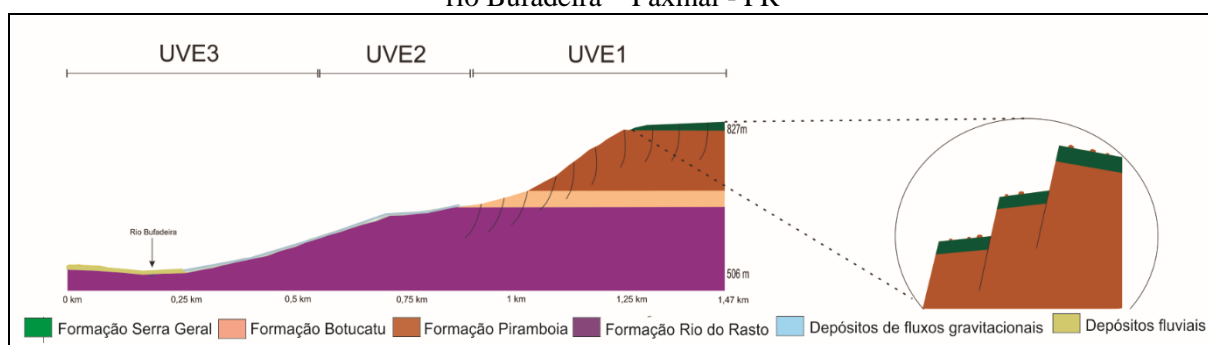


Foto: Edison Fortes (2013)

O caso da Serra do Bufadeira, pode associar-se a recuo de encosta em ambientes paleoclimáticos mais secos, durante as fases de elaboração do relevo ou ainda pode estar associado a falhas normais (**Figura 4.3.3**), de direção NW-SE, em estilo dominó, sugerido por Candelari (2015), as quais encontram-se na alta vertente.

**Figura 4.3.3** –Vertente escalonada sob influência de falhas normais de direção NW-SW na bacia do rio Bufadeira – Faxinal - PR



Fonte: Candelari (2015)

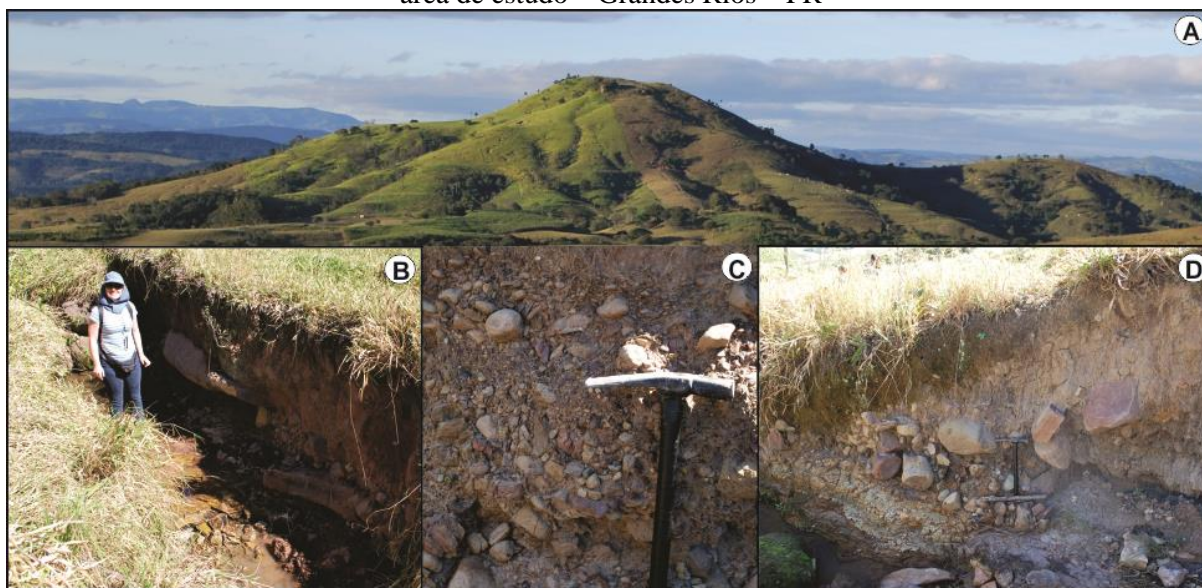
O controle estrutural das serras dos Porongos, Machado e Caneleira é condicionado também por lineamentos NW. Esse conjunto de serras projeta-se para sudeste da área de estudo, tais estruturas envolvem um conjunto de serras concordantes a esses lineamentos, formando um segmento que se projeta para sudeste do Alto Estrutural de Mauá da Serra, o qual Vargas; Fortes (2014) e Vargas et al. (2015) associaram a uma estrutura de *horst*. A SGI, a SGII e as partes mais elevadas da SGIII (**Figura 4.2.2**) estão associadas a essa estrutura de

*horst*, a sudoeste da área de estudo, não podendo, entretanto, servir como parâmetro cronológico preciso, porém, permite estabelecer um limite de idade atribuível ao Cretáceo.

As intrusões de lacólitos ocorrem associadas à SGII e formam elevações residuais com diâmetros variando de 400 a 2000 m e altitudes de 8 a 100 m. Apresentam aspecto piramidal com morfologia de *inselbergs*, facilmente identificáveis por padrões radiais e semirradiais das drenagens. Essas lacólitos encontram-se encaixadas entre arenitos e siltitos das formações Rio do Rasto e Teresina.

Vargas e Fortes (2014) descreveram uma dessas estruturas e a denominaram de feição dômica, associada à estrutura lacolítica (**Figura 4.3.4**). Os autores, supracitados, identificaram diversas falhas de padrão radial associadas a esses domos, formando cavidades retilíneas, preenchidas por blocos métricos e cascalho polimícticos, recobertos por sedimentos argilosos mal selecionados, representando fases de coluviamento.

**Figura 4.3.4** – Falhas de padrão radial associadas a lacólitos, preenchidas por colúvios a sudoeste da área de estudo – Grandes Rios – PR



Legenda: a) soleira localizada na BH do rio Água das antas, sudoeste da área de estudo; b,c,d) depósitos detríticos oriundos de fluxo gravitacional - Fotos: Edison Fortes (2011)

Sordi (2014) também descreve uma feição similar na bacia do rio São Pedro, embora tenha sido associada a diques de diabásio. Contudo, a disposição da feição parece indicar um corpo lacolítico localizado na extremidade do dique, possibilitando individualizar uma feição piramidal (**Figura 4.3.5**), que os autores associaram a um relevo de *inselberg*.

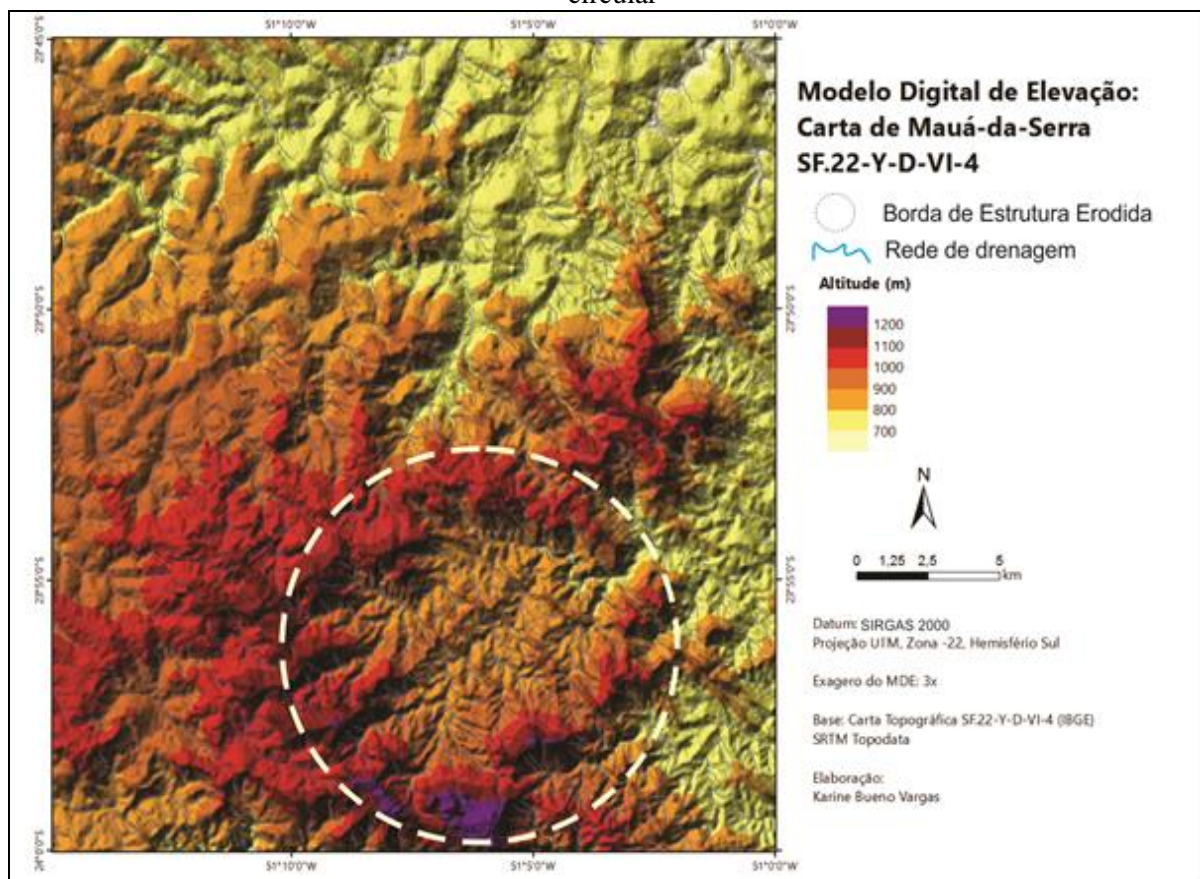
**Figura 4.3.5** – Feição de aspecto piramidal na bacia do rio São Pedro



Foto: Karine Bueno Vargas (2015)

De forma geral o relevo do Alto Estrutural Mauá da Serra apresenta disposição radial (**Figura 4.3.6**), englobando as SGIII e a SGIV (**Figura 4.2.2**), sendo que a SGV (**Figura 4.2.2**) não apresenta tal feição em decorrência da pequena área de ocorrência e por estar embutida na SGIV (**Figura 4.2.2**).

**Figura 4.3.6** – MDE gerado pela carta topográfica de Mauá da Serra com destaque para a feição circular



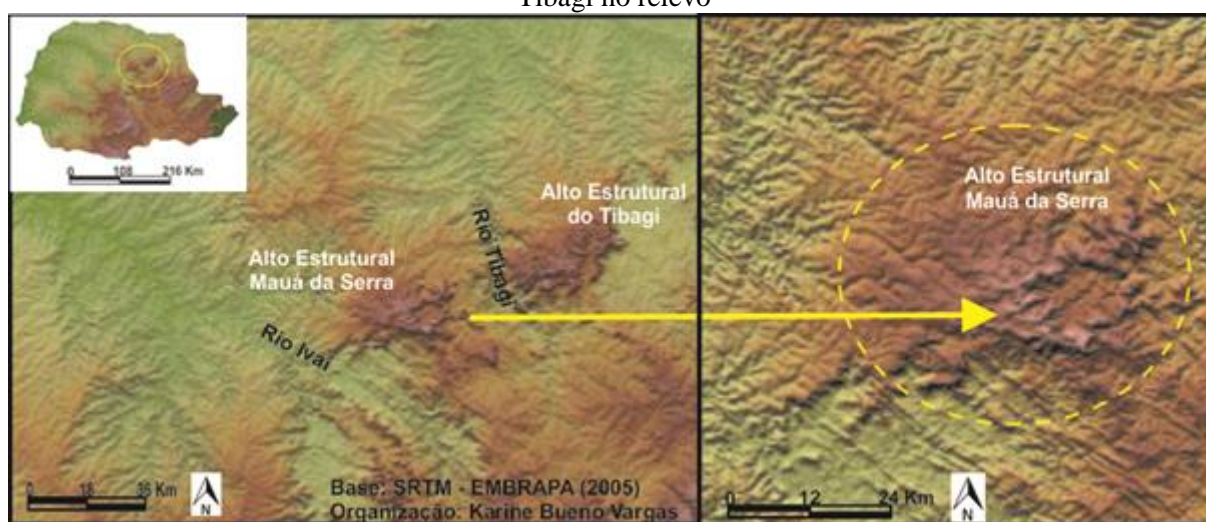
As estruturas formadas pelos lineamentos curvos (**Figura 4.3.1**), nos elementos diagnósticos mais importantes, permitem atribuir ao relevo regional a estruturas arqueadas em subsuperfície. Esses lineamentos curvos formam estruturas radiais e semirradiais, localizadas nas partes oeste e nordeste da área de estudo, caracterizando uma morfologia com aspecto



subarredondado para o relevo regional, onde a Serra Geral encontra-se segmentada pelos rios Ivaí e Tibagi (**Figura 4.3.7**).

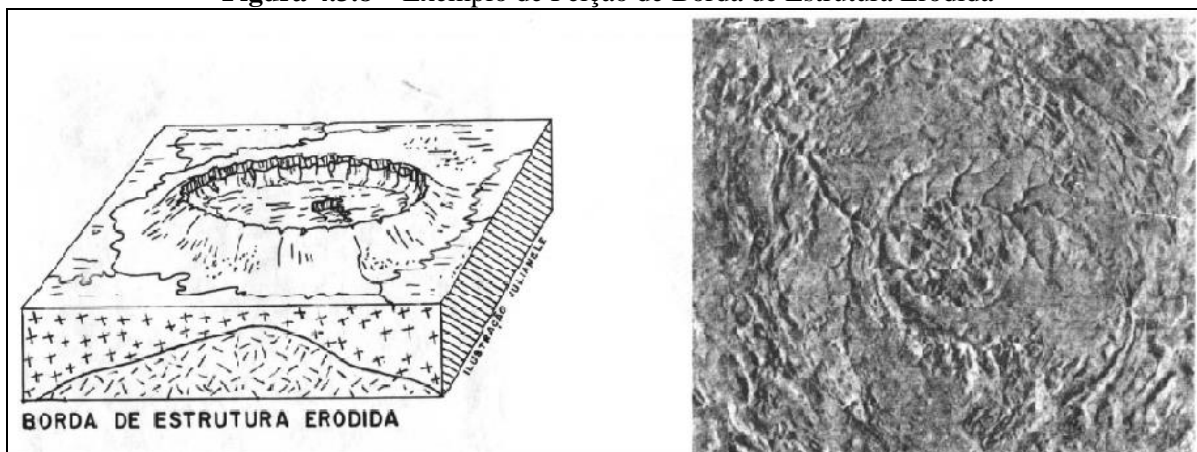
Essas duas elevações segmentadas constituem-se em dois altos estruturais (**Figura 4.3.7**), o Alto Estrutural Mauá da Serra e o Alto Estrutural do Tibagi, hoje separados pelo rio Tibagi, mas que no passado poderiam ser um só corpo intrusivo, de grande magnitude (lacólito), no entanto, necessita-se de maior investigação para compreender a evolução desse conjunto de estruturas, cabendo, nesta pesquisa, reconhecer a evolução do Alto Estrutural Mauá da Serra.

**Figura 4.3.7** – Localização e Estruturação do Alto Estrutural Mauá da Serra e Alto Estrutural do Tibagi no relevo



A disposição e a quantidade de lineamentos curvos indicam mais de uma estrutura de subsuperfície (soleira/lacólito), no relevo regional. Foi proposto nesta tese, a presença de lacólitos que formam estruturas concordantes com as sequências de acamamentos das rochas da Bacia Sedimentar do Paraná, cronocorrelatas à sequência de derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, de idade Juro-Cretácea.

O tipo de morfologia da estrutura radial (circular) com padrões radiais de drenagem é classificado pelo IBGE (2009) como “Borda de Estrutura Erodida” (**Figura 4.3.8**). A feição está localizada entre os municípios de Mauá da Serra e Ortigueira, na parte mais elevada do Alto Estrutural do Cadeado, evidenciando uma zona escarpada de formato circular, voltada para a parte interna da estrutura, marcada pelos ressaltos de lineamentos curvos.

**Figura 4.3.8** – Exemplo de Feição de Borda de Estrutura Erodida

Fonte: IBGE (2009)

A “Borda de Estrutura Erodida do Cadeado”, assim denominada na pesquisa, destaca-se no relevo regional pela sua morfologia e extensão, possui aproximadamente 96 km<sup>2</sup> e suas bordas são bem definidas, num formato circular, com estrutura interna intensamente erodida, tendo sua morfologia semelhante a uma cratera. Em sua face sul, o Morro da Pedra Branca (**Figura 4.3.9**) atinge, aproximadamente, 1260 m. Já no lado oposto da borda, na parte norte, nas proximidades do município de Tamarana, a outra face da borda atinge 1000 m.

Paiva (2000) descreve uma série de estruturas circulares com características morfoestruturais semelhantes nas regiões Sul, Central e Centro-Norte da Província Vulcânica do Paraná, nas quais a maioria das estruturas marcam a posição de domos ou bacias estruturais, associadas a grandes alinhamentos regionais NE, ENE, NW e WNW.

A influência dessas estruturas no relevo regional e local dá-se pela deformação das estruturas que as sobrepõe. Tal deformação influenciou os arqueamentos, que afetaram o balanço entre taxas de soerguimento e erosão das superfícies, bem como, de condução da erosão em função da geometria das estruturas. Esses mecanismos condicionaram um modelado semirradial de relevo (**Figura 4.3.6**).

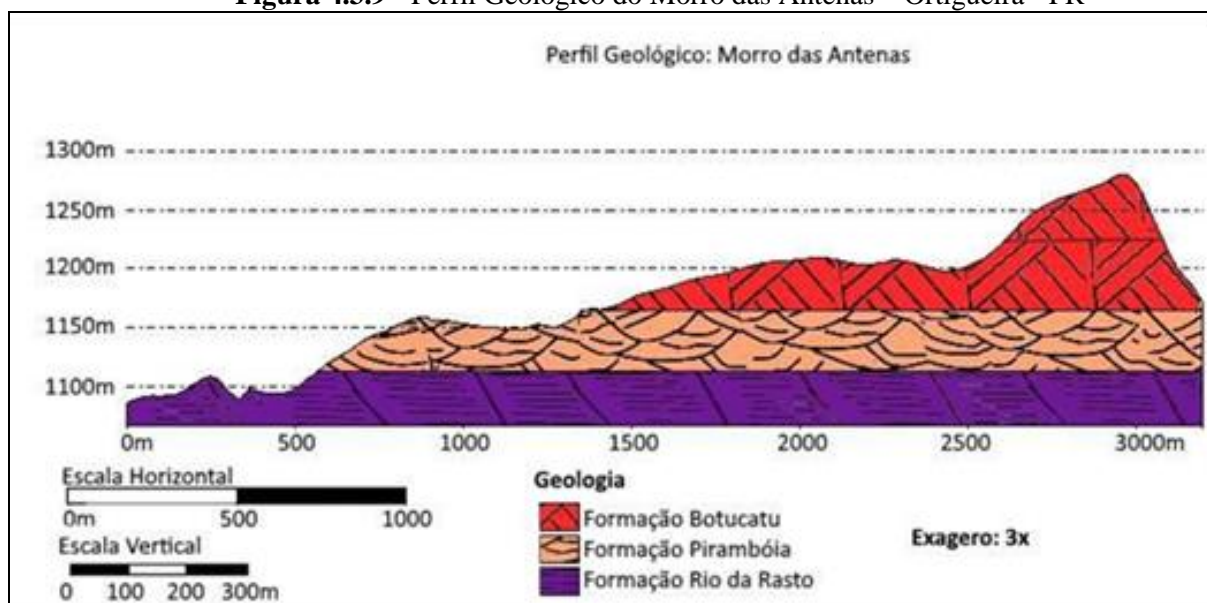
O ápice do alto topográfico tem a forma mais conspícua, representada pela feição de borda erodida, com bordas sustentadas pelos arenitos da Formação Botucatu. À medida que segue em direção ao baixo topográfico, apresenta planos de acamamento com mergulhos voltados para os quadrantes SE e SW e basaltos da Formação Serra Geral, com mergulhos para os quadrantes NE e NW mais ao norte, todos condizentes à estrutura radial. Na parte norte da feição predominam os basaltos da Formação Serra Geral, enquanto que a parte sul é composta por arenitos da Formação Botucatu.

Na parte norte da Feição de Borda Erodida do Cadeado, embora os basaltos estejam, litoestratigraficamente, sotopostos aos arenitos da Formação Botucatu, afloram em altitude

máxima de 900 m. Isso evidencia um rejeito de falha, de no mínimo 337 m, considerando que não foi possível conhecer as relações de contato com as demais formações no local.

O Morro da Pedra Branca revela um importante desnivelamento local das litologias, marcando o contato da Formação Botucatu com a Formação Piramboia, a 1160 m de altitude na borda sul, e desta com a Formação Rio do Rasto, a 1110 m de altitude (**Figura 4.3.9**). Cabe destacar que o topo do morro constitui, nos níveis de cimeira mais elevados, regionalmente, cerca de 1260 m, o qual apresenta afloramento dos arenitos da Formação Botucatu, desde a média encosta até o topo (**Figura 4.3.10 – A e B**).

**Figura 4.3.9** - Perfil Geológico do Morro das Antenas – Ortigueira - PR

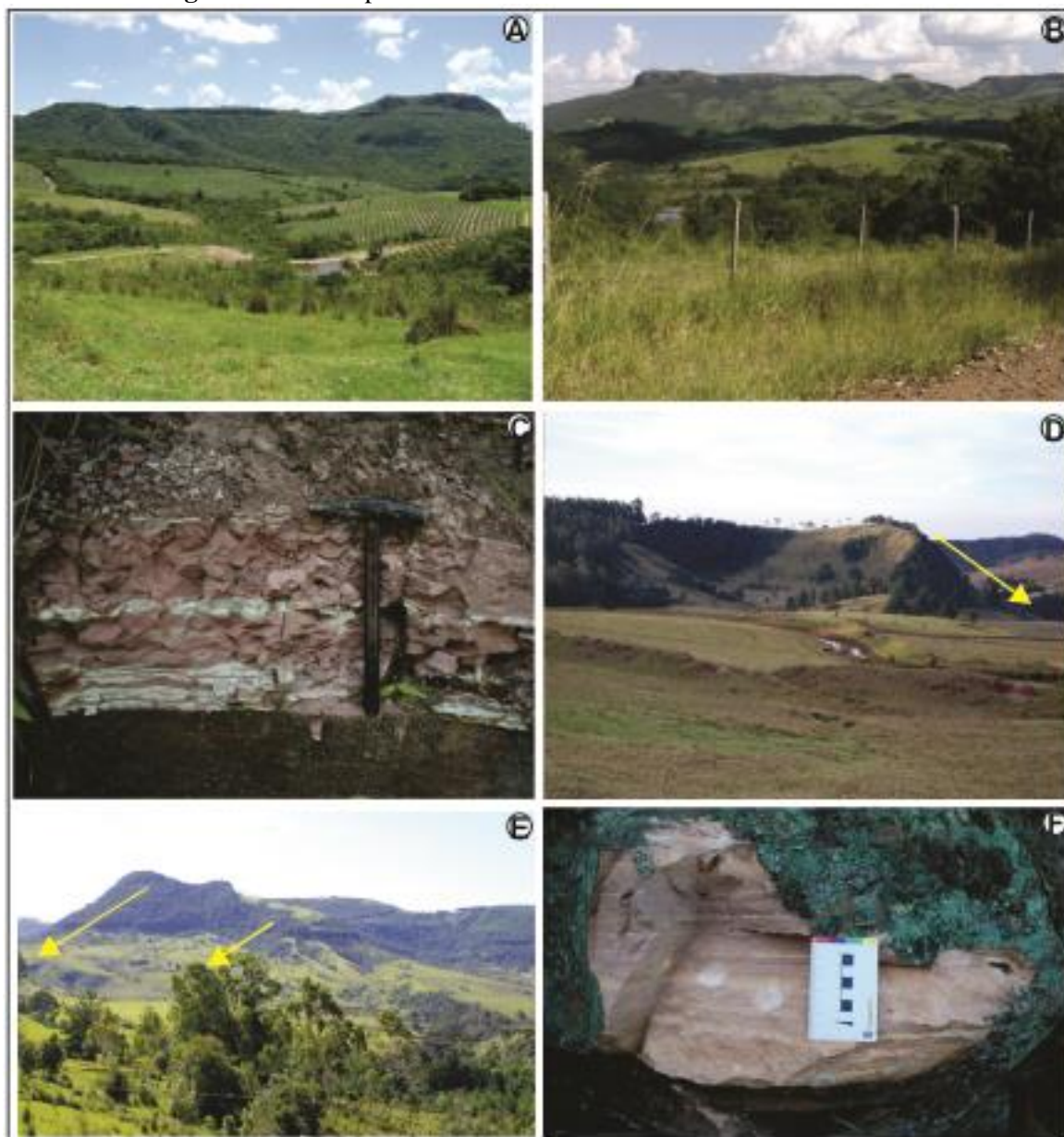


Organização: Rafael Passafaro (2016)

Embora, na parte norte da área de estudo, predominem basaltos, nos fundos de vale, afloram arenitos da formação Botucatu. Tal formação que aflora a mais de 1200 m de altitude ao norte do município de Ortigueira, encontra-se abaixo de 800 m de altitude ao norte de Mauá da Serra. Esses dados evidenciam um rejeito da ordem de 450 m (FORTES et al. 2014).

Na parte central da Feição de Borda Erodida do Cadeado afloram rochas da Formação Rio do Rasto (**Figura 4.3.10 - C**), em cotas altimétricas superiores a 1000 m. Localmente esta litologia encontra-se mais elevada do que no restante da região, situa-se a partir de 400 m. Observa-se que toda a borda da estrutura está adernada com direção de mergulho para o centro da feição radial (**Figura 4.3.10 – D e E**). A face norte da feição encontra-se adernada com blocos métricos de basalto da Formação Serra Geral, ao contrário da borda sul, onde afloram arenitos da Formação Botucatu (**Figura 4.3.10 – F**), também com adernamento para os quadrantes SE e SW.

**Figura 4.3.10** - Superfícies de Cimeira do Alto Estrutural do Cadeado

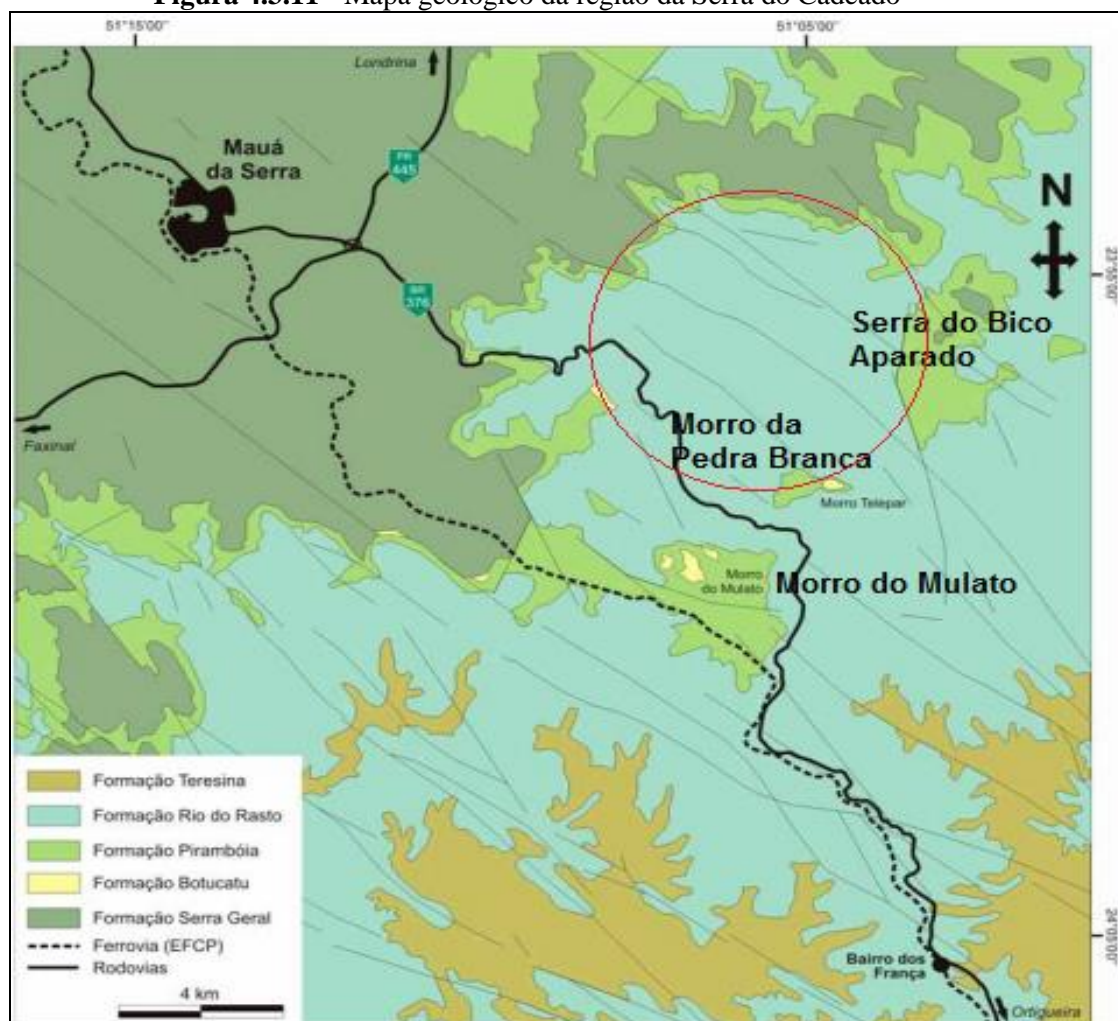


Legenda: A) Foto tirada de sul a norte, com destaque para o nível de cimeira onde afloram arenitos silicificados da Formação Botucatu; B) Foto tirada de norte a sul, tendo em primeiro plano o nível interior da feição radial com afloramentos de arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto; C) Afloramento da Formação Rio do Rasto na parte interna da Estrutura de Borda Erodida do Cadeado; D) e E) Morfologias com forte controle estrutural e direção de mergulho para o centro da Feição de Borda Erodida; F) Afloramentos de arenito Botucatu na borda sul - Fotos: Karine Bueno Vargas (janeiro de 2014)

Na parte sul da feição radial, juntamente com o Morro da Pedra Branca, encontra-se a oeste o Morro do Mulato (**Figura 4.3.11**) que juntos constituem a zona de cimeira regional, formando a SGV (**Figura 4.2.2**), a mais antiga das superfícies, cuja idade pode ser atribuível ao Paleógeno ou ao Cretáceo Superior, considerando os estágios finais dos derrames ígneos da Formação Serra Geral, no Cretáceo Inferior. No restante da borda, representada SGIV

(Figura 4.2.2), afloram rochas da Formação Rio do Rasto, na parte sul e basaltos da Formação Serra Geral na borda norte.

**Figura 4.3.11** - Mapa geológico da região da Serra do Cadeado



Legenda: Indicação para o Morro do Mulato, Serra do Bico Aparado e Morro da Pedra Branca, no mapa denominado como Morro da Telepar - Fonte: Langer (2008) modificado de Mineropar (2008) e Riccomini et al. (1984)

Tanto na parte norte quanto na parte sul da feição radial, os lineamentos curvos (Figura 4.3.1) coincidem com fronts de serras, cujos vales e a rede de drenagem apresentam-se numa disposição também curvilínea. A Serra do Bico Aparado, localizada na parte nordeste da feição radial (Figura 4.3.11), limita a SGIII e a SGIV (Figura 4.2.2), em altitudes que variam de 750 a 1050 m e seus limites curvos indicam uma forte associação às estruturas arqueadas.

Diversos lineamentos distribuídos na forma radial cruzam, perpendicularmente, à Feição de Borda Erodida do Cadeado, afetando a sua simetria, podendo indicar evento deformacional posterior ou concomitante ao arqueamento gerador da abóboda regional. As

falhas normais formadas por evento distensional são concomitantes aos arqueamentos, resultando na introdução desses corpos ígneos.

Esses lineamentos mostram um importante desnivelamento local das litologias, marcando o contato da Formação Botucatu com a Formação Piramboia, a 1160 m de altitude na borda sul (Morro da Pedra Branca) e desta com a Formação Rio do Rasto, a 1120 m de altitude. Cabe destacar que o topo da Pedra Branca (cimeira), com altitude de 1260 m, apresenta afloramento do arenito da Formação Botucatu desde a média encosta até o topo.

O arqueamento regional também pode ser constatado pelo forte escalonamento das formações litoestratigráficas que compõem o seu quadro geológico. O forte desnivelamento em direção norte, conforme mencionado acima, pode também ser constatado na direção sul. Na Serra da Bufadeira, o desnivelamento do relevo pode ser verificado pela formação de fronts escarpados com altitudes entre 700 e 800 m, correspondentes a SGIII, o que contrasta com as escarpas da SGIV e a SGV (**Figura 4.2.2**), situadas entre 900 e 1200 m de altitude, formando uma zona escarpada entre o Morro da Pedra Branca e do Mulato, todas localizadas na Serra do Cadeado.

Ao longo das cornijas da Serra da Bufadeira, a litologia aflorante corresponde aos arenitos da Formação Botucatu, cujo desnível topográfico máximo é da ordem de 537 m, podendo indicar rejeitos de falhas ainda superiores, entre a Serra da Bufadeira e a Serra do Cadeado. Essas estimativas apontam para escalonamentos entre as superfícies geomorfológicas, controlados por falhas.

O processo de estruturação da Feição de Borda Erodida do Cadeado sugere contar com duas fases evolutivas distintas (**Figura 4.3.12**), sendo: i) uma de intrusão, que deu origem à soleira, sendo contemporânea aos dos diques de diabásio, de idade Juro-cretácea; ii) e outra mais recente (porém, ainda no Mesozoico) que deu origem ao arqueamento da estrutura com formação de uma paleoabóbada, seguida por falhamentos normais de caráter distensivo. O fraturamento intenso do Alto Estrutural Mauá da Serra permitiu a instalação da rede de drenagem, possibilitando o reafeiçoamento do relevo regional, acompanhando os níveis de base regional dos rios Ivaí e Tibagi, localizados ao sul e ao norte, respectivamente, do Alto Estrutural de Mauá da Serra (**Figura 3.3.6**). Alternâncias paleoclimáticas, embora sejam admitidas na modelagem da estruturação dômica, não foram suficientes para nivelar todo o arqueamento da feição, deixando indícios na paisagem de um paleodomo.

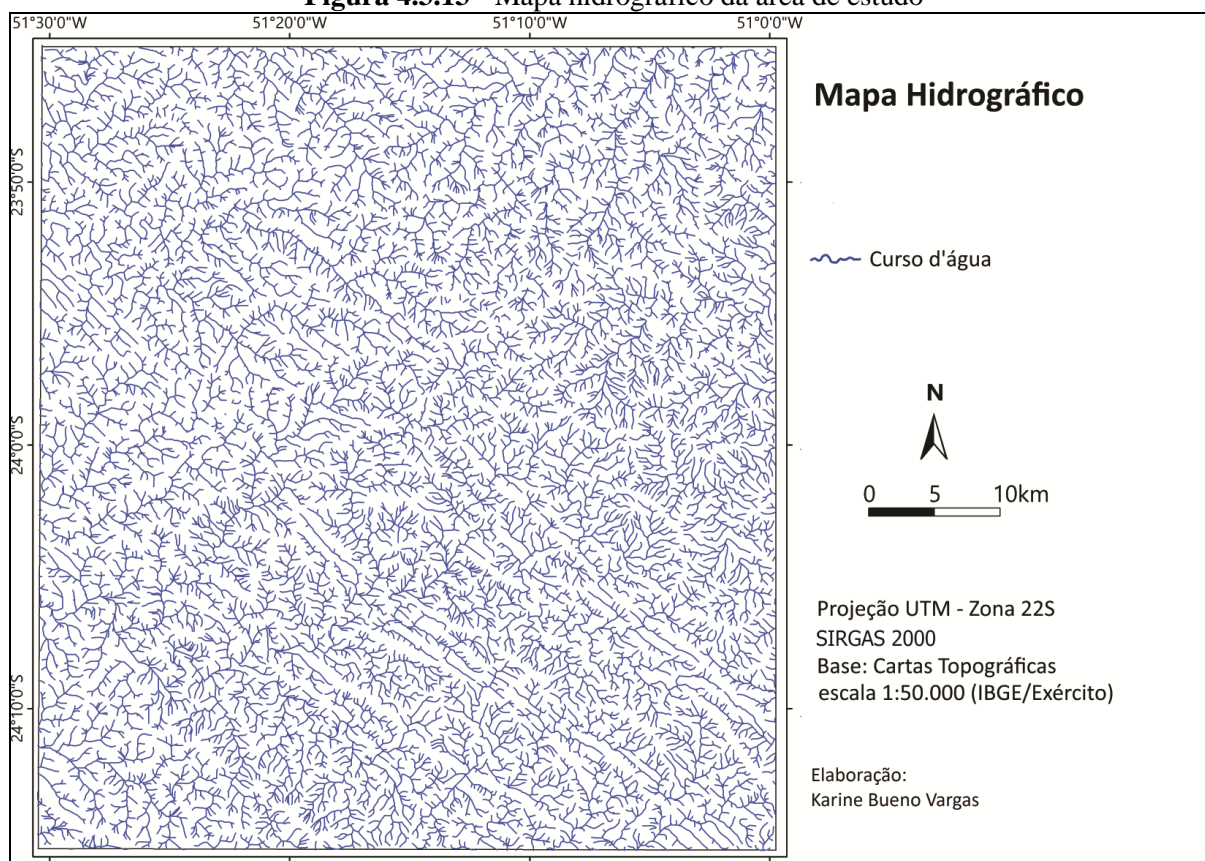
**Figura 4.3.12 - Modelo Esquemático da Formação do Alto Estrutural e da Borda de Estrutura Erodida**



### 4.3.1 Dinâmica e Estrutura dos Sistemas fluviais

Os padrões de drenagem predominantes na área de estudo são o dendrítico e o treliça (**Figura 4.3.13**). O segundo mostra, forte controle estrutural relacionado à presença de juntas tectônicas e da erosão diferencial, onde se destacam litologias mais resistentes como os basaltos e os arenitos silicificados, já o padrão dendrítico apresenta menor controle estrutural, no entanto, destaca-se pelo número de afluentes. Localmente ocorrem variações nos padrões das drenagens, que apresentam ainda formas radiais, retilíneas e retangulares. O primeiro associado a soleiras e lacólitos, já discutidos na parte anterior, o segundo por falhas e o terceiro por intrusões ígneas básicas (diques de diabásio). Todos muito comuns nas SGI e SGII, onde se destacam em meio a litologias mais friáveis das formações Rio do Rasto e Teresina.

**Figura 4.3.13 - Mapa hidrográfico da área de estudo**

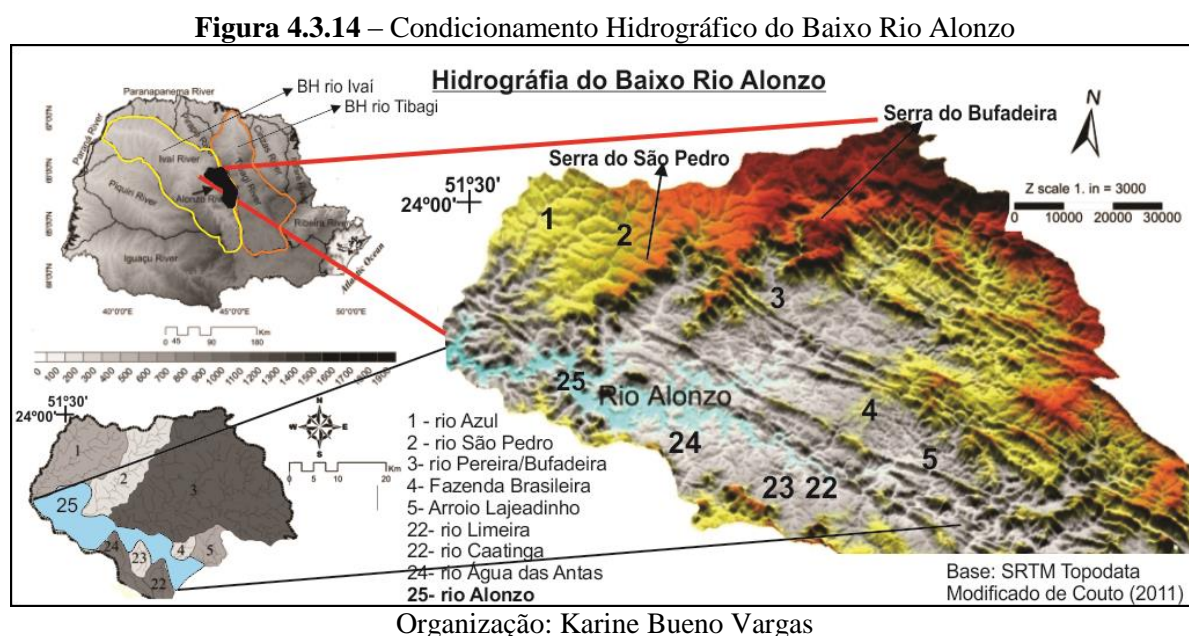


Na área de estudo, as mudanças no padrão de drenagem também estão relacionadas à variação do grau de dissecação e de declividade. Como consequência, os canais passam a apresentar maior comprimento, devido à diminuição na sua energia, formando curvas sinuosas e suaves. A heterogeneidade litológica e a menor resistência das rochas sedimentares



(arenitos, argilitos e siltitos) frente à erosão fluvial nestas áreas também explicam essa modificação nos padrões de drenagem, sendo muito comum das SGI e SGII.

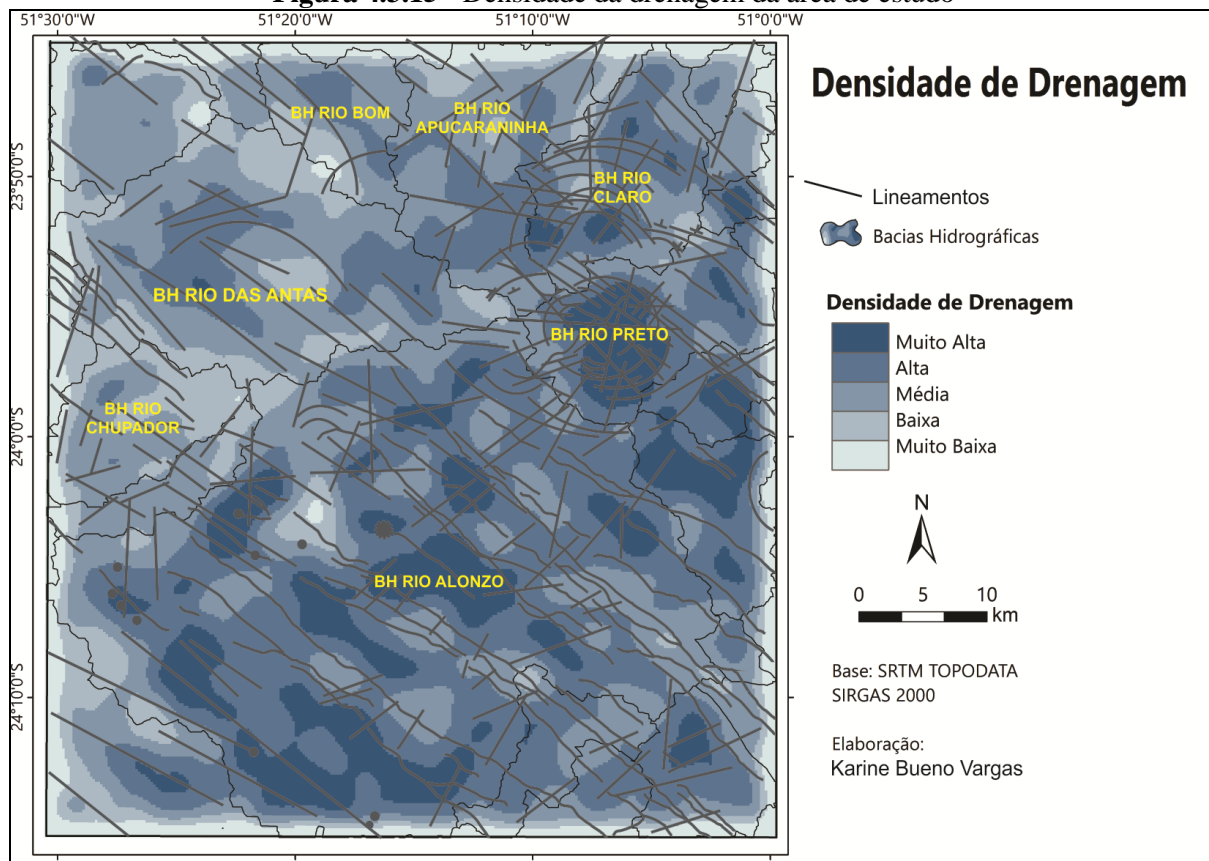
A área do quadrante nordeste, que abrange o Alto Estrutural Mauá da Serra, constitui-se em uma importante área de divisores hidrográficos do Paraná, limitando duas grandes bacias hidrográficas, a dos rios Ivaí e Tibagi. De modo geral, a rede de drenagem flui de norte e nordeste para sudoeste, como os rios Bufadeira e São Pedro. Outros rios como o Água das Antas e Branco fluem para noroeste. No entanto, praticamente toda a rede de drenagem da área flui em direção à calha do rio Alonzo (**Figura 4.3.14**). O rio Alonzo segue para noroeste até a confluência com o rio Ivaí (**Figura 4.3.14**), que constitui o nível de base regional e atravessa as escarpas cuestiformes por epigênia e segmenta o Alto Estrutural de Mauá da Serra, na sua parte sul.



A **Figura 4.3.15** mostra um aparente aumento de densidade de drenagem na parte sul e nordeste do Alto Estrutural de Mauá da Serra. Na parte sul, esta vasta rede de drenagem está vinculada principalmente às Superfícies Geomorfológicas I e II (**Figura 4.2.2**), enquanto a nordeste encontra-se vinculada a SIII e a Borda de Estrutura Erodida do Cadeado. Os arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto e Teresina ao sul, apresenta-se mais porosos que as rochas ígneas, localizadas na parte norte. Por outro lado, as rochas ígneas apresentam maior densidade de fraturas verticais. Contudo, a alta densidade de drenagem ao sul da área, encontra correlação com a presença de grande número de intrusões de diabásio, que condicionam os fluxos hídricos de superfície, principalmente dos pequenos canais de primeira ordem, que fluem nas paredes dos diques.

O mapa de densidade de drenagem mostra, com mais detalhes, as variações dessas drenagens, em que as áreas com maior densidade são correlatas às áreas que concentram elementos estruturais (**Figura 4.3.15**). A densidade de drenagem pode ainda variar em razão da permeabilidade do substrato e pelo comportamento das fraturas no terreno, possibilitando maior infiltração. O controle estrutural e topográfico na densidade de drenagem é nítido, onde na BH do rio Alonzo, ao Sul, existe uma maior densidade de lineamentos sobre a Formação Rio do Rasto, proporcionando a instalação de um número mais elevado de sub-bacias. No reverso da escarpa, setor norte, a densidade é menor, por conta da menor densidade de estruturas, a qual permitiu a instalação de sub-bacias maiores e dendríticas e por conta do mergulho mais elevado das camadas proporcionou a instalação de canais mais extensos.

**Figura 4.3.15 - Densidade da drenagem da área de estudo**

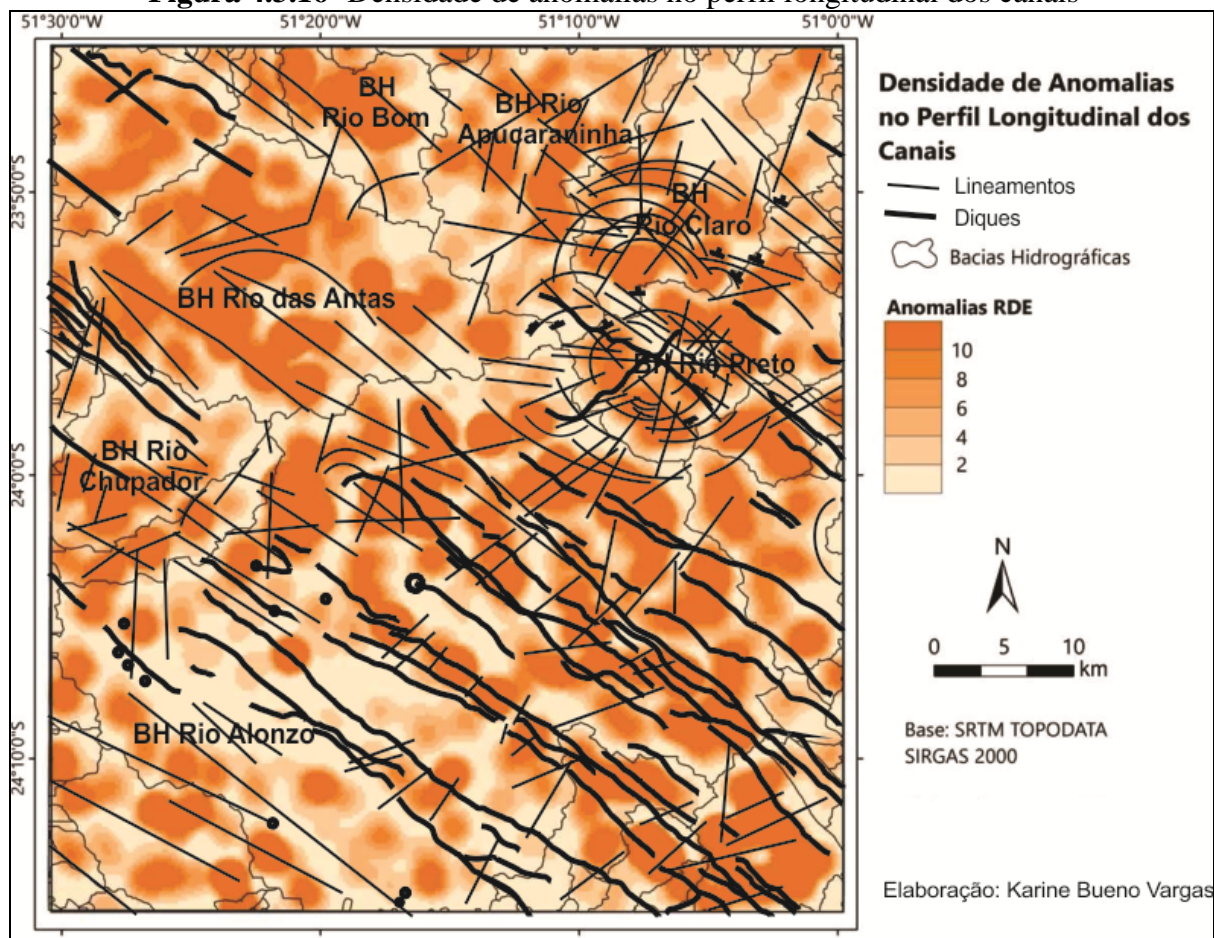


O controle estrutural exercido pelo nível de base, em virtude da quebra de planaltos, formado pelas Escarpas da Serra Geral, também proporcionam maior adaptação e concentração da rede de drenagem, já que essas fluem sentido jusante. Soares et al. (1982) relatam que os lineamentos que tem maior expressão geomórfica na Bacia Sedimentar do Paraná são alinhamentos de feições topográficas negativas, os quais incluem os cursos de rios, constituindo em quebras uniformes no relevo.

A elevada densidade de drenagem no setor Centro-Oeste, ainda pode indicar a retomada erosiva dessas estruturas, atribuída a reativações tectônicas sobre a morfologia durante o Cenozoico e o Mesozoico, os quais proporcionaram maior expansão da drenagem. No entanto, a densidade de anomalias de drenagem (**Figura 4.3.15**) está, intrinsecamente, ligada ao controle morfoestrutural.

No Centro-Norte da área de estudo, muitos canais mudam seu padrão de retilíneo e passam a meandrar abruptamente, muitas vezes exibindo meandros comprimidos, curvas anômalas e cotovelos. A maior concentração de anomalias está associada à Borda de Estrutura Erodida do Cadeado (Iacólito) e ao enxame de diques (**Figura 4.3.16**). Na parte Sul é visível a concentração de diques de diabásio, orientados em sua maioria pela direção NW-SE e, excepcionalmente, no sentido NE-SW, mostrando-se claramente associadas ao eixo do Arco de Ponta Grossa e à Zona de Falha Curitiba-Maringá, exercendo estes, forte controle sobre a drenagem.

**Figura 4.3.16** - Densidade de anomalias no perfil longitudinal dos canais

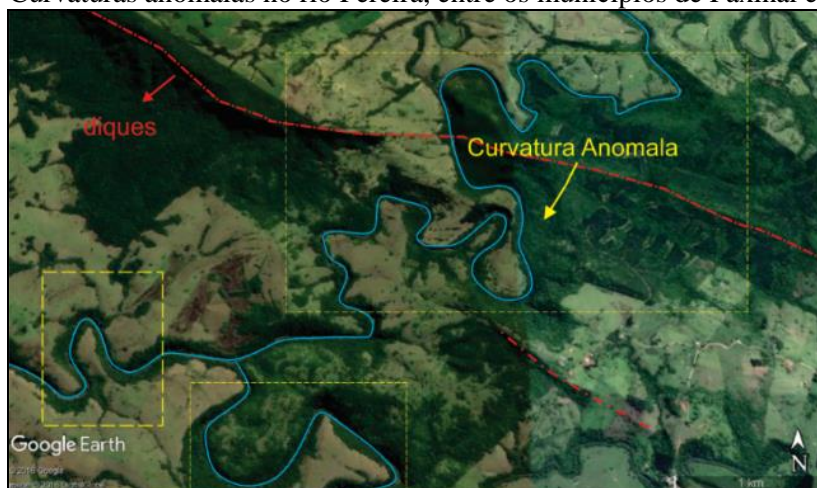


Os trechos retilíneos da drenagem em alguns casos são também anomalias, as quais são bastante representativas na área. Isso se deve a grande quantidade de falhas, fraturas, juntas e outras feições de fraqueza estrutural que ocorrem. Mesmo no flanco sudoeste, onde a quantidade de anomalias identificada foi menor, ainda assim ocorrem trechos retilíneos, orientados para SE-NW, SW- NE e mais raramente N-S. No entanto, no setor sudeste, trechos retilíneos na drenagem são mais evidentes e estes estão relacionados ao intenso enxame de diques de diabásio.

A área de menor densidade de anomalias de drenagem, observada pelo mapa (**Figura 4.3.16**), está inserida no setor sudoeste da área de estudo, vinculada à SGI e coincidindo com a área embasada pela Formação Rio do Rasto, a qual apresenta diversidade de fácies sedimentares (arenitos, siltitos, argilitos). A menor densidade de anomalias da área está associada ao nível de base do rio Alonzo, cujas drenagens afluentes acabaram dissecando, com mais intensidade, as estruturas e mascarando as morfologias, associado a isso, a maior fragilidade dessas litologias. Nas áreas onde os diques estão truncando as rochas sedimentares Paleozoicas, estes formam serras alongadas e apresentam notável paralelismo, que se reflete na drenagem, estabelecendo um padrão retangular.

As curvaturas anômalas (**Figura 4.3.17**) são resultantes do contato entre litoestruturas de diferente resistência erosiva, sendo também originada por falhas e fraturas. Normalmente os desvios ocorrem em áreas de contato litológico, onde o canal, ao atingir litoestruturas mais friáveis ou mais resistentes, muda seu padrão, formando curvaturas, às quais buscam atingir um trecho mais suscetível para a expansão do canal. Por toda a área de estudo são observados estes padrões, no entanto, o setor sudeste, entre os municípios de Mauá da Serra e Ortigueira, destaca-se em anomalias de drenagens, devido ao vasto enxame de diques e por ser área de contato litológico entre as formações Teresina, Rio do Rasto e Botucatu/Piramboia.

**Figura 4.3.17** – Curvaturas anômalas no rio Pereira, entre os municípios de Faxinal e Ortigueira

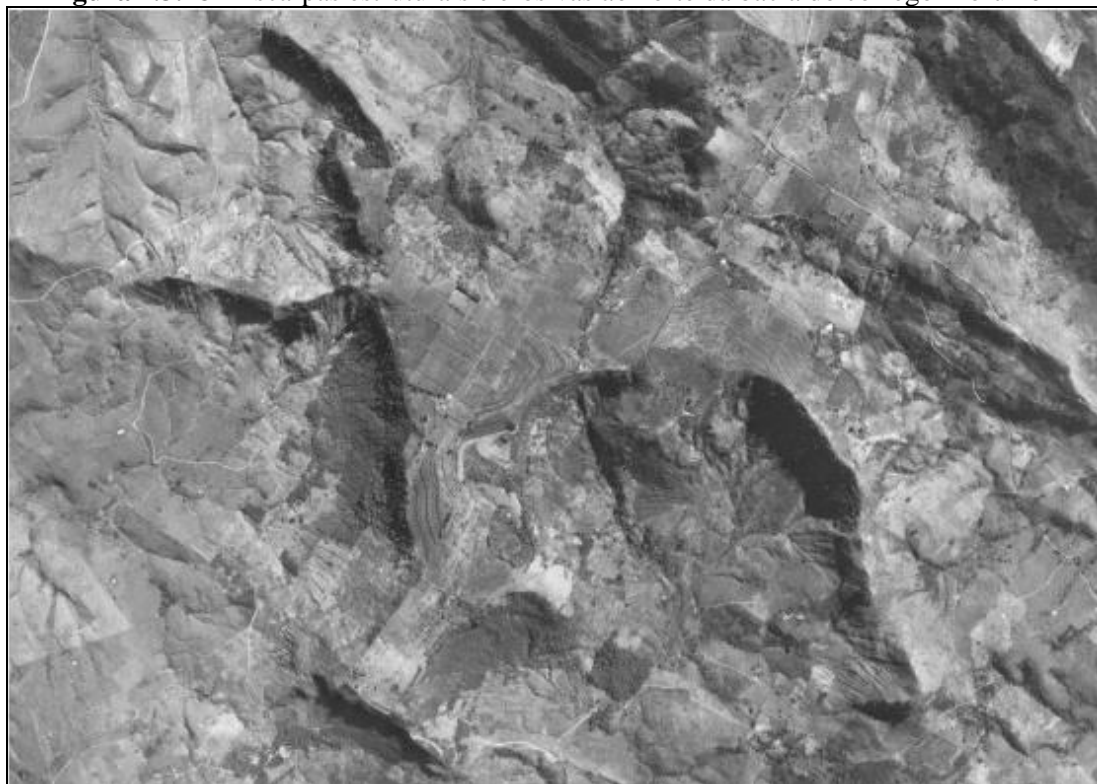


Fonte: Google (2017)

A existência de falhas, fraturas e veios na área de estudo influenciou diretamente a rede de drenagem, formando segmentos retilíneos nos cursos d'água e originando localmente padrões paralelos, os quais podem estar relacionados também a intrusões de diques de diabásio. Foi também observado que a rede de drenagem, ao não conseguir romper os diques, mantém-se prolongada, paralela ou perpendicularmente a estas estruturas.

Para Camolezi (2013), o estudo na bacia hidrográfica do córrego Morumbi, na região de Faxinal, no quadrante sudoeste da área de estudo, identificou que as escarpas estruturais são responsáveis por diferenciar compartimentos de relevo, limitando zonas escarpadas para área de colinas (**Figura 4.3.18**), onde as escarpas, muitas vezes, atuam como divisores topográficos.

**Figura 4.3.18** - Escarpas estruturais e erosivas ao norte da bacia do córrego Morumbi



Fonte: ITCG (1980)

Foi identificado por Camolezi (2014), a partir da análise da rede de drenagem, que a movimentação de falhas transcorrentes em arcos levou a alterações geométricas na rede de drenagem, culminando em capturas na rede de drenagem. A descontinuidade da zona escarpada no córrego Morumbi é evidenciada por abatimento/soerguimento de blocos, permitindo inferir que o curso fluvial que separa essas formas está correndo sobre uma falha NNW-SSE, que ocasionou um rejeito de mais de 20 metros nesse local (**Figura 4.3.19**).

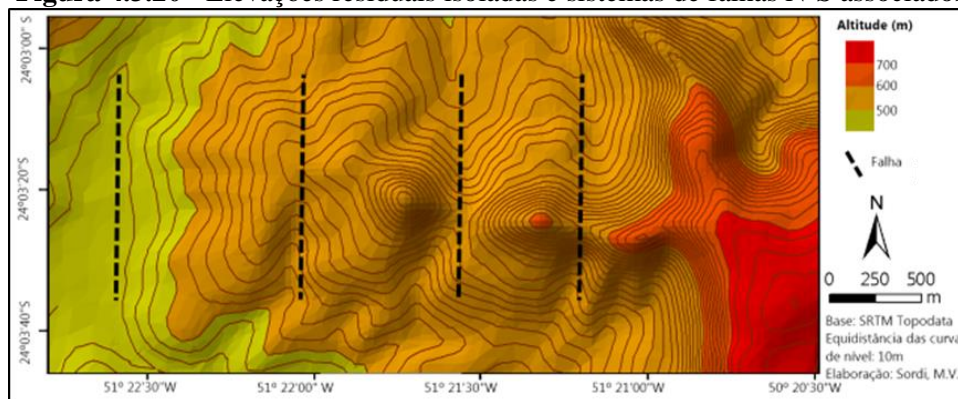
**Figura 4.3.19** – Zona escarpada separada por falha, evidenciando movimentação de blocos



Legenda: Na escarpa, à esquerda, o contato da Formação Botucatu com a Formação Serra Geral ocorre a aproximadamente 762 metros e no bloco abatido, à direita, esse contato está a aproximadamente 740 metros - Fonte: Camolezi (2014)

Em pesquisas realizadas por Fortes et al. (2008); Manieri (2010); Santos (2010) e Sordi (2014), concluiu-se que a rede de drenagem na Bacia do rio São Pedro, afluente do rio Alonzo, é controlada principalmente por falhas normais, fraturas e diques de diabásio. A **Figura 4.3.20** mostra a segmentação das elevações residuais por falhamentos de direção N-S.

**Figura 4.3.20** - Elevações residuais isoladas e sistemas de falhas N-S associados



Fonte: Sordi (2014)

Fortes et al. (2011) em estudo na bacia do ribeirão Laçador encontrou as seguintes situações: falhas ativas, sendo diretamente responsável pela modelagem da paisagem e falhas com aspecto passivo, que no passado tiveram atuação estrutural sobre a paisagem.

Capturas fluviais e desvios bruscos no canal também foram identificados por Couto (2011) em estudo na bacia hidrográfica do rio Alonzo, em que se mapearam diques rompidos por falhas NE-SW e N-S. A partir da relação declividade-extensão (RDE), o autor encontrou três situações: (i) drenagens que se fluem sob litologia homogênea, da cabeceira à foz, com pequenos afluentes de primeira e segunda ordem que apresentam anomalias, forte controle

estrutural e atividade tectônica, responsáveis por alterar os níveis de base dessas drenagens; (ii) cursos que drenam sob mais de um substrato, onde as alterações no equilíbrio dos perfis longitudinais podem estar relacionados à existência de diferentes graus de resistência, o que se reflete no índice RDE; e (iii) drenagens que cortam diversas litologias e são controladas estruturalmente.

Em alguns trechos do rio Alonzo e seus afluentes, no quadrante sudoeste da área de estudo, os cursos d'água atravessam as escarpas basálticas por vales suspensos e formam cachoeiras que chegam a dezenas de metros, como a cachoeira Salto São Pedro, Véu de Noiva, Chicão 1 e 3 e a da Pedreira (**Figura 4.3.21**).

**Figura 4.3.21** - Cachoeiras localizadas no município de Faxinal-PR



Legenda: Representam limites de superfícies estruturais. A – cachoeira da pedreira, B – Véu da Noiva, C- Salto São Pedro, D – Chicão 1, E – Chicão 3 - Fotos: Karine Bueno Vargas (2014 e 2015)

As drenagens ao escavarem as escarpas por superimposição dos cursos cataclinais secundários ou obsequentes, integram-se ao baixo curso do rio Alonzo. As escarpas funcionam, nesse setor, como limites de superfícies estruturais, as quais Santos (2010) utilizou como limite para a compartimentação morfoestrutural realizada na bacia do rio Bufadeira. O autor supracitado identificou dois compartimentos morfotectônicos no rio Bufadeira, afluente do rio Ivaí, localizado na região de Faxinal, esses compartimentos se

articulam com as superfícies estruturais regionais: (i) Cimeira Basáltica e (ii) Superfícies Inumadas.

O limite entre os compartimentos da bacia do rio Bufadeira é marcado por falhas preenchidas por intrusões (diques) da Formação Serra Geral, cuja direção é aproximadamente N60W. Esses diques estão rompidos e, aparentemente, deslocados por falhas N-S, permitindo o seccionamento dessas estruturas pelo rio Bufadeira, que atravessa a escarpa em um boqueirão formando um *canyon* profundo, com mais de 200 m de desnível. O autor também observou padrões semirradiais na rede de drenagem, que formam amplos arcos, os quais desviam as drenagens dos tributários do rio Bufadeira, ora para Sul, ora para Norte, indicando uma possível presença de altos estruturais.

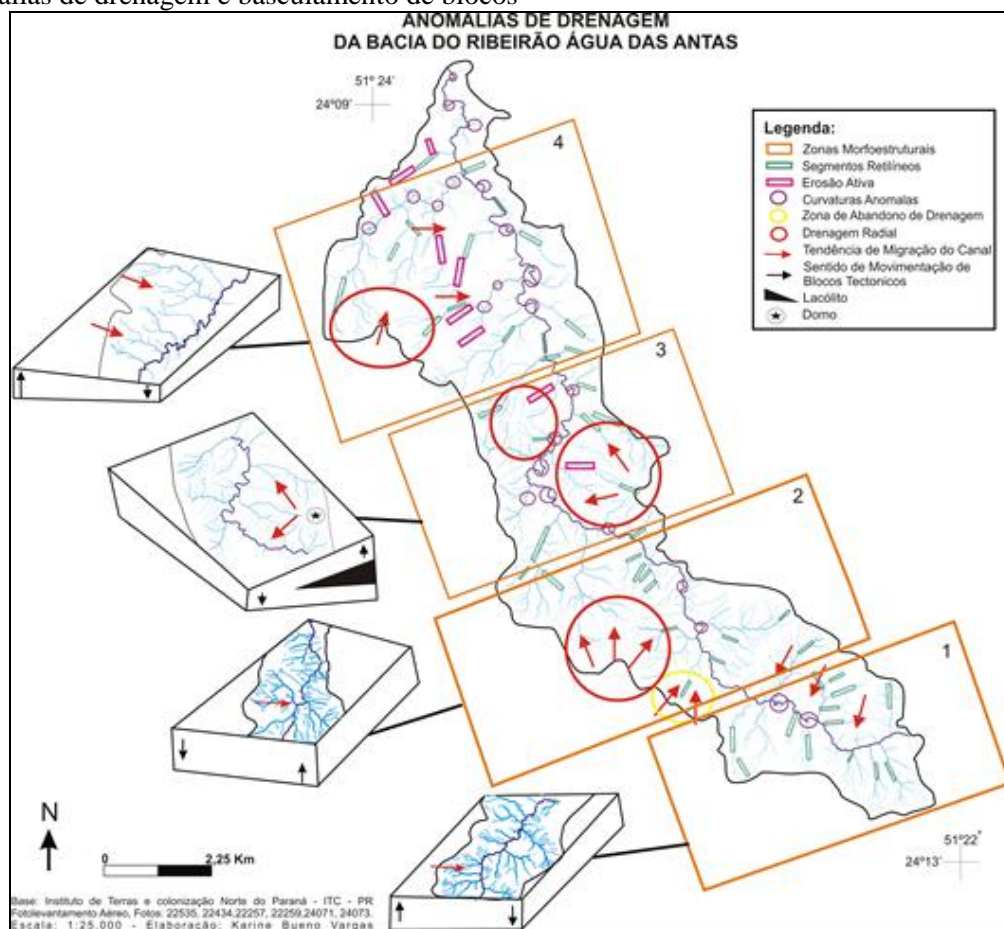
O vínculo dos compartimentos geomorfológicos com os blocos estruturais adernados para Nordeste, na bacia hidrográfica do rio Bufadeira são condizentes ao Alto Estrutural Mauá da Serra. E as falhas normais, em estilo dominó, já citadas e localizadas sobre a Formação Rio do Rasto afetam as coberturas sedimentares quaternárias, demonstrando atividade tectônica Quaternária.

As estruturas apresentam-se de maneira complexa na região, sendo verificado o padrão escultural e erosivo, além de possíveis evidências de tectonismo, a soma desses fatores resulta nas modificações e distribuição das drenagens por capturas e deslocamento de diques, sendo marcada pela zona de enxame de diques da Zona de Falha do rio Alonzo, responsáveis pela orientação da drenagem em extensos trechos, com padrões retilíneos e bem encaixados (COUTO, 2011).

A relação entre o arcabouço estrutural e a drenagem também foi retratada por Vargas et al. (2015). Os lineamentos na bacia do ribeirão Água das Antas, na região Sul de Faxinal, também indicam forte relação com o sistema hidrográfico, com direção preferencial para N-S e NE, e destaque para o primeiro, sugestivo de atividade tectônica recente. A campo, as medidas de falhas e estrias nas escarpas, indicaram movimentos de blocos normais com componentes direcionais, o que não descarta os processos de basculamento de blocos (**Figura 4.3.22**), conforme demonstrado por parâmetros morfométricos. Segundo a autora, supracitada, é possível inferir que esses basculamentos, com migração de canal e formação de falhas distensivas, estejam vinculados a corpos intrusivos lacolíticos (**Figura 4.3.22**), que resultam em deformações na superfície, impondo processos de erosão acelerada ao longo das vertentes, sendo responsável, inclusive, pelo recuo das escarpas de falha.



**Figura 4.3.22** - Comportamento Morfoestrutural da Bacia do Ribeirão Água das Antas com indicação de anomalias de drenagem e basculamento de blocos



Fonte: Vargas et al. (2015)

A atuação da tectônica distensiva permitiu a reativação das fraturas nas feições dômicas, possibilitando a instalação de padrões de drenagem radiais em condições climáticas mais úmidas. A ativação desses corpos, entre camadas sedimentares, no Cretáceo, teria provocado o abaulamento de superfícies e, concomitante, intensificação da ação erosiva, mantendo a forma radial original, onde em fases posteriores a rede de drenagem teria se instalado, adaptando-se às estruturas (VARGAS, 2012).

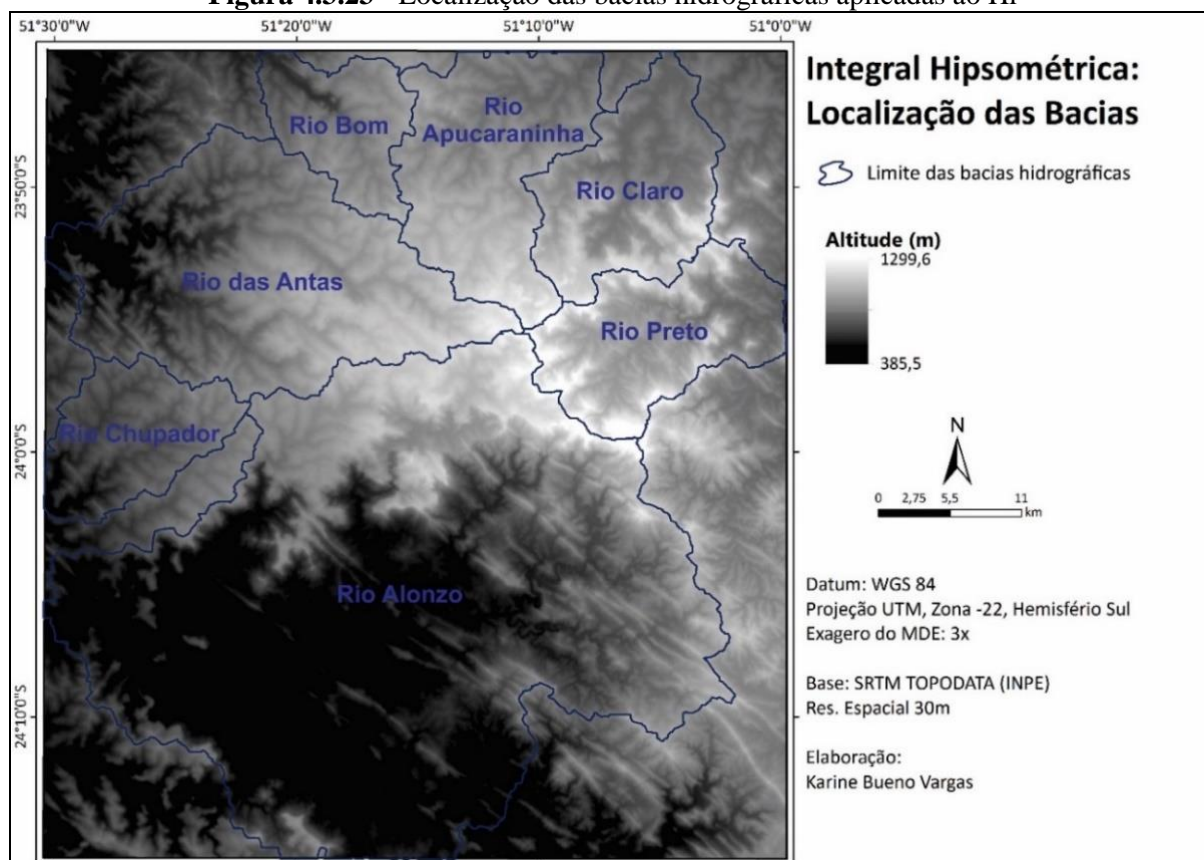
Os estudos, já realizados na área e citados acima, estão de acordo com as hipóteses propostas na presente tese, indicando que as estruturas geológicas controlam a evolução da rede de drenagem e da paisagem como um todo, nas quais os padrões e formas de drenagem, juntamente às superfícies geomorfológicas são estruturadas pela geologia, sendo posteriormente remodeladas pelos agentes externos e internos. As assimetrias e anomalias da rede de drenagem são, possivelmente, resultantes de pulsos tectônicos e representam forte controle estrutural, diante das quais as atividades tectônicas tiveram papel ativo, senão determinante na evolução da rede de drenagem, juntamente aos processos erosivos.

#### 4.3.1.1 Integrais hipsométricas aplicadas a bacias hidrográficas

Para Strahler (1952), a aplicação da técnica da Integral Hipsométrica (Hi) visa quantificar a relação da área da bacia com a altitude e esta correlação pode direcionar os ciclos de erosão de uma dada área, bem como, identificar paleosuperfícies e também reconhecer o grau de dissecação das bacias hidrográficas. Segundo o autor supracitado, as curvas hipsométricas convexas sugerem terrenos com baixo grau de dissecação, potencialmente jovens, tendo valores de Hi próximos a 1. Já as curvas hipsométricas retilíneas a côncavas sugerem terrenos com maior exposição temporal a efeitos erosivos, com potencial de serem mais antigos, tendo valores próximos a 0.

Visando analisar a evolução das superfícies geomorfológicas no Centro-Norte Paranaense, foram selecionadas 7 bacias hidrográficas, afluentes do rio Ivaí, sendo os rios das Antas, Apucarantina, Preto, Claro, Bom, Chupador e Alonzo (**Figura 4.3.23**) para aplicação do índice (Hi), o qual resulta em um valor numérico na escala de 0 a 1, indicando a maturidade geológica da bacia e o grau de dissecação da paisagem.

**Figura 4.3.23** - Localização das bacias hidrográficas aplicadas ao Hi

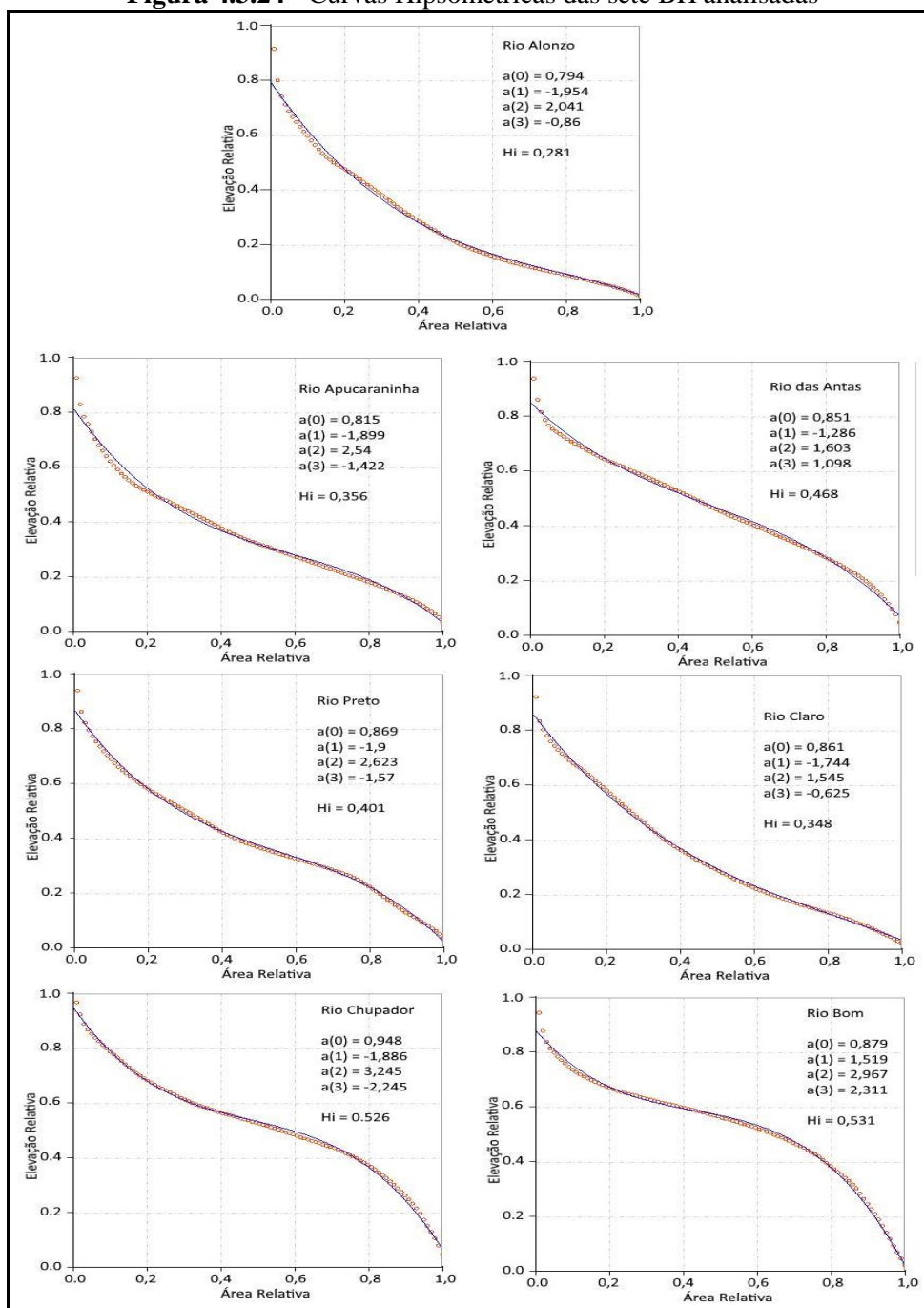


Das sete bacias hidrográficas estudadas, três delas (rio Bom, rio Chupador e rio das Antas) drenam o reverso da Serra Geral, tendo o substrato constituído por rochas vulcânicas

da Formação Serra Geral. Outras quatro bacias (rio Apucarantina, rio Claro, rio Preto e rio Alonzo) drenam o front da Serra Geral e apresentam embasamento mais complexo: rochas vulcânicas da Formação Serra Geral nas áreas mais elevadas e rochas sedimentares da Formação Botucatu, Rio do Rasto e Teresina, nas áreas mais rebaixadas.

A BH do rio Bom apresentou índice  $H_i$  de 0,53 (**Figura 4.3.24**) e sua curva exibe apenas o trecho inicial retilíneo, seguindo com forma côncava até o fim do perfil. É uma das menores bacias analisadas, em área drenada, mas que apresenta o maior índice  $H_i$ . Ela encontra-se estruturada sobre basaltos da Formação Serra Geral.

**Figura 4.3.24 - Curvas Hipsométricas das sete BH analisadas**



Organização: Karine Bueno Vargas

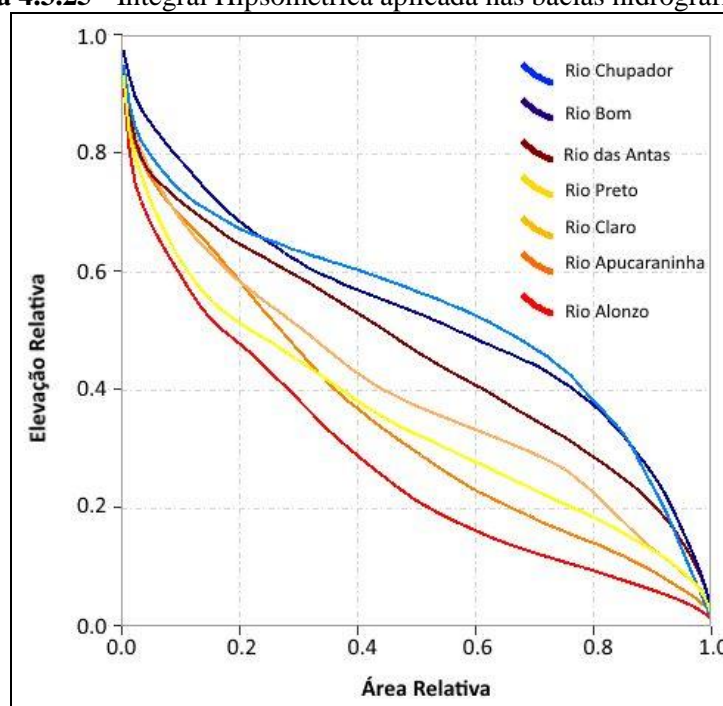
A BH do rio Chupador (**Figura 4.3.24**) apresenta-se semelhante à do rio Bom, tanto com relação ao índice  $H_i$  (0,52) quanto ao modelado da curva. Ambas as bacias são embasadas pelos basaltos da Formação Serra Geral.

A BH do Rio das Antas (**Figura 4.3.24**) encontra-se inserida no norte da área, entre as bacias do rio Bom e Chupador, apresentando índice  $H_i$  semelhante às bacias supracitadas (0,46). A curva apresenta forma retilínea, com suave mudança do padrão para côncava, ao final. Esta bacia tem seu maior domínio sobre os basaltos da Formação Serra Geral.

A BH do rio Apucarantina (**Figura 4.3.24**) apresentou índice  $H_i$  de 0,35. A curva da integral inicia-se como suavemente côncava, modificando-se para levemente convexa ao fim do perfil. Apesar de, no trecho estudado, essa bacia drenar apenas rochas da Formação Serra Geral, ela, na verdade, pertence ao Segundo Planalto Paranaense.

As bacias dos rios Claro e Preto estão localizadas no quadrante nordeste da área de estudo, inseridas em uma área de transição litológica, entre os basaltos no reverso das escarpas, e os arenitos e siltitos ao front. Na bacia hidrográfica do rio Claro, o índice  $H_i$  é de 0,34, caracterizado por uma curva retilínea (**Figura 4.3.25**), enquanto que na bacia do rio Preto o índice  $H_i$  é de 0,40 e a curva mostra tendência à retilinearidade, assumindo forma, suavemente, côncava no segmento final do perfil.

**Figura 4.3.25** - Integral Hipsométrica aplicada nas bacias hidrográficas



Organização: Karine Bueno Vargas

O formato das curvas das BH do rio Claro e rio Preto evidencia uma maior exposição aos efeitos erosivos em comparação às bacias vizinhas. A característica diferenciada dessas

curvas dá-se pela maior complexidade morfoestrutural da área, correspondendo à parte mais elevada do Alto Estrutural Mauá da Serra e por abranger, no caso da bacia do rio Preto, toda a extensão da Borda de Estrutura Erodida do Cadeado.

A bacia do rio Alonzo, no sul da área de estudo, apresentou  $H_i$  de 0,28 e o formato da curva exhibe tendência à forma côncava (**Figura 4.3.25**), sugerindo uma maior dissecação do relevo e, conseqüentemente, um relevo mais antigo. A geologia se constitui de rochas sedimentares Paleozoicas e Mesozoicas das Formações Teresina, Rio do Rasto, Piramboia e Botucatu, as quais já foram intensamente erodidas.

No presente estudo, podem se diferenciar dois comportamentos heterogêneos quanto à forma das curvas e o valor da integral hipsométrica. O primeiro deles, se refere às bacias que drenam o reverso da Serra Geral, embasadas por rochas vulcânicas mais resistentes e com menor declividade. Essas características se referem às bacias do rio Chupador, Bom e das Antas, os quais apresentam curvas hipsométricas retilíneas, com trechos finais tendendo à concavidade. Os valores do  $H_i$  estão acima de 0,45.

Por outro lado, as bacias dos rios Apucarantina, Claro, Preto e Alonzo, apresentam curvas que tendem à convexidade, especialmente em seu trecho final. Da mesma forma, os valores de  $H_i$  abaixo de 0,4 confirmam estudos prévios, que reconhecem que as variações litológicas podem interferir na curva hipsométrica, devido ao diferente grau de resistência dos litotipos, frente à denudação, uma vez que as variáveis devem ter correlação direta com taxas de denudação e a integral hipsométrica deve ser inversamente proporcional à erosão de uma dada área (ANDRADES FILHO et al. 2011; GROHMANN e RICCOMINI, 2012).

De acordo com Strahler (1952), a integral da curva hipsométrica (a área sob a curva) representa o volume de material existente acima ou abaixo de um nível de referência, onde as curvas e integrais hipsométricas podem ser interpretadas em termos de grau de dissecação e idade relativa a formas de relevo. Ou seja, pode-se interpretar que as bacias hidrográficas do front das escarpas (Segundo Planalto Paranaense) apresentam maiores taxas de erosão e, por conseqüência, menor maturidade, por drenarem substratos mais friáveis. No reverso (Terceiro Planalto Paranaense), a maior resistência das rochas vulcânicas é responsável por controlar o processo denudacional, onde as taxas de denudação são menores e as formas do relevo são mais antigas, mantendo-se melhor preservadas ao longo do tempo.

Dentro da mesma unidade geomorfológica, porém, ocorrem discrepâncias. Por exemplo, o valor do  $H_i$  da BH do rio Preto é 0,4 enquanto no BH do rio Alonzo o  $H_i$  é 0,28 sendo estas embasadas pela mesma litologia, a Formação Rio do Rasto. A diferenciação no valor  $H_i$ , pode estar associado à atividade neotectônica no Alto Estrutural do Cadeado. De acordo com Fortes et al. (2014) a atividade tectônica quaternária local é sugerida pela

presença de falhas normais, em estilo dominó nas rochas da Formação Rio do Rasto e que afetam as coberturas inconsolidadas Quaternárias.

Além disso, o comportamento estrutural da rede de drenagem revela que a instalação dos canais na bacia do rio Preto é posterior aos da bacia do rio Alonzo. Tal fato justificaria a diferença de dissecação entre as duas bacias, identificadas por meio do índice Hi. O baixo topográfico do rio Alonzo marca uma importante descontinuidade no padrão de relevo regional, cuja posição atual das escarpas evidencia o recuo erosivo do alto estrutural. Localmente, as cotas altimétricas variam de 500 m no baixo topográfico do rio Alonzo a acima de 1200 m, nos pontos mais elevados do Alto Estrutural do Cadeado.

Essas diferenciações topográficas sobre a morfologia sugerem correlação das áreas de topo no reverso das escarpas às antigas superfícies de aplanamento. Atualmente essas superfícies estão sofrendo processo de denudação, o que na literatura clássica permitiria classificá-las como superfícies de erosão. Tais informações necessitam de estudos complementares específicos para comprovação. Vale ressaltar ainda que o desnivelamento topográfico, ocasionado pelo soerguimento do Alto Estrutural do Cadeado durante o Cretáceo, influenciou diretamente a compartimentação e estruturação da paisagem atual, criando diferenciações locais no padrão regional.

#### **4.4 MODELOS DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA**

O desenvolvimento de modelos de paleosuperfícies e neosuperfícies (novas superfícies) dá subsídio ao entendimento geomorfológico das paisagens no passado, no presente e no futuro, cabendo ao pesquisador identificar os processos atuantes na estruturação e modelagem do relevo em cada escala evolutiva, bem como compreender os efeitos morfotectônicos e morfodinâmicos na estruturação e reformulação dos relevos.

A despeito de não se dispor de dados geocronológicos, a análise evolutiva do relevo da área de estudo foi pautada no estudo correlativo das superfícies geomorfológicas e de seus depósitos correlativos, tendo por premissa a influência das estruturas no desenvolvimento de seu modelado.

##### **4.4.1 Seppômen e Sekkokumen**

Por meio da técnica de Seppômen foi possível desenvolver a modelagem evolutiva do relevo do centro-norte paranaense, a partir da reconstrução de paleosuperfícies, mediante a comparação dos níveis de topos do passado com os níveis atuais. Diante de vários testes com

diversos tamanhos de malhas foram escolhidas as de 0,25 km<sup>2</sup> e de 1 km<sup>2</sup> para serem representadas e discutidas por ambas as técnicas (Seppômen e Sekkokumen), já que essas apresentam variações mais significativas do modelado do relevo.

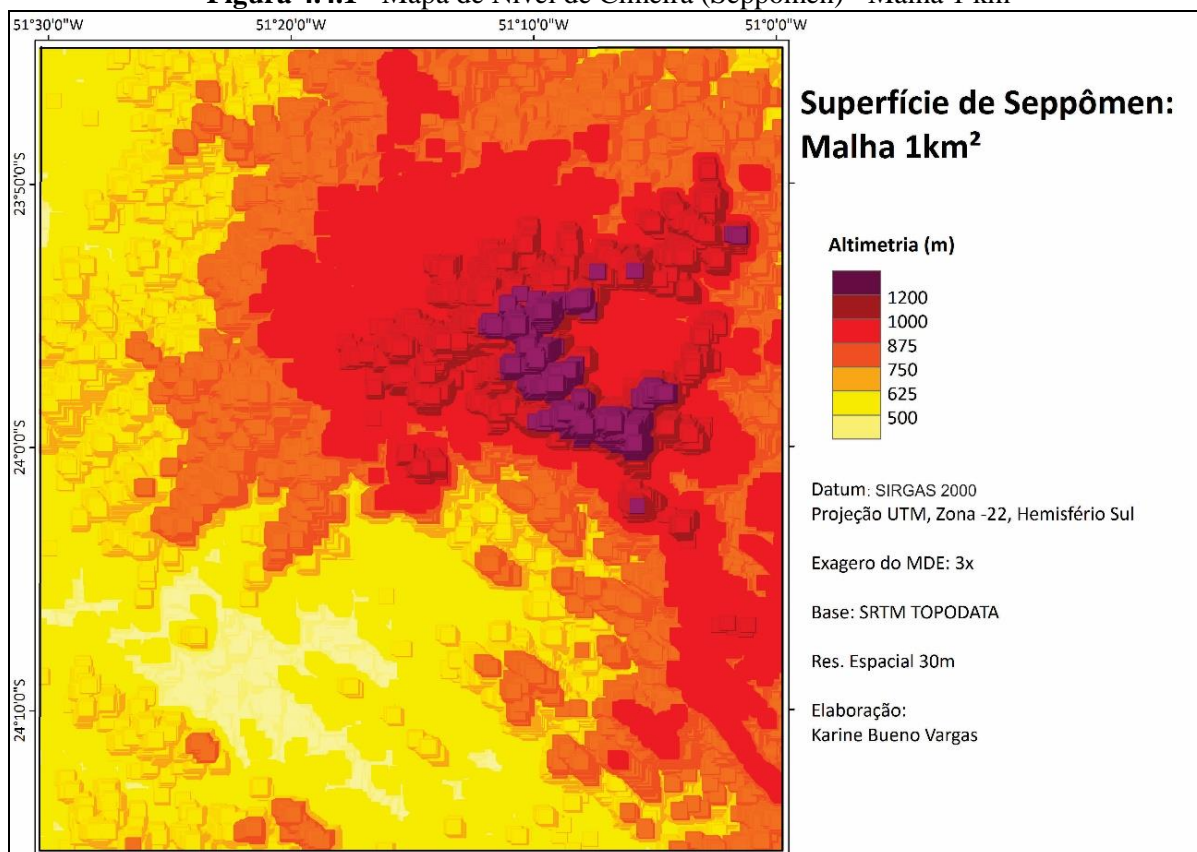
Vale ressaltar que as aplicações dessas técnicas não estabelecem parâmetros cronológicos, pois são modelos cartográficos, os quais permitem apenas visualizar e cartografar a configuração das superfícies antes do presente (Seppômen) e futuras (Sekkokumen), criando modelos de relevo.

A malha de 1 km<sup>2</sup> (**Figura 4.4.1**) retratou a paleotopografia com relevos mais uniformes, identificados pela rugosidade da imagem e por altitudes acima de 500 m, praticamente na totalidade da área. De SW para NE observa-se um acréscimo significativo na altimetria, formando degraus topográficos. A SW observa-se que o vale do rio Alonzo já vem sendo formado, com altitudes menores de 500 m (representadas pela cor bege) aumentando as altitudes, progressivamente, no sentido NE, chegando a altitudes superiores a 1200 m (representadas pela cor roxa). Os pontos mais altos correspondem à Serra do Cadeado e suas adjacências representadas pelas cores roxa, vermelha e laranja (**Figura 4.4.1**).

A área, a qual corresponde ao Alto Estrutural do Cadeado, representada pelas cores mais escuras, formava no passado uma superfície de cimeira de maior extensão que a atual, de possível identificação, quando comparado à hipsometria atual (**Figura 4.4.5**).

Essas maiores elevações caracterizam-se, geomorfologicamente, como prolongamentos da Serra Geral, a qual nos dias de hoje encontra-se amplamente dissecada, originando vertentes escarpadas na borda planáltica, patamares alongados, mesetas, colinas e morros residuais.

No período retratado pelo mapa (**Figura 4.4.1**) a erosão havia dissecado pouco a parte leste da Estrutura de Borda Erodida do Cadeado e esta encontrava-se em formato semirradial, no entanto, quando comparada ao mapa hipsométrico atual, verifica-se um profundo desgaste do alto estrutural como um todo e uma maior abertura dessa feição. Ainda se observa através da rugosidade e da falta de reentrâncias entre uma cor e outra (altitudes diferenciadas) que a drenagem não apresentava uma organização bem definida e ainda eram raras as morfologias de vales fluviais.

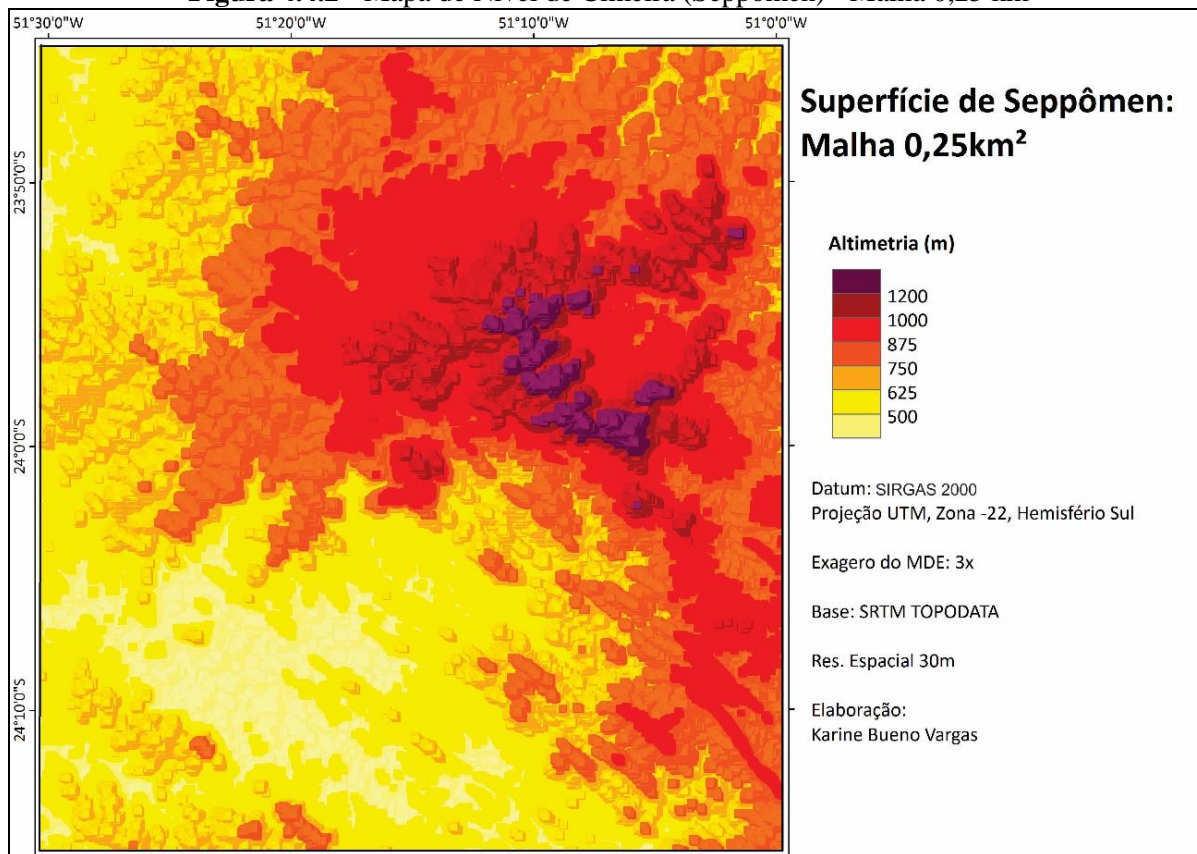
**Figura 4.4.1** - Mapa de Nível de Cimeira (Seppômen) - Malha 1 km<sup>2</sup>

No mapa com a malha de 0,25km<sup>2</sup> (**Figura 4.4.2**), que representa uma paleosuperfície mais recente que a anterior, a topografia apresenta-se ainda mais elevada altimetricamente e os vales vão ganhando formas mais características com a morfologia atual, tendo destaque o setor sudoeste, por apresentar maior expansão da rede de drenagem no vale do rio Alonzo. A área correspondente ao Alto Estrutural do Cadeado apresenta-se com uma superfície mais dissecada, quando comparada à malha de 1 km<sup>2</sup>, com perda na uniformidade dos topos das serras e maior dissecação das vertentes, refletindo em mudanças na distribuição das classes hipsométricas.

Pode-se deduzir, através da **Figura 4.4.2**, que a rede de drenagem se inseriu sobre o Alto Estrutural do Cadeado, sendo verificado pelo recorte topográfico da imagem, formando vales, sendo este, um indicativo maior de densidade de drenagem, possivelmente associado à umidificação maior do clima. Com relação à Estrutura de Borda Erodida, observa-se que a rede de drenagem se encaixou sobre uma zona de fraqueza, desenvolvendo a abertura desta feição, e em seguida iniciou a erosão interna desta, formando uma estrutura circular.



**Figura 4.4.2 - Mapa de Nível de Cimeira (Seppômen) - Malha 0,25 km<sup>2</sup>**



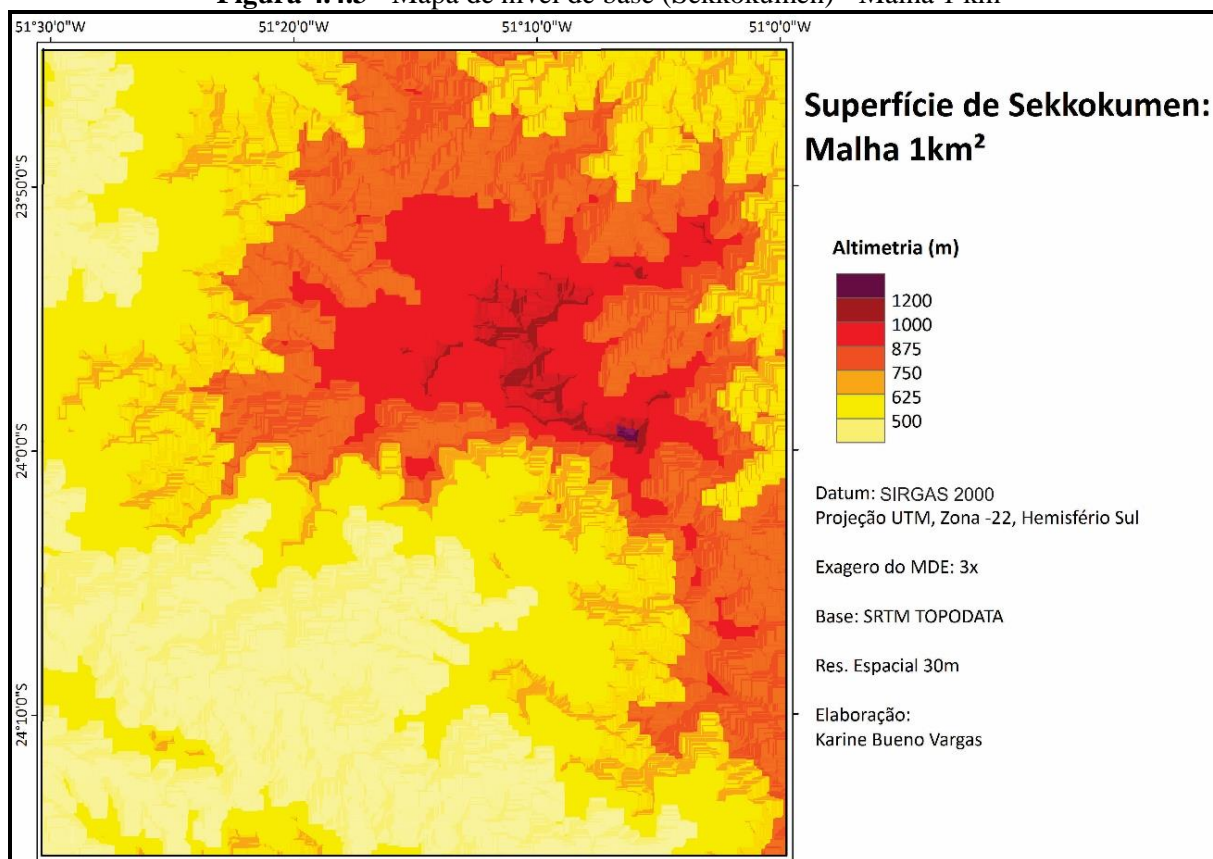
O desenvolvimento da rede de drenagem na parte interna da Borda de Estrutura erodida do Cadeado foi favorecido pelos fraturamentos ocorridos com o soerguimento desta área, beneficiando a abertura de novos canais. Os canais já existentes, principalmente nas zonas depressionárias, foram retrabalhados e como estavam inseridos sobre rochas mais friáveis o processo de expansão foi favorecido, tendo a denudação controlada pelo nível de base do rio Ivaí e Tibagi.

De acordo com Ab' Sáber (1972), a fixação da rede de drenagem atual, em climas úmidos, levou a destruição de compartimentos endorreicos locais, concomitante ao alargamento das calhas aluviais e com a esculturação de planícies alveolares pela deposição de cascalheiras que viriam a manter os baixos terraços da maior parte dos rios brasileiros. No Segundo Planalto Paranaense, Riffel et al. (2015), utilizaram dados cronológicos (a partir de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  AHe) e definiram a idade de 24 Ma para o Segundo Planalto, sugerindo velocidade média de denudação ao longo dos últimos 15 Ma de  $8,7 \text{ m Ma}^{-1}$ .

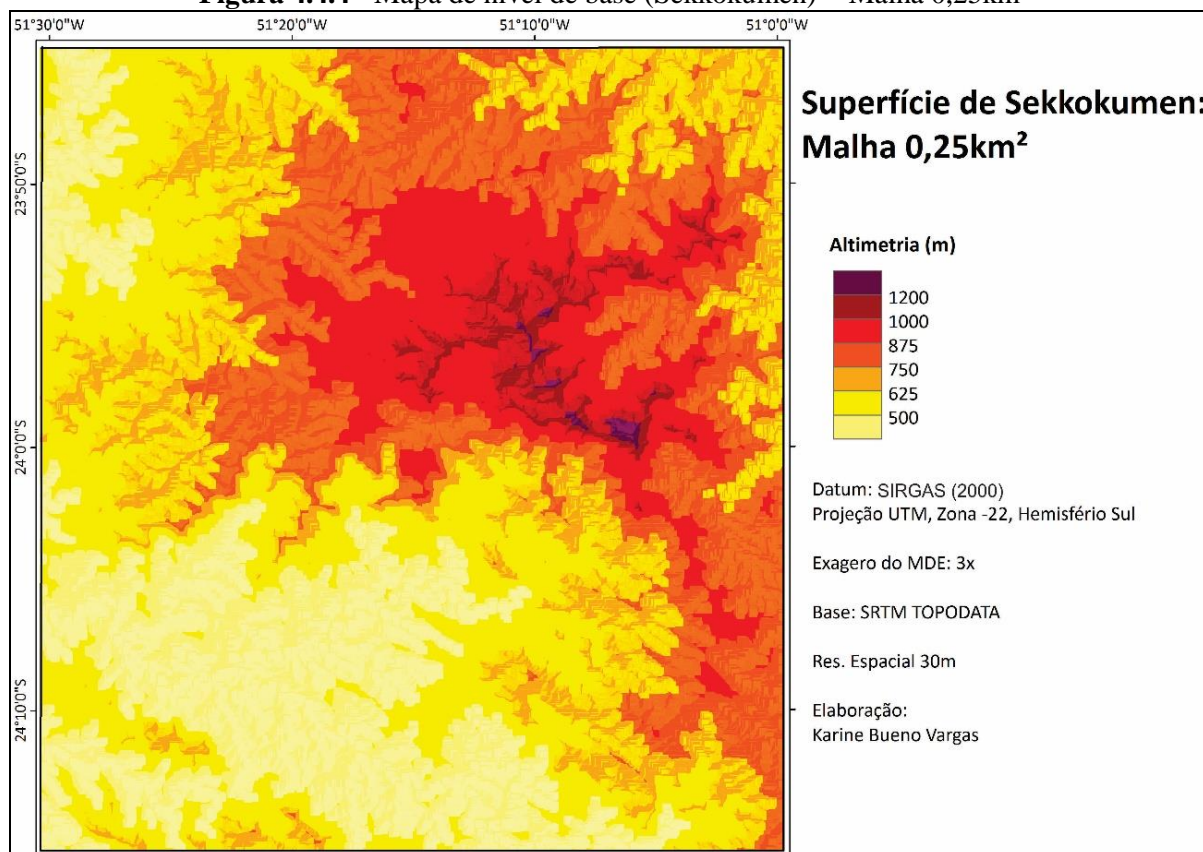
A partir da aplicação da técnica de Sekkokumen (Motoki et al. 2014) que é representada pela evolução das superfícies geomorfológicas, numa perspectiva de futuro (**Figura 4.4.3**), levando em consideração os níveis de base como ponto inicial de reconstrução dessas, foi possível visualizar um avanço denudacional extremo com a malha de  $1\text{km}^2$ . Na

análise do modelo aplicado, percebe-se que as escarpas da Serra Geral foram intensamente erodidas no sentido centro - leste para noroeste, havendo consequentemente um declínio altimétrico, e em trechos que anteriormente eram mais dissecados observa-se, pela rugosidade, um maior aplanamento, principalmente na Serra do Cadeado, entre Mauá da Serra e Tamarana.

**Figura 4.4.3 - Mapa de nível de base (Sekkokumen) - Malha 1 km<sup>2</sup>**



A malha de 0,25 km<sup>2</sup> (**Figura 4.4.4**), que representa um modelo mais próximo da paisagem atual, encontra-se com os topos mais preservados, mantendo ainda as altitudes superiores a 1200 m na Serra do Cadeado, as quais na malha anterior encontram-se praticamente inexistentes. O vale do rio Alonzo, representado pela cor bege (**Figura 4.4.4**), apresenta-se com menor extensão e com canais mais estreitos que o representado pela malha anterior, expandindo-se para o norte, sentido Serra do Bufadeira e do São Pedro.

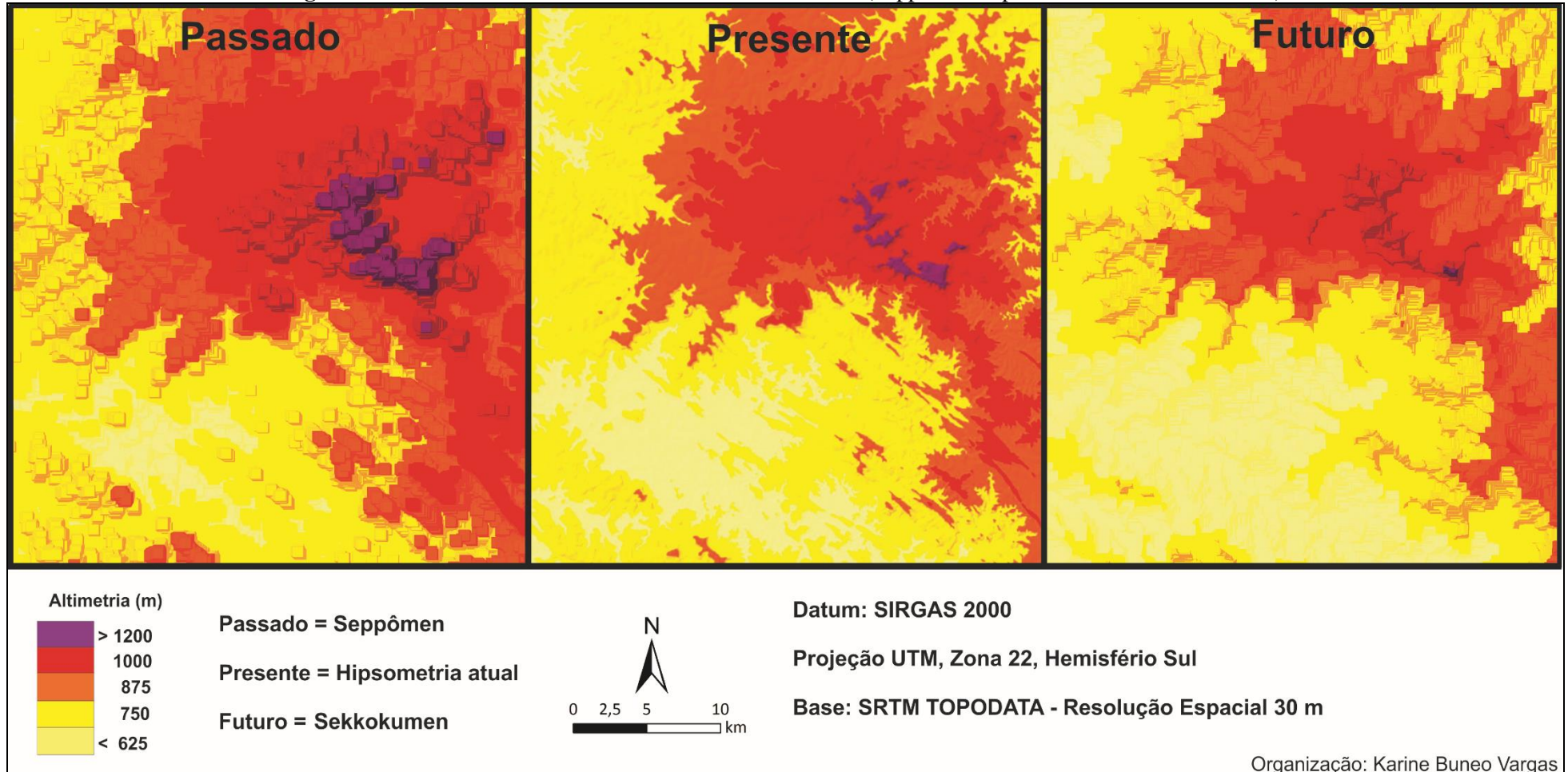
**Figura 4.4.4** - Mapa de nível de base (Sekkokumen) - Malha 0,25km<sup>2</sup>

Se compararmos as diferentes fases geomorfológicas representadas na **Figura 4.5.5**, em sequência temporal, de passado (seppômen), presente (hipsometria atual) e futuro (sekkokumen), podemos perceber que a manutenção da geometria radial, tanto do alto estrutural quanto da Borda de Estrutura Erodida do Cadeado, tem tendência ao rebaixamento, mas mantém seu padrão, corroborando com a hipótese da influência de um corpo lacolítico em profundidade na estruturação do relevo.

E possível identificar um aumento progressivo no desenvolvimento do vale do rio Alonzo, o qual encontra-se inserido num baixo estrutural, seccionado por erosão pelo Alto Estrutural do Cadeado, no sentido SW-NE. O vale do rio Alonzo, por estar estruturado por rochas mais friáveis da Bacia Sedimentar do Paraná, encontra-se sob condições favoráveis para a sua expansão, tendo a quebra de planalto como barreira orográfica.

Quando analisamos o relevo de SW para NE fica visível que desde o arqueamento do Alto Estrutural de Mauá da Serra, no Mesozoico, a topografia vem apresentando-se em contornos altimétricos diferenciadas e em cinco níveis topográficos bem definidos, resultante do soerguimento da área. Além disso, verifica-se que a morfologia possui uma tendência de arqueamento para NW, influenciada pelo arco de Ponta Grossa, sendo possível identificar um relevo escalonado, com as menores altitudes no vale do rio Alonzo e as maiores altitudes na Serra do Cadeado, ou seja, um escalonamento sentido SW-NE (**Figura 4.5.5**).

**Figura 4.4.5 - Fases Evolutivas do Centro-Norte Paranaense (Seppômen/Hipsometria atual/Sekkokumen)**



#### 4.4.2 Contexto Evolutivo das Superfícies Geomorfológicas

A evolução das superfícies geomorfológicas (SGI, SGII, SGIII, SGIV e SGV) passa, necessariamente, pela compreensão do contexto de evolução do Alto Estrutural de Mauá da Serra. Esse teve seu desenvolvimento associado aos eventos ígneos, ocorridos entre o Cretáceo e o Neógeno, que deram origem aos extensos derrames de lavas vulcânicas básicas e intermediárias. Associados a esses derrames, se formaram nesse período, diversos corpos ígneos intrusivos, como diques, *sills* e lacólitos, de dimensões diversas e promoveram os arqueamentos das litologias sobrepostas, afetando o relevo de superfície e intensificando os processos erosivos.

Desse processo, resultou atualmente a geometria das redes de drenagem, por vezes retangulares (devido à interferência de diques), dendríticos (devido à disposição tabular dos derrames) e radiais (pela interferência de lacólitos). Esses últimos muito conhecidos na geomorfologia regional, porém pouco estudados. As formas do relevo resultantes dessa combinação litoestrutural e morfodinâmica, resultaram em formas complexas como escarpas adaptadas de falhas, vales suspensos, cânions, elevações residuais, etc.

O Arco de Ponta Grossa, disposto na direção NW-SE, teve uma participação importante nesse processo, pois se constituiu num arqueamento regional, cujos fraturamentos permitiram a ascensão do material magmático, o que deu origem aos derrames ígneos na área de estudo. Parte desse material ígneo, não obtendo êxito na sua ascensão, acabou por intrometer-se entre os corpos rochosos em subsuperfície, o que levou ao arqueamento local das litologias sobrepostas, promovendo esforços distensivos radiais, sem levar ao colapso do topo, como observado na formação de caldeiras vulcânicas.

Ao final dos eventos magmáticos no Cretáceo, a subsidência da parte central da Bacia do Paraná levou à formação de uma nova bacia de sedimentação, com deposição de arenitos, em clima árido e semiárido e que deu origem ao Grupo Bauru e Caiuá. Os derrames basálticos que se estendiam mais para leste de sua posição atual, foram recuando, em fases cíclicas por erosão, predominantemente lateral.

Nesse quadro evolutivo, do final do Cretáceo, se desenvolveu a superfície, denominada por King (1956, 1962) de Sul-Americana que resultou em extensas superfícies aplanadas, deixando remanescentes situados em maciços elevados do reverso da Serra do Mar (1.400 a 1.500 m de altitude), reverso da Serrinha e topo do Morro da Pedra Branca e do Mulato (1.260/1270 m de altitude). Dados de traços de fissão de apatita mostram que a 65 Ma houve uma aceleração na exumação, por meio de denudação extensiva, havendo um retrabalhamento da Superfície Sul-Americana (HACKSPACKER et al. 2004).

Apesar de não ser objetivo do presente trabalho datar as superfícies geomorfológicas da área de estudo, pode-se considerar que estruturalmente elas tenham se formado concomitante ao processo de soerguimento, com exceção da SGV, que se encontra embutida à SGIV, em virtude dos eventos de arqueamento e introdução do corpo lacolítico. Os processos erosivos posteriores permitiram o reafeiçoamento topográfico do Alto Estrutural de Mauá da Serra. A associação dos processos de erosão às fases cíclicas de aplainamento, conhecidas na literatura geomorfológica brasileira, torna complexa essa análise, considerando que a área já deveria se comportar como um alto topográfico no Cretáceo, embora esse fosse ainda mais elevado, como testemunha o topo dos Morros da Pedra Branca e do Mulato, formado por arenitos silicificados da Formação Botucatu, mas mantém localmente depósitos coluviais argilosos com fragmentos de basalto.

O isolamento do Alto Estrutural de Mauá da Serra em relação aos relevos cuestiformes da Serra Geral, ao norte e ao sul, deu-se a partir dos controles do nível de base exercidos pelos rios Ivaí e Tibagi, situados ao sul e ao norte, respectivamente, do referido alto estrutural. Pode-se inferir ao final do Cretáceo e início do Paleógeno o processo de superimposição das drenagens junto aos fronts das escarpas. Pode-se deduzir que a SGI, hoje drenada pelo rio Ivaí e seus principais afluentes na área, como o rio Alonzo, apresenta uma gênese associada ao aprofundamento erosivo, promovido pelos rios citados.

A associação de eventos tectônicos com a formação dessas superfícies, é uma possibilidade que não se pode descartar, embora não se tenham dados suficientes para essa afirmação. A presença de falhas normais afetando coberturas pedogênicas de padrão em dominó demonstra que a atividade tectônica cenozoica tem afetado a área, influenciado dessa forma os níveis de base dos rios.

A SGII e a SGIV apresentam coberturas sedimentares, cujas características morfológicas, estruturais e texturais são muito distintas daquelas formadas no atual sistema morfoclimático. Esses depósitos se diferenciam na SGII por apresentarem blocos polimíticos de arenitos e basaltos angulosos, com ausência de matriz e cimento, dispostos caoticamente. Na SGIV, os depósitos formam rampas detríticas na forma de caos de blocos de arenitos e basaltos, com grande quantidade da matriz arenosa fina, com blocos parcialmente expostos na superfície.

Essas diferenças sedimentológicas são significativas, e quanto mais próximas das bordas limítrofes do Alto Estrutural de Mauá da Serra, principalmente nas bordas voltadas para leste, verifica-se que a frente de erosão se propagou de leste para oeste, como era o esperado, e que seus depósitos são correlatos, pelo menos parcialmente, a formação do Segundo Planalto Paranaense.

Os depósitos cenozoicos que recobrem a SGIII são argilosos e provenientes da alteração das rochas ígneas, da Formação Serra Geral, como basaltos, riolitos e diabásios. Isso ocorre tanto no interior dessa superfície, como nos fronts voltados para leste. Contudo, seguindo as mesmas regras dos depósitos das SGII e SGIV, apresentando coberturas pedogenizadas, com latossolos no interior e depósitos coluviais nas áreas dos fronts. A influência tectônica também pode ser demonstrada pela presença de litologias que correspondem ao topo da coluna estratigráfica local, mas que ocorrem em nível topográfico inferior.

As extensas coberturas latossólicas que recobrem a SGII, SGIII e SGIV demonstram o predomínio da alteração supérgena em clima úmido. Os depósitos de blocos subarredondados, com matriz argilosa, localizados nas áreas mais íngremes, encontram-se associados a movimentos gravitacionais de encosta.

A SGV forma a superfície de cimeira da área, cuja característica indica uma importante fase de aplainamento. As partes mais elevadas, acima de 1200 m, marcam seu assoalho rochoso, formado por arenitos da Formação Botucatu, cuja silicificação resulta em material muito resistente e formam as escarpas principais, com desnível de mais de 50 metros de altura.

Nas partes mais baixas, limitadas por escarpas secundárias, são comuns coberturas coluviais arenosas e argilosas, bem como depósitos de blocos imersos em matriz arenosa e parcialmente exumados. Esses depósitos também indicam a torrencialidade do ambiente gerador, possivelmente semiárido. A presença de depósitos coluviais avermelhados argilosos demonstra que os basaltos deveriam recobrir essas elevações.

Considerando as relações estruturais da SGV com a SGIV, pode-se admitir que esta superfície se encontra embutida à SGIV. Ambas as superfícies estão associadas às bordas anelares do Alto Estrutural de Mauá da Serra.

A dificuldade de se estabelecer relações parentais entre os diferentes depósitos que recobrem as superfícies mapeadas e a falta de dados geocronológicos precisos, tornam complexa a análise da ciclicidade dos eventos e suas relações com a formação das superfícies geomorfológicas. Contudo, a presença de depósitos coluviais arenosos e argilosos, sobrepostos em contato abrupto com níveis de cascalhos e blocos no SGI, SGII e SGIII, indica fases de menor torrencialidade, embora ainda de alta energia do ambiente gerador que se seguiu.

Os dados obtidos permitem estabelecer alguns possíveis cenários associados à morfogênese local.

- 1) Após o arqueamento das litologias sobreposto à intrusão lacolítica, seguiu um longo período de quietude tectônica, que teria permitido o retrabalhamento parcial das superfícies geomorfológicas, sem levar a seu completo arrasamento. Nesse caso, considerando que já existiam essas superfícies desde, pelo menos, o Cretáceo Médio, os depósitos basais de cascalho poderiam ser de uma única geração. Tal fato não apresenta sustentação, considerando que eles mostram diferenças na estrutura e composição. Os diversos episódios de aplainamento, registrados na literatura brasileira e paranaense, deveriam resultar em depósitos sobrepostos correlativos a esses ciclos com marcante contato erosivo, o que não foi constatado em campo. Os depósitos coluviais sobrepostos representariam a última fase de transição climática.
- 2) Após a formação do Alto Estrutural de Mauá da Serra e a formação dos diferentes níveis geomorfológicos, a tectônica teve continuidade, porém com menor intensidade. Desse fato resultou um balanço entre taxas de erosão e de soerguimento equilibrado, não sendo suficiente para destruir o alto estrutural, nem o projetar em maiores altitudes. A superfície de erosão, do topo do Morro da Pedra Branca e do Mulato, seria um testemunho desse rebaixamento erosivo. Dessa forma, a continuidade do soerguimento acompanhada das fases cíclicas de erosão e paleoclimas resultaria no aprofundamento, cada vez maior, dos níveis de base do rio Ivaí e Tibagi e isolamento do alto topográfico. A ciclicidade climática e a tectônica promoveriam a erosão dos depósitos correlativos das fases anteriores, mais rapidamente que o recuo das superfícies, de tal maneira que os depósitos basais atuais não corresponderiam a fases erosivas mais antigas, mas a fases mais recentes. Sendo que os depósitos coluviais que recobrem os níveis de rudáceos, seriam testemunhos da última fase de transição climática. De tal maneira, não seria possível estabelecer relações parentais entre os depósitos, pois esses podem resultar de qualquer uma ou de várias fases de erosão.
- 3) O arqueamento das litologias e a formação do Alto Estrutural de Mauá da Serra teriam gerado sequências de falhas normais. Os ciclos de aplanamentos seriam os responsáveis pela formação da sequência de superfícies geomorfológicas, sendo que a SGV e SGIV corresponderia ao Pd3 (proposto por Bigarella e Andrade (1965)), e as superfícies SGIII, SGII e SGI seriam os remanescentes do Pd2, Pd1 e Pd0, respectivamente. Os depósitos sedimentares seriam correlativos dessas fases, pelo menos os da SGII e das SGIV e SGV.



## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da análise fisiográfica da área de estudo, identificou-se que o centro norte paranaense é marcado por grande geodiversidade paisagística, representada pelas variações litológicas, as quais datam do Paleozoico ao Mesozoico, de origem sedimentar e magmática. E pela diversidade geomorfológica, no qual, o relevo é marcado por diferenças topográficas (altitude) e pela variação de declividade, associada as estruturas geológicas que condicionam a morfologia como um todo, gerando geoformas denudacionais, as quais foram remodeladas pela erosão, e as relictuais, que mantem-se na paisagem pela resistência litológica, assumindo destaque na morfologia.

Ao longo do vale do rio Alonzo, no sudoeste da área, o relevo é mais monótono, tornando-se mais acidentado ao aproximar-se das bordas planálticas, que formam o Complexo Serrano do Cadeado, constituído por escarpas estruturais, as quais a literatura sempre tratou como “escarpas de cuesta”. No entanto, verifica-se que a evolução das escarpas se dá pela erosão remontante associada à erosão diferencial, cujo o papel das estruturas, como falhas, diques, lacólitos e soleiras condicionam as geoformas como um todo.

O uso de dados geológicos de poços artesianos, já registrados pelos respectivos órgãos regulamentadores, surge como uma possibilidade para pesquisas geológicas de subsuperfícies. Há de se ressaltar, porém, a necessidade de um número significativo de poços artesianos para compreender a estruturação e dinâmica geológica a nível regional. Para identificação de desníveis topográficos sugere-se a escolha de poços com maior profundidade ou em pacotes sedimentares ou derrames espessos, os quais devem apresentar pelo menos duas litologias distintas, a fim de verificar os limites entre os contatos. A análise dos perfis geológicos não apresentou o resultado esperado, devido à profundidade insuficiente dos poços e da espessura das camadas litológicas, havendo poucas possibilidades para correlação. Ressalta-se, no entanto, que a análise dos 14 poços artesianos possibilitou uma melhor caracterização geológica local.

A partir da técnica de frequência de níveis de topo, foi possível identificar os antigos níveis de base, que hoje se encontram representados por remanescentes dissecados através do mapeamento de cinco paleoníveis erosivos. Verificou-se que os agrupamentos de topos, de uma mesma cota altimétrica, adquirem um formato circular, condicionados pelo Alto Estrutural Mauá da Serra, e o isolamento de topos representa relictos de uma superfície mais antiga. A aplicação dessa técnica serviu como primeira aproximação para a identificação da localização das superfícies geomorfológicas da área de estudo e seus limites.

A partir da análise topográfica e altimétrica do relevo, foi possível delimitar cinco

superfícies geomorfológicas distintas, as quais foram estruturadas durante o Cretáceo, formando altos e baixos estruturais, e essas, foram remodeladas por influência da Superfície Sul-Americana, a qual rebaixou a morfologia por incisão fluvial. Essas superfícies estão condicionadas a fatores estruturais, sendo indicada a formação de um lacólito de grande amplitude, entre Mauá da Serra e Ortigueira, o qual provocou o arqueamento topográfico na área abrangida pela Serra do Cadeado. Esse arqueamento acarretou um escalonamento no relevo, formando patamares estruturais, em formato de escadarias, denotando a essas, caráter estrutural, tendo as geoformas como indicadores destes eventos, que ocasionaram a formação do Alto Estrutural Mauá da Serra.

O aprofundamento dos vales epigênicos, drenados pelo rio Ivaí (ao sul) e Tibagi (ao norte), possivelmente ocorridos no Paleógeno, em antecedência às escarpas, foram responsáveis pelo isolamento do Alto Estrutural Mauá da Serra e do Alto Estrutural do Tibagi, mantendo também suas fisionomias de altos topográficos. A dissecação atuou no desgaste erosivo dessas superfícies, aumentando a diferença altimétrica entre os níveis topográficos.

Com relação à evolução geomorfológica da Borda de Estrutura Erodida do Cadeado, uma das geoformas com maior destaque na paisagem, foi possível verificar que sua estruturação está associada ao soerguimento ocasionado pelo lacólito, originando um domo, hoje já erodido, de abrangência regional. O possível arqueamento desta feição em formato de domo, se deu durante o Cretáceo, arqueando a morfologia em forma de abóboda, tal processo originou feixes subparalelos de fraturas distensivas profundas, de padrão radial, onde a rede de drenagem estabeleceu-se posteriormente, erodindo a parte interna da feição, originando uma estrutura de borda erodida.

A extração manual de lineamentos, a partir de dados SRTM, é uma ferramenta de baixo custo e alta eficácia para a identificação do comportamento estrutural de uma dada área. Verificou-se que as estruturas de direção NW/SE têm expressão em toda a área, tendo as características morfoestruturais semelhantes, relativas à densidade e direção das estruturas e são relacionados às estruturas mais antigas, que tem gênese no embasamento da Bacia Sedimentar do Paraná. As direções N-S e W-E são pouco comuns, especialmente a segunda e se manifestam localmente, em sua maioria, por áreas de rompimento de dique.

O mapeamento de lineamentos estruturais demonstrou a presença de importantes feições, das quais se destacam os diques de diabásio, muito numerosos em toda a área de estudo, sobretudo a sudeste, no município de Ortigueira. Outras estruturas muito marcantes na área são os lineamentos de forma radial, como o da Borda de Estrutura Erodida do Cadeado, e Alto Estrutural de Mauá da Serra.

Os padrões de drenagem apresentam forte controle estrutural, destacando-se seu formato em litologias mais resistentes, como os basaltos. Localmente ocorrem variações nos padrões das drenagens, apresentando formas radiais associados a lacólitos e soleiras, padrões retilíneos, associados a falhas e padrões retangulares a intrusões ígneas básicas (diques de diabásio).

Os padrões de drenagem predominantes na área de estudo são o dendrítico e o treliça e o aumento de densidade de drenagem encontra correlação à presença de grande número de intrusões de diabásio, que condicionam os fluxos hídricos de superfície, principalmente dos pequenos canais de primeira ordem, que fluem nas paredes dos diques. As maiores concentrações hidrográficas correspondem, portanto, às áreas que possuem maior número de elementos estruturais, responsáveis inclusive pelo aumento das anomalias de drenagem.

Os estudos realizados apontam indícios de atividades tectônicas entre o Terciário e o Quaternário, demonstrando que a paisagem tem sido influenciada por esses eventos, porém a ausência de dados cronológicos é um dos principais obstáculos para o avanço das pesquisas. Bem como, não é possível estabelecer correlação segura às fases evolutivas das superfícies geomorfológicas, visto que elas foram estruturadas concomitantemente, durante o evento de intrusão do lacólito. E as relações parentais entre os depósitos das respectivas superfícies, pela falta de datações, não podem ser definidas.

O uso da integral hipsométrica, como técnica geomorfométrica, apresentou resultado satisfatório na área de estudo. A técnica foi capaz de diferenciar morfologias assimétricas e a variação litológica local, auxiliando na compreensão das litologias na estruturação das superfícies geomorfológicas a longo termo. No entanto, para poder correlacionar, mais precisamente, a forma da curva e o índice  $H_i$  às morfoestruturas e morfodinâmicas, atuantes na evolução da paisagem, são necessárias investigações complementares, como campanhas de campo e a obtenção de taxas de denudação de longo termo, por exemplo.

Apesar das limitações das técnicas de *Seppômen* e *Sekkokumen*, principalmente aquelas que tangem aos aspectos cronológicos, a crescente popularização dos estudos de taxas de erosão permite a compatibilização de dados e fidelidade dos resultados dos mapas de preenchimento de topos e de nível de base. O desenvolvimento computacional permitiu desenvolver modelos de evolução do passado, presente e futuro, reconstruindo paleosuperfícies e neosuperfícies, sendo, portanto, uma nova ferramenta a ser utilizada a favor dos conhecimentos sobre a morfogênese na estruturação do relevo e sobre as morfodinâmicas atuantes na modelagem dos mesmos, necessitando conhecer a resistência geológica da área analisada, frente à denudação para tal aplicação.

Pode-se concluir, a partir de todo o levantamento geomorfológico e geológico

realizado na área, que a evolução do Alto Estrutural de Mauá da Serra contou com duas fases distintas, sendo i) uma de intrusão, que deu origem ao lacólito, contemporânea aos dos diques de diabásio e ii) outra mais recente (porém, ainda no Mesozoico) que deu origem ao arqueamento com a formação de uma paleoabóbada, seguida por falhamentos. Tais eventos condicionaram as estruturas, formando geoformas específicas, as quais foram remodeladas durante o Quaternário, mas muito nos têm a dizer sobre a evolução do relevo.

## REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. Posição das superfícies aplainadas no planalto brasileiro. **Notícias Geomorfológicas**, n. 3, v. 5, p. 52-54, 1960.
- AB'SABER A. N.; BIGARELLA, J. J. Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 4-5, p. 116-125, 1961a.
- AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 4-5, 1961b.
- AB'SABER, A. N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inumados do Brasil Oriental. – Boletim da Universidade do Paraná, Instituto de Geologia, Geografia Física n.0 2. Curitiba, 1962.
- AB'SÁBER, A. N. **O relevo brasileiro e seus problemas**. In: AZEVEDO, A. Brasil: A terra e o homem. 2. ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1972. v. 1. p. 135-217.
- ADAMS, G. **Planation surfaces: Peneplains, Pediplains and Etchplains**. Pennsylvania: John Wiley & Sons Inc., 1975. 492 p.
- ALMEIDA, F. F. M. Os fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto de Geografia e Geologia**, n. 41, p. 169-263. 1964.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. - 1976 - The upper Precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geociências**. USP, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F. F. M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1981. p.1-20.
- ANDRADES-FILHO, C.O.; ROSSETTI, D.F.; ZANI, H. Hipsometria derivada de MDE-SRTM aplicada na distinção entre a Formação Barreiras e os Sedimentos Pós-Barreiras na Bacia Paraíba. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, XV, 2011, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBSR, 2011. p. 3443-3450.
- ANP. **Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná**. Disponível em: <<http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round2/pdocs/pbacias/Pbacia1/PB1strat.htm>>. Acesso em: 08 ago. 2016.
- ASSINE, M. L.; PIRANHA, J. M.; CARNEIRO, C. D. R. Os Paleodesertos Piramboia e Botucatu. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B. B. (Coords.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2005. p. 77-92.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6023**: informação e documentação: referências: apresentação. Rio de Janeiro, 2002a.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 10520**: informação e documentação: citações em documentos: apresentação. Rio de Janeiro, 2002b.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6028**: informação e documentação: resumo: apresentação. Rio de Janeiro, 2003.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 12225**: informação e documentação: título de lombada. Rio de Janeiro, 2004.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 14724**: informação e documentação: trabalhos acadêmicos: apresentação. Rio de Janeiro, 2011.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6024**: numeração progressiva das seções de um documento escrito: apresentação. Rio de Janeiro, 2012a.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6027**: informação e documentação: sumário: apresentação. Rio de Janeiro, 2012b.

BARBOSA, O. Quadro provisório das superfícies de erosão e aplainamentos no Brasil. **Notícia Geomorfológica**, n. 4, p. 31-33, 1959.

BATES, R. L.; JACKSON, J. A. **Glossary of Geology**. Alexandria: American Geological Institute, 1987. 788 p.

BIGARELLA J. J.; ANDRADE G. O. Contribution to the study of the Brazilian quaternary. In: WRIGHT Jr. H.E.; FREY D.G. **International studies on the Quaternary**. Geological Society of America, v. 84, p. 443-451, 1965.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, 2003. 1026 p.

BIGARELLA, J. J.; AB'SABER, A. N. Palaeogeographische und palaeoklimatische aspekte des Kanozoikums in Sued-Brasilien. **Zeitschrift fuer Geomorphologie**, v.8, p. 286-312, 1964.

BIGARELLA, J. J.; MAZUCHOWSKI, J. Z. Visão integrada da problemática da erosão. In: Simpósio Nacional de Controle da Erosão. **Anais...** Maringá: ABGE-ADEA, 1985. 332 p.  
BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. M.; SILVA, J. X. Processes and Environments of the Brazilian Quaternary. In: INQUA Congress, 10, 1965. **Proceedings...** Rio de Janeiro: UFRJ, 1965 (a).

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

BRAUN, O. P. G. Contribuição da Geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 32, n. 3, p. 3-40. 1970.

BRIGHETTI, J. M. P. **Faciologia dos sedimentos da Formação Piramboia na região de Rio Claro (SP)**. 1994. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente)-Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1994.

CAETANO-CHANG, M. R. **A Formação Piramboia no centro-leste do Estado de São Paulo**. 1997. 196 f. Tese (Livro Docência)-Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E.; MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem

com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da bacia do ribeirão São Pedro – Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 212 – 211, 2012.

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

CANDELARI, B. A. **Morfogênese e Morfodinâmica da Planície Alveolar do Rio Bufadeira, Faxinal- Pr**. 2013. Dissertação (Mestrado em Geografia)-Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2015.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.l.]. 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 03 fev. 2016.

CAVIGLIONE, J. H.; KIIHL, L. R. B.; CARAMORI, P. H.; OLIVEIRA, D. **Cartas climáticas do Paraná**. Londrina: Instituto Agrônômico do Paraná, 2000.

CLARKE, J. J. **Morphometry from Maps, Essays in Geomorphology**. New York: Elsevier Publishing Company, 1966. p. 235-274.

CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAS FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, CENPES, SINTEP, 1984. 70 p.

CORDANI, U. G; VANDOROS, P. Basaltic rocks of the Paraná Basin: Problems in Brazilian gondwana geology. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 21, p. 207-231, 1967.

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

DANIELS, R. B.; HAMMER, R. D. **Soil Geomorphology**. New York: Wiley e Sons. 1992.

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

DIVINO, A. Diabásios na região nordeste da bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXII, Salvador. **Anais**. 1982.

EMBRAPA. **Reunião Técnica de Levantamento de Solos. Rio de Janeiro**: Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, 1979. 83p.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 2 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006.

ERNST, R. E.; BUCHAN K. L.; CAMPBELL I. H. Frontiers in Large Igneous Provinces research. **Lithos**, v. 79, p. 291-297, 2005.

FERREIRA, F. J. F. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e tectônica do Arco de Ponta Grossa.** 1992. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

FORTES, E.; CAVALINI, A.; VOLKMER, S.; MANIERI, D. D.; SANTOS, F. R. Controles Morfoestruturais da Compartimentação da Serra Geral: Uma Abordagem Preliminar. **Terr@Plural**, Ponta Grossa, v.2, p. 279-292, 2008.

FORTES, E.; SORDI, M. V.; CAMOLEZI, B. A.; VOLKMER, S. **Controle Morfoestrutural e Tectônico da Evolução dos Depósitos de Fluxos Gravitacionais da bacia do ribeirão Laçador - Paraná - Brasil: Uma Abordagem Preliminar.** In: III Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA) e III Encontro do Quaternário Sulamericano, Armação dos Búzios, 2011.

FORTES, E.; DAL SANTO, T.; VOLKMER, S. Aplicação de perfis de varredura na análise geomorfológica do relevo de borda planáltica mapeamento de superfícies estruturais. **Revista Geonorte**, v. 10, n. 6, p. 41-47, 2014.

FORTES, E.; SORDI, M. V. de. Mapa de nivelamento de topos na análise da evolução geomorfológica da bacia hidrográfica do Ribeirão Santo Inácio, estado do Paraná. **RaeGa**, v.31, p. 184-207, 2014.

FREITAS, R. C. **Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná.** 2005. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

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**, v. 16, p. 23-37, 1967.

GESICKI, A. L. D. **Evolução diagenética das Formações Piramboia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no Estado de São Paulo.** 2007. Tese (Doutorado)-Universidade Estadual de São Paulo, São Paulo, 2007.

GORDON JR., M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos**, n. 38, p. 1-20, 1947.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro. **Geologia**, v. 12, n. 2, p.129-150, 2012.

GUY, M. Quelques principes et quelques experiences sur la metodologie de la photointerpretation. In: SIMPOSIUM INTERNATIONAL DE PHOTOINTERPRETATION, 2, 1966, Paris. **Proceedings...** [S.l.]: Acte, 1966. p. 2-41.

HARLIN, J. M. Statistical moments of the hypsometric curve and its density function. **Mathematical Geology**, v.10, p. 59-72, 1978.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: **Workshop Sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozoica Continental no Sudeste Brasileiro**, Belo Horizonte: Boletim SBG/MG, 1990. 31p.



HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56. Boulder. 1945.

HUECK, K. **Distribuição e habitat natural do Pinheiro do Paraná (Araucaria angustifolia)**. Sao Paulo: Botânica, 1953. 24 p.

IBGE. **Manual Técnico de Geomorfologia**. 2ª ed. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2009. 175 p.

IBGE. **Noções Básicas de Cartografia**. Rio de Janeiro, 2016 Disponível em: <[http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/cartografia/manual\\_nocoos/indice.htm](http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/cartografia/manual_nocoos/indice.htm)>. Acesso 14 nov. 2016.

INPE. **Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil**. s.d. Disponível em: <<http://www.dsr.inpe.br/topodata/dados.php>>. Acesso 10 de Ago. 2014.

INSTITUTO NACIONAL DE METROLOGIA, QUALIDADE E TECNOLOGIA - INMETRO -. **Sistema Internacional de Unidades: SI**. 1ª Edição Brasileira da 8ª Edição do BIPM. INMETRO/CICMA/SEPIN. Duque de Caxias, 2012. 94 p.

ITCG. **Carta Geológica**. 2006. Disponível em: <<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=52>>. Acesso 13 de Jan. 2015.

JEJE, L. K. **Some aspects of the Geomorphology of South-western Nigeria**. Unpublished PhD thesis, University of Ibadan, Nigeria. 1970.

JABUR, I. C. **Análise paleoambiental do quaternário superior na bacia hidrográfica do alto Paraná**. 1992. Tese (Doutorado)-Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1992.

JUSTUS, J. O. **Subsídios para interpretação morfogênica através da utilização de imagens de radar**. 1985. 204 f. Dissertação (Mestrado)-Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1985.

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

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-266, 1956.

KING, L.C. (1962). **Morphology of the Earth**. Oliver and Boyd, London, 699p.

KRUMBEIN, W. C.; SLOSS, L. L. **Stratigraphy and Sedimentation**. San Francisco: W.H. Freeman and Company, 1963. 660 p.

LANGER, M. C.; ELTINK, E.; BITTENCOUR, J. DE S.; ROHN, R. **Serra do Cadeado, PR Uma janela paleobiológica para o Permiano continental Sul-americano**. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Brasília: CPRM, 2009.

LEINZ, V. **Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil**. São Paulo: Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP, 1949. 61 p.

LUPINACCI, C. M.; MENDES, I. A.; SANCHEZ, M. S. A Cartografia do Relevo: Uma Análise Comparativa de Técnicas de Gestão Ambiental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n. 1, p 1-9, 2003.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. Curitiba: Editora Max Roesner, 1968. 350 p.

MACHADO, F. B. **Geologia e Aspectos Petrológicos das Rochas Intrusivas e Efusivas Mesozóicas de Parte da Borda Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo**. 2005. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro, 2005.

MAGALHÃES JR., A. P.; TRINDADE, E. Relações entre níveis (paleo) topográficos e domínios morfotectônicos na região Sul de Minas Gerais: contribuição ao estudo das superfícies erosivas no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n. 1, p. 01-10, 2004.

MANIERI, D. D. **Comportamento Morfoestrutural e Dinâmica das Formas de Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio São Pedro, Faxinal – PR**. 2010. Dissertação (Mestrado em Geografia)-Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.

MANOSSO, F. C. **Geodiversidade e Geoturismo: O Potencial da Serra do Cadeado-PR**. VI Seminário de Pesquisa em Turismo do MERCOSUL. Caxias do Sul, 2010. Disponível em: [http://www.ucs.br/ucs/tpIVSeminTur%20eventos/seminarios\\_semintur/semin\\_tur\\_6/gt06/arquivos/06/Geodiversidade%20e%20Geoturismo%20o%20potencial%20da.pdf](http://www.ucs.br/ucs/tpIVSeminTur%20eventos/seminarios_semintur/semin_tur_6/gt06/arquivos/06/Geodiversidade%20e%20Geoturismo%20o%20potencial%20da.pdf) acesso em 21/03/2016.

MARINI, O. J.; TREIN, E.; FUCK, R. A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 20, p. 43-104, 1967.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Análise Morfoestrutural e Morfotectônica da Bacia Do Rio Capivari, Sul De Minas Gerais: A Neotectônica e as Superfícies Geomorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 271-277, 2013.

MARTINS, T. D.; PASSOS, E. Superfícies Aplainadas na bacia hidrográfica do altíssimo Rio Tibagi – PR. **ACTA Geográfica**, Boa Vista, v. 6, n. 11, p. 133-152, 2012.

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

MILANI, E. J.; ASSINE, M. L.; SOARES, P.C. A sequência ordovício-siluriana da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, 1993.

MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M.; ARAUJO, L. M.; CUPERTINO J. A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), southern Brazil. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, v. 29, p. 125-173, 1998.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G. de.; SOUZA, P. A. DE.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Geociências**, v. 15, n. 2, p. 265-287. 2007.

MILLOT, G. Géologie des argiles. **Societe Geologique de France**, v. 10, p. 295-305, 1980.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and edogenetic processes. In: MELFI, A.J.; CARVALHO, A. de. (Orgs.). **Laterisation Processes**. Proceedings of II International Seminar on Laterisation Processes. São Paulo, Brasil, 1983. p. 53- 63.

MILLOT, G. Geochemie de la surface et formes du relief: présentation. **Science Géologique Bulletin**, v. 30, n. 4, p. 229-233, 1977.

MINEROPAR. **Atlas geológico do estado do Paraná**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná. 2001.

MINEROPAR. **Atlas geomorfológico do Estado do Paraná Escala 1:250.000**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 2006. 63 p.

MONTANHEIRO, T. J.; ARTUR, A. C.; MONTANHEIRO, F.; NEGRI, F. de A.; GESICKI, A. L.; BOGGIANI, P. C. Investigação tecnológica de arenitos silicificados da Formação Botucatu (ne do Paraná) para uso como rocha de revestimento. **Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 2, p. 237-251, 2011.

MONTEIRO, C. A. F. Clima. In: IBGE. **Geografia do Brasil: Grande Região Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, 1968. p. 114-166.

MORAES, M. C. de; RICCOMINI, C.; MELO, M. S. de; RODRIGUES, E. de P.; GIMENEZ FILHO, A. Contribuição ao estudo do vulcanismo intermediário a ácido da formação Serra Geral: as ocorrências do Alto Jacuí (RS) e da Serra do Cadeado (PR). In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXII. Salvador. **Anais...** Sal, 1982.

MOTOKI, A.; PETRAKIS, G. H.; SICHEL, S. E.; CARDOSO, C. E.; MELO, R. C.; SOARES, R. S.; MOTOKI, K. F. Landform origin of the Mendanha Massif, State of Rio de Janeiro, Brazil, based on the geomorphological analyses by summit level map technique. **Geociências**. Rio Claro, v. 27, n. 1, p. 99-115, 2008.

MOTOKI, A.; SILVA, S. DA; SICHEL, S. E.; MOTOKI, K. F. Morphologic analyses by summit level and base level maps based on the aster gdem for morro de São João felsic alkaline massif, state of Rio de Janeiro, Brazil. **Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 1, p. 11-25, 2014.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. DE. As rochas vulcânicas Mesozoicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigráficas e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 1, p. 178-195, 2008.

OLLIER, C. D. **Tectonics and landforms**. London:Longman Inc., 1981. 322p.

ORLANDI FILHO, V.; KREBS, A. S. J.; GIFFONI, L. E. **Coluna White Excursão Virtual pela Serra do Rio do Rastro**. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2002.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona Morfoclimática subtropical úmida no planalto basáltico da bacia do Paraná (SW Paraná /NW Santa Catarina): Primeira Aproximação. **Geociências**, Rio Claro, v. 27, n. 4, p. 541 – 553, 2008.

PAIVA, A. P. F. **Estratigrafia e tectônica do nível dos riocitos pórfiros da Formação Serra Geral**. Tese de doutorado, Instituto de ciências e exatas, Universidade Estadual Paulista, UNESP, Rio Claro, SP, 2000.

PALHARES, J. M.; PASSOS, E.; SILVA, A, J. DA. Morfoestrutura e morfoescultura: superfícies aplanadas do planalto de Guarapuava – PR. **Ciência Geográfica**, v. 1, 2011.

PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. **Superfícies de erosão**. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1978. 154 p.

PENCK, W. **Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie**. Stuttgart: Engelhorn's Nachf., 1924. 283 p.

PÉREZ-PENÁ, J. V.; AZANÓN, J. M.; AZOR, A. CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. **Computers & Geosciences**, v. 35, n. x, p. 1214–1223, 2009.

PINESE, J. P. P.; NARDY, A. J. R. Contexto geológico da Formação Serra Geral no Terceiro Planalto Paranaense. In: Encontro Geotécnico do Terceiro Planalto Paranaense, I, 2003. **Anais...** Maringá: Universidade Estadual de Maringá, 2003.

PINESE, J.P.P. **Caracterização Petrológica e Geoquímica dos diques do Arco de Ponta Grossa**. 1989. Dissertação (Mestrado)-Universidade Estadual de São Paulo, São Paulo, 1989.

POTTER, P. E.; VERDUM, R.; HOLZ, M.; MARTINS, D. P.; LISBOA, N. Três Forquilhas Valley in Southern Brazil - evidence for the uplift of the volcanic plateau. **Pesquisas em Geociências**, 40 (3): 189-208, set./dez. 2013.

POWERS, M.C. A new roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 23, n. 2, p. 117-119, 1953.

PUPIM, F. do N.; MATTOS, J. T. de; JIMENEZ-RUEDA, J. R. Análise morfoestrutural do município de Rio Claro – SP: possíveis aplicações ambientais. **Revista de Geografia**, Recife, n. 1, v. [esp.], 2010.

QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers & Geosciences**, v. 76, p. 80-87, 2014.

RIFFEL, S. B. **Curva hipsométrica no mapeamento de paleosuperfícies: abordagem quantitativa**. 2005. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y. S.; HATSCHBACH, G. G. As regiões fitogeográficas do Estado do Paraná. **Revista Ciência e Ambiente**, v. 24, p. 75- 92, 2002.

ROHN, R. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). In: MELO, J. H. G.; TERRA, G. J. S. (Eds.). **Correlação de seqüências Paleozóicas Sul-Americanas**. Rio de Janeiro: Ciência-Técnica-Petróleo, v. 20, p. 209-218. 2001.

ROSENAU, M. R. **Tectonics of the Southern Andean Intra-arc Zone (38o-42oS)**. 2004. Tese (Doutorado)-Freie Universität Berlin, Berlin, 2004.

ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológicos e a Questão da Taxonomia do Relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n. 6, 1992.

ROSS, J. L. S. **A sociedade industrial e o ambiente**. Geografia do Brasil. São Paulo: Editora da USP, 1996, p. 209-238.

ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro no contexto da América do Sul. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, v. 61, n. 1, p. 21-58, jan./jun. 2016.

ROSTIROLLA, S. P.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A.; ARTUR, P. C. Reativação de Paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - O Exemplo do Domo de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 639-648, 2000.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, v.1, n. 1, p.1-15, 1993.

SAADI, A.; SILVA, L. M.; MAGALHÃES JR. A. P. Contribuição à Discussão das Superfícies de Aplainamento no Sudeste Brasileiro, com Base na Análise Quantitativa da Paleotopografia do Sul de Minas Gerais. **Geosul**, v. 14, n. 27, p. 569-572, 1998.

SALGADO, A. A. R. Superfícies de Aplainamento: Antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, v. 3, p. 64-78, 2007.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; SALLUN-FILHO, W. Geoprocessamento para Cartografia do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 59, n. 3, p. 289-299, 2007.

SANTOS, F. R. dos. **Condicionamento Morfoestrutural e Dinâmica das Formas de Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira, Faxinal – PR**. 2010. Dissertação (Mestrado em Geografia)-Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.

SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA, J. M. F.; ROSS, J. L. S. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.7, p. 03-11, 2006.

SCHERER, C. M. S. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentology**, v. 49, p. 97-116, 2002.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. p. 41-65.

SILVA, J. M. C.; CASTELETTI, C. H. M. Status da biodiversidade da Mata Atlântica do Brasil. In: GALINDO-LEAL, C.; CÂMARA, I. G. (eds.). **A Mata Atlântica da América do Sul: estado da biodiversidade, ameaças e perspectivas**. Washington: CABS & Island Press, 2003. p. 43-59.

SILVA, T. M. da. Superfícies geomorfológicas do Planalto Sudeste Brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, v. 3, n. 20, p. 1-22, 2009.

SILVERMAN, B.W. Density Estimation for Statistics and Data Analysis. New York: **Chapman and Hall**. New York. 1986.

SIQUEIRA, L. F. da S. de. **Tectônica deformadora em sinéclases intracratônicas: A origem do alto estrutural de Pitanga, Bacia do Paraná, SP**. 2011. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica)-Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

SMALL, R. J. The study of planation surfaces. In: **The study of landforms: A textbook of Geomorphology**. Cambridge: University Press, 1986. p. 248-72.

SOARES, P. C. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e Gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. p. 107-121.

SOARES, P. C.; LUZ, M. E. R.; REDAELLI, R.; GUERRA, S. M. S. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2, 1982, Brasília. **Anais...** Brasília: CNPQ, 1982. p. 157-168.

SOARES, P.C.; SINELLI, O.; PENALVA, F.; WERNICK, E.; SOUZA, A.; CASTRO, P.R.M. Geologia do Nordeste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1973. p. 209-228.

SORDI, M. V. de. **Parâmetros granulométricos e relações morfoestratigráficas dos depósitos sedimentares de vertente: o caso da Serra de São Pedro - Faxinal – PR**. 2014. Dissertação (Mestrado em Geografia)-Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2014.

SORDI, M. V. de ; FORTES, E. Caracterização Granulométrica dos Depósitos de uma Vertente em Borda Planáltica Limítrofe como suporte à Compartimentação Local da Paisagem. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v.07, n. 02, (2014) 403-416.

STEFANELLO, A. C. **Estudo da ocorrência de superfícies de aplanamento em transectos no setor oriental do Estado do Paraná**. 2011. 171 f. Tese (Doutorado em Geografia)-Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2011.

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

STRUGALE, M. **Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozoico): Implicações na hidrodinâmica do sistema Aquífero Guarani e na Migração de Hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. 2002. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2002.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; BARTOSZECK, M. K.; MANCINI, F. **Deformação Penecontemporânea na Formação Rio do Rasto (Permiano Superior a Triássico Inferior da Bacia do Paraná) na Serra do Cadeado, Estado do Paraná.** In: Simpósio Brasileiro de Estudos Tectônicos, 2003, Búzios. **Anais...** 2003. p. 371-374.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V. Compartimentação Estrutural das Formações Piramboia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, p. 303-316, 2004.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V.; FERREIRA, F. J. F.; FREITASE, R. C. DA. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 24, p. 203–227, 2007.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais.** São Paulo: editora Paulo's. Comunicação e Artes Gráficas, 2001.

SUGUIO, K. **Mudanças Ambientais na Terra.** São Paulo: Instituto Geológico Secretaria Do Meio Ambiente, 2008.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms.** New York: Longman/Wiley, 1991. 537p.

THOMAS, M. F. An approach to some problems of landform analysis in tropical environments. In: WOOD, P. D.; WHITTOW, J. B. (Eds.). **Essays in Geography for Austin Miller.** Univ. Reading, p. 118-144, 1965.

THOMAS, S. L. Sinopse sobre a Geologia do Paraná. **Boletim de Geografia**, Maringá, n. 2, 1984.

TOMASSI, H. Z. **Taxonomia, tafonomia e paleoecologia de Ostracodes (Crustácea) da Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil.** 2009. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

VALADÃO, R. C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais).** Salvador, 243 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Federal da Bahia, 1998.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, 2009.

VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: projeto TOPODATA. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, XII, 2005, Goiânia. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2005. p. 3595-3602.

VARAJÃO, C. A. C. A questão da Correlação das Superfícies de Erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 2, p. 138-145, 1991.

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

VARGAS, K. B.; FORTES, E. **Domínios morfoestruturais e evolução geomorfológica da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas.** Revista *Ambiência*. Guarapuava (PR). v.10 Suplemento 1. p. 231 – 246. Ago. 2014.

VARGAS, K. B.; FORTES, E.; SALAMUNI, E. Análise morfoestrutural da bacia do ribeirão Água das Antas-PR. **Revista Ra'e Ga** . Curitiba, v.34, p.07-25, Ago/2015.

VELOSO, H.P.; GÓES FILHO, L. Fitogeografia Brasileira: classificação fisionômico - ecológica da vegetação Neotropical. In: **Boletim Técnico do Projeto RADAMBRASIL** (Série Vegetação). Salvador: Ministério das Minas e Energia, 1982. p.1-86.

VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal.** Rio de Janeiro: IBGE, 1991. 123p.

VITTE, A. C. **Epistemologia e Geografia:** as transformações paradigmáticas na geomorfologia brasileira entre 1930 e 2000. São Paulo: FAPESP, 2008. 110 p.

VITTE, A. C. Etchplanação Dinâmica e Episódica nos Trópicos Quentes e Úmidos. **Revista do Departamento de Geografia**, Campinas, n.16, p. 105-118, 2005.

VIVO, M.; CARMIGNOTO, A. P. Holocene vegetation change and the mammal faunas of South America and Africa. **Journal of Biogeography**, v. 31, p. 943-957, 2004.

WAYLAND, E. J. Peneplains and some other erosional platforms. In: ADMANS G. F. **Planation surfaces:** peneplains, pediplains, and etchplains. Dowden: Hutchingon e Ross, 1933.

ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; APPI, V. T.; WOLFF, S.; VIEIRA, I. S.; MARQUES, A. Estilos estruturais relacionado à intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, v. 28, p. 221-230, 1985.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. de J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Coords.). **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares.** Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1990. p. 135-168

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLF, M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, III, 1987, Curitiba. **Anais...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. p. 441-473.

ZÁLAN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J. ; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O. A.; MARQUES, Q. Tectonics and sedimentation of the Paraná basin. In: Simpósio do Gondwana, 1988, São Paulo. **Anais...** São Paulo. 1988.