

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

FERNANDO RICARDO DOS SANTOS

CONDICIONAMENTO MORFOESTRUTURAL DO RELEVO E NEOTECTÔNICA DA
BACIA HIDROGRÁFICA DO BUFADEIRA – FAXINAL/ PR

DISSERTAÇÃO

MARINGÁ
2010

FERNANDO RICARDO DOS SANTOS

CONDICIONAMENTO MORFOESTRUTURAL DO RELEVO E NEOTECTÔNICA DA
BACIA HIDROGRÁFICA DO BUFADDEIRA – FAXINAL/ PR

Dissertação apresentada ao programa de
Pós-Graduação em Geografia, da
Universidade Estadual de Maringá, como
requisito parcial para a obtenção do título
de Mestre em Geografia - Área de
Concentração: Análise Ambiental

Orientador: Prof. Dr. Edison Fortes.

MARINGÁ
2010

AGRADECIMENTOS

Neste ponto é imprescindível que justiça seja feita a todos àqueles que contribuíram de forma direta e indireta para a realização deste trabalho. Especialmente e em primeiro lugar a Deus Pai, Filho e Espírito Santo que estiveram junto conosco durante os momentos insistindo para que fosse realizado. Agradeço também a todas as orações, especialmente da minha irmã Flávia, que foram dedicadas a mim e este trabalho sem as quais seria impossível a atuação do Todo-Poderoso.

Em segundo lugar gostaria de agradecer a meus pais pelo tempo, dinheiro e educação gastos na manutenção das condições necessárias – tanto psicológicas quanto materiais. À minha esposa, Ana Paula, pela incapacidade de compartilhar de qualquer pessimismo acerca dos prazos e competências desenvolvidas.

No meio acadêmico, ao professor e amigo Edison Fortes pela ajuda nos trabalhos de campo, por agüentar minhas preocupações e manias, além da manutenção insistente da qualidade profissional de nosso trabalho. Agradeço aos colegas Daiany e Edivando pelas dicas, ajuda e dedicação no campo e compartilhamento de informações. Ao departamento de Geografia da UEM, GEMA e todas as pessoas do programa de pós-graduação que contribuíram, à tulha e ao Sr. Irineu, nosso motorista.

Finalmente, aos proprietários rurais e guias turísticos em Faxinal-PR, que nos receberam com tanta simpatia em sua cidade e em suas casas, possibilitando nosso trabalho.

Para o anjo a quem carecemos.

RESUMO

SANTOS, Fernando Ricardo. Condicionamento morfoestrutural do relevo e neotectônica da bacia hidrográfica do Bufadeira – Faxinal/ PR. Dissertação entregue ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, PR, 2010.

A bacia do rio Bufadeira está localizada no município de Faxinal, no contexto de transição entre o Segundo e o Terceiro Planalto paranaenses. Possui uma área de 142km², constituída por rochas sedimentares e ígneas das formações Rio do Rasto, Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, todas pertencentes à Bacia Sedimentar do Paraná. O Rio Bufadeira é um tributário do Rio Ivaí, estando localizado na sua margem direita. O presente estudo tem por objetivo estudar os controles litoestruturais exercidos sobre o modelado do relevo, bem como as influências neotectônicas sobre a bacia hidrográfica do Bufadeira. As formações cenozóicas estão representadas por leques aluviais depositados, possivelmente em climas mais secos que o atual recobertos por colúvios arenosos e argilosos, depositados sob condições morfoclimáticas mais parecidas com a atual. Sequências de blocos limitados por falhas normais de direção NE-SW condicionam o quadro morfotectônico da área. Estes blocos são limitados por escarpas que evidenciam desnivelamento de superfícies de aplainamento antigas (Pd3 e Pd2), e que combinado a falhas em depósitos cenozóicos, indicam a importância dos eventos de caráter neotectônico no condicionamento morfogenético da paisagem.

Palavras-Chave: Rio Ivaí, Morfoestrutura, Neotectônica, Serra do Cadeado/Serra Geral.

ABSTRACT

SANTOS, Fernando Ricardo. Relief Morfoestructural Conditioning and neotectonics in the Bufadeira hidrographic basin - Faxinal/PR. Dissertação entregue ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, PR, 2010.

The Bufadeira River basin is located in the city of Faxinal between the Second and Third Plateaus in Paraná. It drains 142 km² in area constituted by sedimentary and volcanic rocks from the Rio do Rasto, Pirambóia em Botucatu formations, all belonging to the Paraná Sedimentary Basin. The Bufadeira river is an Ivaí River tributary, located in the right margin. The objectives of this study are the litoestructural controls on the relief sculpture, as the neotectonic influences in the Bufadeira river basin. The Cenozoic formations are represented by deposited fluvial levees, possibly in dryer climate types than the actual one, covered by sand and clay colluviums deposited under morphoclimatic conditions alike the actual. Block sequences limited by normal faults with NE-SW direction conditionate the morphotectonical framework in the area. Those blocks are limited by scarpsments showing unevenness of ancient erosion surfaces (Pd3 and Pd2), combined to Cenozoic deposit faults indicates the significance of the neotectonic events in the landscape morphogenetic conditioning.

Keywords: Ivaí River, Morphostructure, Neotectonics, Cadeado/Geral Mountain Range.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de pesquisa. Adaptado de SANTOS, 2007	3
Figura 2 - Perfil topográfico esquemático do estado do Paraná (E-W). As cores variadas representam a idade das rochas presentes em cada unidade.....	8
Figura 3 - Contexto do relevo paranaense em MDT feito por MIRANDA (2005), mostrando a compartimentação regional e o eixo central do arco de Ponta Grossa em relação à área de estudo.....	10
Figura 4 - Afloramento da Formação Rio do Rasto mostrando as camadas variadas de siltitos e argilitos (de cor roxa) alternados com camadas de arenitos finos (esbranquiçados).....	12
Figura 5 - Detalhe de Afloramento da Formação Pirambóia.....	13
Figura 6 - Contato Transicional entre a Formação Pirambóia (base) e Botucatu (topo) delimitados por uma linha branca e tracejada.	13
Figura 7 – Afloramento de arenito da Formação Botucatu mostrando estratificação cruzada. Em detalhe, fácies conglomerática na base da formação.....	14
Figura 8 - Detalhe de basalto colunar da Formação Serra Geral.....	16
Figura 9 – Leques aluviais recobertos por colúvios sobre litologia da Formação Rio do Rasto.	17
Figura 10 – Leque aluvial sobre Formação Rio do Rasto retrabalhado pelo Rio Bufadeira na base; recoberto por material colúvio-aluvial no topo. Foto tomada a partir do rio principal no baixo curso.....	18
Figura 11 - Carta de fatiamento de relevo na Bacia do Bufadeira com sombreado proveniente de modelo planar de projeção paralela.	20
Figura 12 - Carta clinográfica da área de estudo.....	21
Figura 13 - Distribuição das Formações Geológicas na área, mostrando também os pontos visitados em campo.	22
Figura 14 - Cachoeira "Véu de Noiva", em segundo plano mostrando o contexto de suas escarpas com os pedimentos vertente abaixo na forma de leques aluviais.	23
Figura 15 - Depósito à justante com blocos e seixos imersos em matriz argilosa.	23
Figura 16 - Mapa geomorfológico morfodinâmico do Rio Bufadeira. As formas selecionadas para esta exibição têm relação com as formas construídas pela ação da erosão e da acumulação do produto destas.....	24
Figura 17 - Depósito de blocos na base do salto "Tio Xicão", no médio curso do Bufadeira.	25
Figura 18 – Vale retilíneo controlado tectonicamente no canal principal Rio Bufadeira. Foto tomada para jusante no alto curso.....	26
Figura 19 - Vale de um rio de primeira ordem localizado no alto curso, de característica incisiva.....	27
Figura 20 - Aspecto do baixo curso do rio Bufadeira. Ao fundo cornija basáltica com o topo marcando nível de aplainamento mais antigo (Serra da Bufadeira). Em detalhe, perfil esquemático do relevo da foto acima.	28
Figura 21 - Leque Aluvial em lateral de dique de diabásio, com origem ligada à erosão deste. Em detalhe, perfil do leque aluvial mostrando fluxo de detritos que deu origem à cobertura descrita. O local da ocorrência da foto ao lado está marcado com uma seta branca na foto acima.....	30
Figura 22 - Vista geral de um modelado de acumulação fluvial no canal principal. Em detalhe depósitos de diques marginais com nível de turfeira indicado com uma seta branca.	30
Figura 23 - Feições morfoestruturais do Rio Bufadeira.	32
Figura 24 - Direções de lineamentos na área e diagramas de roseta geral e por compartimento.	33
Figura 25 – Mapa síntese contendo dados morfotectônicos e os compartimentos propostos ..	35

Figura 26 - Perfis Geológicos na Bacia do Rio Bufadeira mostrando séries de falhamentos normais.	37
Figura 27 - Serra do Bufadeira entre o CMCB e o CMSI. Observa-se a rampa coluvial precedida por diferenças de litologia visíveis por ressaltos na vertente.	38
Figura 28 - Evidências morfotectônicas, padrões de falhas e influências estruturais no relevo da bacia do Rio Bufadeira. (A) Serra do Bufadeira, na transição entre o CMCB e o CMSI mostrando séries de falhamentos normais ; (B) Evidências de falhas em depósito quaternário possivelmente de arranjo espacial transcorrente, localizado no topo da serra do Bufadeira no SMBSD; (C) Falhas em dominó acompanhando padrão encontrado na Serra do Bufadeira, em foto tomara no CMSI, de direção N45W; (D) Front de escarpa de cuesta na Serra do Bufadeira constituída por arenitos da Formação Botucatu e (E) falhamento de direção N20W no SMSID descontinuando nível de solo no topo e basaltos da Formação Serra Geral na base.....	39
Figura 29 - Modelo idealizado mostrando bloco central da faixa Mauá da Serra, na Serra do Cadeado como o bloco central. Ao sul, Faixa Rio Pereira com o bloco SW. A área destacada corresponde à bacia do Bufadeira. Fonte: Adaptado de Strugalle et al, 2007.....	40

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Coluna estratigráfica parcial da Bacia do Paraná mostrando as Formações presentes na Bacia do Bufadeira	11
Tabela 2: Medidas Morfométricas na Bacia do Rio Bufadeira	19
Tabela 3: Medidas Morfométricas por compartimento	34
Tabela 4: Dissecção Horizontal e Vertical Média por compartimento em metros	36

SUMÁRIO

1. Introdução	1
2. Localização e caracterização da área	3
3. Metodologia	5
4. Arcabouço Geológico e Geomorfológico Regional.....	8
5. O Arcabouço Litoestratigráfico da Bacia do Rio Bufadeira.....	11
5.1 Formação Rio do Rasto	11
5.2 Formação Pirambóia.....	12
5.3 Formação Botucatu.....	14
5.4 Formação Serra Geral	15
5.5 Coberturas Cenozóicas	16
6. Análise do quadro geológico e geomorfológico local	19
6.1 Caracterização Morfodinâmica da Paisagem.....	25
6.2 Compartimentação Morfoestrutural.....	31
7. Considerações Finais	41
8. Referências Bibliográficas	43

1. Introdução

A Serra Geral corresponde a uma importante feição orográfica regional, que se estende desde o Estado de São Paulo até o Rio Grande do Sul. Na área de estudo ela recebe, entre outros nomes, a denominação de Serra da Boa Esperança. No Estado do Paraná, constitui o limite entre o Segundo e o Terceiro Planaltos (MAACK, 1968), representando, uma borda planáltica, que segundo IBGE (1990), exhibe segmentos de relevo típicos de Cuestas, com front voltado para leste.

O trabalho em questão propõe estabelecer relações litoestratigráficas, morfoestruturais e neotectônicas da Serra Geral, na bacia hidrográfica do Rio Bufadeira, estado do Paraná. A partir deste enfoque, pretende-se compreender a morfologia da referida serra, e contribuir para o entendimento dos processos operantes na evolução depressão periférica paranaense (Segundo Planalto).

O estudo do Cenozóico brasileiro (no qual pode ser incluído também o Estado do Paraná) tem sido feito, principalmente, a partir de trabalhos de cunho geomorfológico e geológico. Os trabalhos pioneiros (DE MARTONNE, 1943; KING, 1956; BIGARELLA & AB'SABER, 1964; BIGARELLA & MOUSINHO, 1965; AB'SABER, 1977; entre outros), enfocavam a relação das superfícies de aplainamento com seus depósitos correlativos, além da análise paleoclimática. Para os autores, o relevo brasileiro teve sua evolução associada aos processos erosivo-deposicionais ocorridos a partir do Terciário. O intervalo Terciário-Pleistoceno corresponderia ao último grande período modelador do relevo, sobre o qual se instalaram os modelados de cada compartimento geomorfológico.

Os movimentos verticais associados à orogenia andina, do Mioceno Médio, tiveram profundas repercussões nas paleodrenagens do interior do continente sul-americano (POTTER, 1997). Antes do soerguimento da bacia platina, os pequenos rios rumavam para oeste, desembocando no paleoceanos Pacífico. Movimentos verticais posteriores permitiram a organização das drenagens e a estruturação dos rios Paraguai e Paraná, que continuamente, foram sendo deslocados para sul e leste do continente.

Processos de circundesnudação periférica associados às reativações tectônicas do Plio-Pleistoceno levaram à exposição das rochas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná. Eles também foram responsáveis pela formação da depressão periférica paulista, paranaense e sul-matogrossense (Depressão do Alto Paraguai-Guaporé). Nessa época as drenagens sofreram uma reorganização, fornecendo sedimentos a partir de rios subseqüentes que disse-

cavam os terrenos e formavam as depressões periféricas e desembocavam em rios conseqüentes. Estes, por sua vez, formavam vales epigênicos que cruzavam os *fronts* das *cuestas* até alcançarem o reverso das mesmas, quando então fluíam em direção ao rio Paraná, tanto na margem esquerda quanto na direita (FORTES, 2003).

O início da formação das depressões periféricas da bacia do Paraná ainda gera controvérsia. Um dos primeiros autores a abordar a questão foi MORAES REGO (1930 e 1932, *apud* AB'SABER, 1969), que admitiu uma fase de peneplanização eocênica, e uma fase de sedimentação pliocênica, aceitas por AB'SABER (1969), que atribuiu à sua gênese, processos de circundesnudação periférica pós-cretácica.

Os eventos pós-cretáceos mencionados acima tiveram grande influência na estruturação e na compartimentação do relevo paranaense, quando no Terciário, os processos epirogênicos soergueram as bordas da Bacia Sedimentar do Paraná. A epirogênese, que permitiu a aceleração dos processos erosivos, levou à formação das depressões monoclinais paranaenses.

Na constituição geológica da área, foram formados diversos cinturões móveis que recortam a área principalmente no sentido NW-SE. ZALÁN et al (1990) cita estas zonas de fraqueza como Cinturão de Falhas Maringá-Curitiba. Estas zonas de fraqueza, segundo HASUI e MIOTO (1992) são as principais dissipadoras dos esforços intra-placas; originados nas bordas ativas.

2. Localização e caracterização da área

O local do estudo está compreendido aproximadamente entre as coordenadas 23°55' e 24°06' de latitude Sul e 51°20'05" e 51°07' de longitude Oeste. A área possui cerca de 142 km² próximos ao município de Faxinal, Pr. A BR-376 constitui a principal via de acesso. O rio Bufadeira é um tributário do Rio Ivaí, estando localizado na parte leste da Bacia (Figura 1).

O Rio Bufadeira está localizado na transição entre alto e médio curso do Rio Ivaí, entre o planalto de Faxinal e o Planalto de Ivaiporã segundo a classificação proposta por SANTOS, 2007. Sua nascente principal encontra-se no extremo leste do município de Marilândia do Sul, Paraná, próximo ao limite com o município de Londrina ao norte. Atravessa toda a porção leste área do município de Faxinal, tendo sua maior extensão dentro desta área e conflui finalmente no Rio Pereira depois de percorrer 45,6km em seu curso principal.

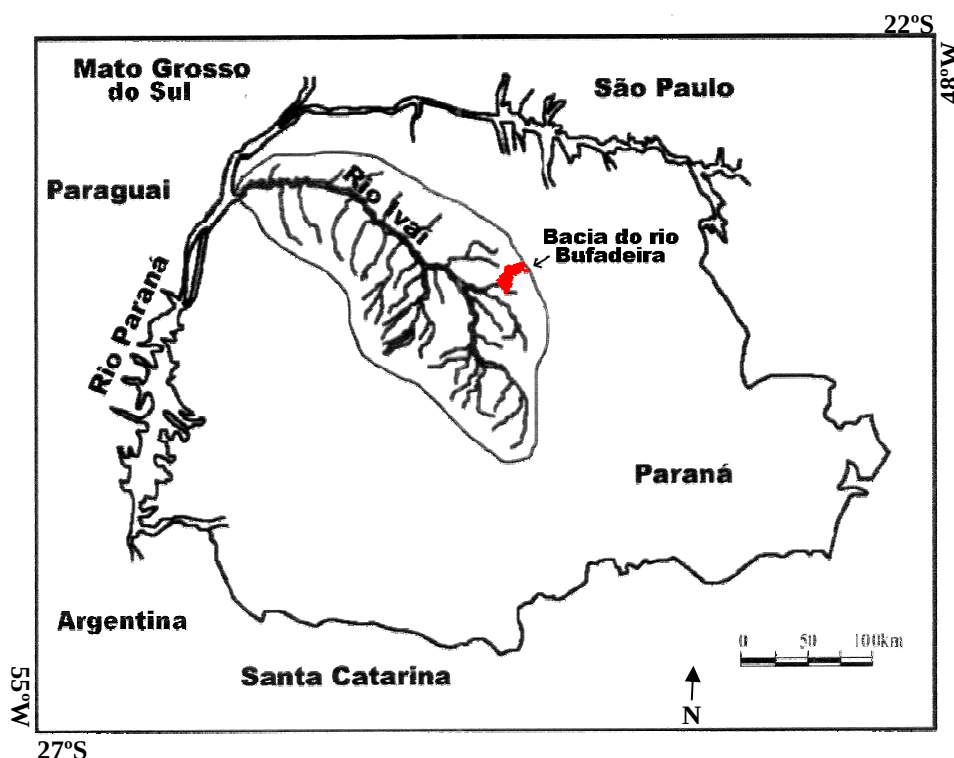


Figura 1 - Localização da área de pesquisa. Adaptado de SANTOS, 2007

Seus afluentes estão assentados sobre rochas da Bacia Sedimentar do Paraná, aflorando as formações Serra Geral, Botucatu e Pirambóia no alto curso e a Formação Rio do Rasto no baixo curso. As cabeceiras de drenagem estão contextualizadas no complexo de escarpas da Serra Geral. Em direção jusante, o relevo passa a ser controlado pelas intrusões magmáticas da Formação Serra Geral e pela depressão periférica do Segundo Planalto Para-

naense. Em decorrência da movimentação do relevo na bacia, o rio Bufadeira apresenta uma série de saltos e quedas no curso principal e nos afluentes, caracterizando sucessivos escalonamentos abruptos.

A cidade de Faxinal dista 126 km de Maringá, próxima aos municípios de Mauá da Serra, Ortigueira, Borrazópolis e Apucarana. O município tem uma área total de 715 km² e conta com pouco mais de 15 mil habitantes (PREFEITURA MUNICIPAL DE FAXINAL, 2009). Na área de estudo predominam usos agrários: pecuária no baixo curso e agricultura no médio e alto curso.

O clima apresenta-se com características quentes e úmidas, numa área próxima ao Trópico de Capricórnio. As chuvas apresentam-se bem distribuídas durante o ano. Segundo a classificação de NIMER (1977), apresenta tipo climático “Subquente Superúmido” sem seca. A precipitação anual está entre 1600 e 1700 mm anuais segundo SUDERHSA (1998). A vegetação nativa, segundo RODERJAN et al (2002¹, apud BALDO 2006) é a Floresta Ombrófila Mista Aluvial ou Floresta com Araucária, que reúne características de vegetação tropical e temperada. Esta cobertura vegetal foi quase toda removida em favorecimento das atividades agrícolas.

As áreas da bacia de maior estabilidade morfodinâmica e pouco transporte de sedimentos apresentam solos profundos, associando Latossolos e Nitossolos. Ocorrem tipicamente nas litologias basálticas do alto curso. Em áreas onde há transporte de sedimentos e retrabalhamento de depósitos sedimentares há pouca pedogênese, resultando em solos rasos. Os tipos mais comuns são cambissolos e neossolos, predominando a morfogênese.

De forma geral, a bacia do Rio Bufadeira apresenta-se escalonada em uma sucessão de escarpas da Serra Geral e está numa área transicional entre climas quentes e temperados. É uma área predominantemente úmida com aproveitamento econômico agropecuário, com potencial para turismo geoecológico ainda não suficientemente explorado.

¹ RODERJAN, C. V. et al. As unidades fitogeográficas do estado do Paraná, Brasil. Revista Ciência & Ambiente. Santa Maria, v.1, n.24, jan-jun, p. 75-92, 2002.

3. Metodologia

A metodologia para a análise do rio Bufadeira inclui principalmente técnicas para trabalhos de campo e para compilação de bases cartográficas. A partir da sistematização destes trabalhos, será possível proceder à compilação de produtos cartográficos, dados numéricos e outras informações.

A etapa inicial do trabalho constituiu na digitalização de Cartas Topográficas na escala 1:50 000. Foram utilizadas quatro folhas topográficas que completaram a área. Ao sul, as cartas Faxinal-S (SG.22-V-B-III-1) e Bairro dos França (SG.22-V-B-III-2), fornecidas pela Diretoria de Serviço Geográfico do Exército brasileiro – Ministério da Defesa. Ao norte, as folhas Rio Bom (SF.22-Y-D-VI-3) e Mauá da Serra (SF.22-Y-D-VI-4), fornecidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, IBGE. Tais informações foram referenciadas no *Software* SPRING (Versão 5) (CÂMARA et al, 2006) segundo método descrito por FITZ (2008, p. 69).

Os produtos passaram por um processo de conversão de dados. Somente a hidrografia e a altimetria foram vetorizadas, com a intenção de processar modelagens de terreno. Alguns destes modelos incluíram mapas de declividade e hipsometria. Os dados provenientes das cartas topográficas serviram ainda de suporte para a compilação do mapa geológico.

A análise espacial sobre os produtos digitalizados forneceu dados morfométricos para a bacia, tais como: área, perímetro, largura média e comprimento axial. O comprimento total de drenagem mede os rios temporários e permanentes mapeados através da fotointerpretação, através de medidas de classes. A partir da divisão da área total pelo comprimento dos canais é possível obter a densidade de drenagem. A divisão entre a largura média e o comprimento axial resulta no fator de forma.

O índice de declividade média expressa uma noção geral da declividade na área, sendo calculado segundo a equação citada por RODRIGUES et al (2010):

$$D=[(\sum C_n.\Delta H)/A].100, \text{ onde:}$$

D = Declividade Média em porcentagem;

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

ΔH = Equidistância entre as cotas em km;

A = Área Total em Km²

O índice de compacidade é apresentado por PORTO et al (1999) como um índice que expressa a circularidade da bacia, ao passo que um índice mais baixo representa um interflúvio mais circular, além de uma maior propensão ao escoamento superficial. Esse índice é uma relação entre o perímetro e um círculo de área igual à bacia, expresso pela equação:

$$Kc = 0,28P/\sqrt{A}, \text{ onde:}$$

Kc = Índice de compacidade, adimensional;

P = Perímetro da bacia em Km;

A = Área total em Km².

O Fator de assimetria expressa o deslocamento do canal principal em relação ao centro da bacia (SALAMUNI et alli, 2004), expresso pela equação:

$$Af = 100 (Ar/At), \text{ onde:}$$

Af = Fator de Assimetria, Adimensional;

Ar = Área da margem direita do rio em Km²;

At = Área total em Km².

Por fim, foram construídos 71 perfis topográficos na área de estudo onde foram mensuradas as dissecções verticais e horizontais. Estes perfis foram separados por faixas de declividade coincidentes com cada compartimento proposto adiante, relacionando inclusive faixas de hipsometria na transição destes.

Em seguida, o banco de dados recebeu as informações do SRTM compiladas por USGS (2000). Este mosaico serviu de base cartográfica para o mapa de lineamentos estruturais, após uma análise do mapa de lineamentos realizada através da fotointerpretação.

Os trabalhos de fotointerpretação constituíram em uma etapa importante para o reconhecimento preliminar da área, sendo utilizadas fotos aéreas na escala 1:25.000, obtidas do levantamento realizado pelo Instituto de Terras e Colonização do Norte do Paraná na década de 1980. Sua utilização objetivou reconhecer as formas do relevo bem como a rede hidrográfica. O resultado final deste processo foi à elaboração dos mapas geomorfológicos, morfodinâmico e morfoestrutural.

O método de fotointerpretação combinou o uso do estereoscópio de bolso e a fotointerpretação digital com anaglifos, como descrito por DISPERATI E OLIVEIRA FILHO (2009). O resultado da fotointerpretação foi inserido em banco de dados georreferenciado, tomando como referência a hidrografia das cartas topográficas.

Foram realizadas quatro saídas de campo até a área, onde foram visitados mais de 150 pontos percorrendo toda a bacia. A intenção do trabalho de campo foi checar as informações obtidas na fotointerpretação e proceder o registro fotográfico das feições do relevo e dos afloramentos. Outrossim, foram descritas as litologias em todos os pontos visitados intencionando o mapeamento geológico.

As estruturas, tais como feições lineares e planares, foram identificadas nos afloramentos e descritas quanto a: atitude, preenchimento, estruturas, associações com as litologias e condições geomorfológicas, segundo a metodologia descrita por CASTANHO (1974, p.21).

As informações levantadas em campo e em gabinete resultaram na sistematização de um mapa de compartimentação morfotectônica, no qual foram reunidas as informações relativas às transições entre compartimentos e os principais lineamentos que condicionam esta divisão.

4. Arcabouço Geológico e Geomorfológico Regional

O Estado do Paraná está inserido em duas grandes unidades geotectônicas: o Escudo Atlântico e a Bacia Sedimentar do Paraná. Na primeira unidade afloram rochas do proterozóico, constituídas principalmente por granitos, migmatitos e metassedimentares diversos. Na porção oeste, encontram-se as rochas sedimentares e vulcânicas básicas da Bacia Sedimentar do Paraná, que mergulham suavemente em direção oeste.

A bacia do rio Bufadeira encontra-se integralmente na Unidade Geotectônica da Bacia Sedimentar do Paraná. As formações geológicas aflorantes na área de estudo estão no limite entre a deposição paleozóica das rochas do Grupo Passa-Dois e a deposição Mesozóica das rochas do Grupo São Bento. O único representante das rochas do Grupo Passa-Dois é a Formação Rio do Rasto.

O relevo do Estado do Paraná corresponde a uma sucessão de planaltos, classificados pelo IBGE (1990), como Patamares da Bacia do Paraná e limitados por escarpas abruptas e descontínuas de *fronts* de *Cuestas*. A área de estudo apresenta-se na transição entre o Segundo e Terceiro Planaltos (MAACK, 1968), no limite entre as formações paleozóicas e mesozóicas da Bacia Sedimentar do Paraná, junto ao contexto da Serra do Cadeado. Os planaltos formam extensas superfícies com inclinação para oeste em consequência do mergulho das camadas da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 2).

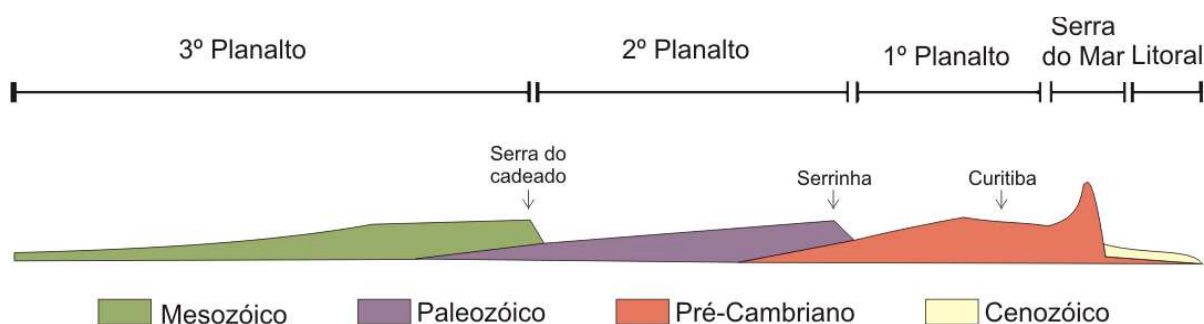


Figura 2 - Perfil topográfico esquemático do estado do Paraná (E-W). As cores variadas representam a idade das rochas presentes em cada unidade.

A Bacia Sedimentar do Paraná é uma depressão tectônica preenchida com rochas que remontam o final do período Ordoviciano da era Paleozóica. Tem uma área de aproximadamente 1.400.000 km², estendendo-se por 8 estados brasileiros além dos países latino-americanos, Argentina, Paraguai e Uruguai. Tem formato alongado no sentido norte-sul, com aproximadamente 1.750 km de comprimento e 900 km de largura. Sofreu pelo menos 3 gran-

des ciclos deposicionais importantes durante o Paleozóico e o Mesozóico que formam o substrato rochoso do segundo e terceiro planalto paranaenses.

A bacia do Paraná possui uma série de faixas móveis e zonas de falha que recortam a área em uma série de zonas de fraqueza, principal dissipadora dos esforços intra-placa; originados nas bordas ativas (HASUI e MIOTO, 1992).

A divisão das faixas móveis cruzando o embasamento provavelmente foi responsável por movimentações posteriores. Estas falhas obedecem principalmente duas direções principais: NE-SW, de origem brasileira e NW-SE, de idade arqueana e de origem provável, ligada ao ciclo transamazônico (1900-2000 M.a). Um terceiro alinhamento é conhecido na direção E-W, de importância menor (ZALÁN et al, 1990).

Durante o evento magmático no final do Mesozóico que separou os continentes, africano e americano, essas zonas de fraqueza foram reativadas causando um episódio de subsidência da bacia devido ao peso do material derramado. As falhas de direção NW-SE foram reativadas com maior intensidade que os lineamentos NE-SW, causando uma série de falhamentos paralelos que ZALÁN et al (op cit) chamou de zona de falha Curitiba-Maringá, englobando uma série de zonas de fraqueza preenchidas com diques de diabásio. Esta zona de fraqueza contém o eixo principal do Arco de Ponta Grossa, originado a partir deste evento tectono-magmático (Figura 3).

O rio Bufadeira é fortemente controlado pela zona de falha do Rio Alonzo do qual é tributário. Constitui um adensamento dos diques de diabásio presentes na área e representa o nível de base local. Este conjunto tem a direção predominante NW-SE.

Geomorfologicamente, a área conhecida como Serra do Cadeado ou Serra Geral contém uma série de escarpas em forma de *cuesta*, com o front voltado para leste. A zona de depressão periférica do Segundo Planalto contém um relevo baixo e colinoso muitas vezes recortado por diques de diabásio.

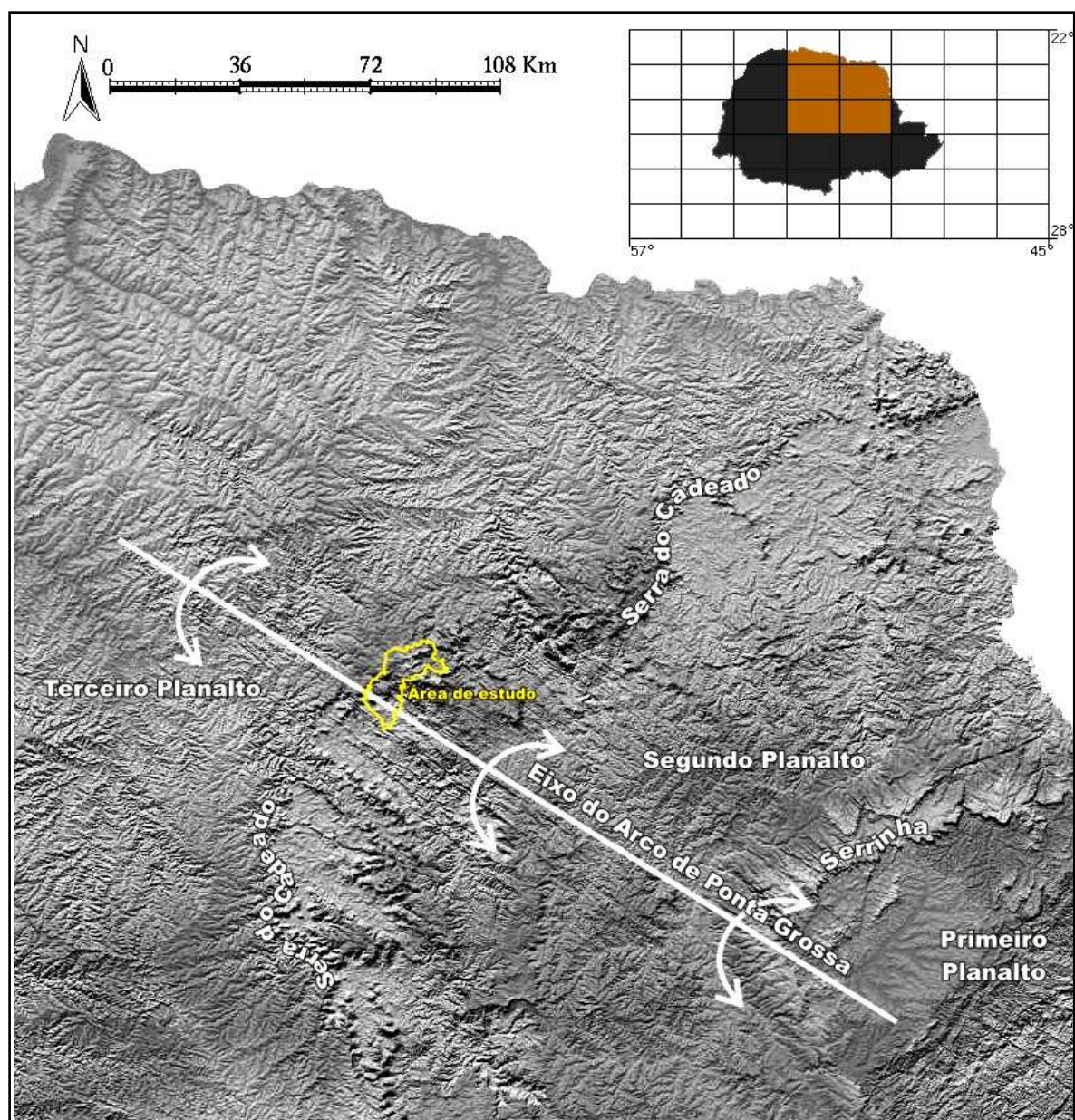


Figura 3 - Contexto do relevo paranaense em MDT feito por MIRANDA (2005), mostrando a compartimentação regional e o eixo central do arco de Ponta Grossa em relação à área de estudo.

5. O Arcabouço Litoestratigráfico da Bacia do Rio Bufadeira

A área de estudo encontra-se na transição entre o Segundo e Terceiro Planalto Paranaenses, que são unidades geomorfológicas que delimitam as formações paleozóicas e mesozóicas da Bacia Sedimentar do Paraná. Em sua nascente, o Rio Bufadeira corre sobre basaltos da Formação Serra Geral, atravessando arenitos das formações Botucatu e Pirambóia, de idade mesozóica. Em seu baixo curso, o curso drena áreas sobre a litologia dos pelitos da Formação Rio do Rasto, de idade paleozóica. A sequência de formações presentes na área de estudo está na Tabela 1.

Tabela 1: Coluna estratigráfica parcial da Bacia do Paraná mostrando as formações presentes na Bacia do Bufadeira

Era	Período	Grupo	Formações
Mesozóica	Cretáceo	São Bento	Serra Geral
	Jurássico		Botucatu
	Triássico		Pirambóia
Paleozóica	Permiano	Passa-Dois	Rio do Rasto

Baseado em Thomaz (1984). Organização: F. Santos, 2010

5.1 Formação Rio do Rasto

No baixo curso da bacia, afloram as rochas pelíticas da Formação Rio do Rasto. Estas servem como embasamento dos leques aluviais formados no baixo curso, aflorando principalmente em zonas de pouca cobertura cenozóica e no leito dos rios. WARREN et alli (2008) citam que a Formação Rio do Rasto contém pelo menos duas fácies distintas, os membros Serrinha (inferior) e Morro Pelado (superior). Segundo CPRM (2009), a diferença entre os membros são os diferentes ambientes de sedimentação. Abaixo, os sedimentos foram depositados numa planície costeira sob influência de marés. Apresenta algumas lentes de calcário

em transição gradual para a Formação Teresina. O membro superior contém características mais continentais, em transição para climas mais secos.

A Formação Rio do Rasto é constituída de siltitos e argilitos roxos em camadas mais espessas, alternando lentes de siltitos cinza a esverdeado. As rochas pelíticas apresentam comumente estrutura plano-paralela. Entre os afloramentos mais finos, alternam-se camadas de arenito fino, cinza amarelado, com estratificação plano-paralela (Figura 4). O material de coloração roxa apresenta aspecto pastilhado e muito friável. Em estágios avançados de alteração, resultam em cambissolos ou neossolos argilosos. O contato com a Formação Pirambóia, na parte superior é erosivo e nítido, denotando uma descontinuidade na deposição (Tabela 1).



Figura 4 - Afloramento da Formação Rio do Rasto mostrando as camadas variadas de siltitos e argilitos (de cor roxa) alternados com camadas de arenitos finos (esbranquiçados).

5.2 Formação Pirambóia

A Formação Rio do Rasto é sobreposta em contato erosivo pela Formação Pirambóia. É constituída principalmente de arenitos esbranquiçados a rosados, finos a médios alternando lentes argilosas. CAETANO-CHANG & WU (2003, p. 35) citam que os sedimen-

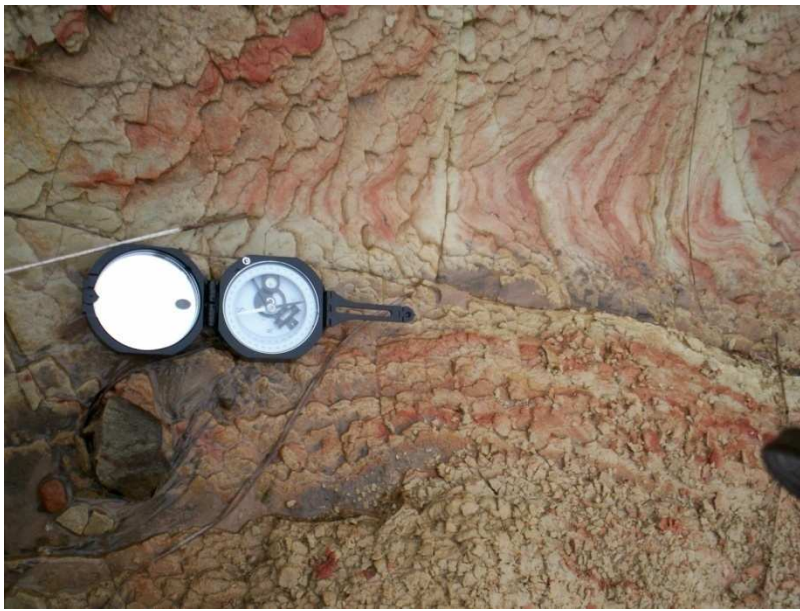


Figura 5 - Detalhe de Afloramento da Formação Pirambóia (1981, p. 144) destacam que esta formação tem grande ocorrência no centro-leste de São Paulo. No Estado do Paraná, a Formação Pirambóia ocorre ao longo de toda a Serra Geral podendo aflorar junto à base das escarpas e sotoposta à Formação Botucatu, onde forma pequenas grutas devido a erosão diferencial. Os arenitos da Formação Pirambóia apresentam-se intercalando pelitos e arenitos finos (Figura 5).

Não há consenso sobre a base da sequência Juro-EoCretácea. MILANI et al (2007) coloca como base a Formação Botucatu, alocando a Formação Pirambóia no final da Era Mesozóica, como parte do Grupo Passa Dois. ZALÁN et al (op cit) e SILVA et al (2008) classificam as rochas Pirambóia como parte de uma deposição triássica, junto com a formação Santa Maria e chamando-as de Grupo Rosário do Sul. MAACK (1970) coloca a Formação Botucatu na base como tendo um fácies fluvial, ao qual ele deno-

mina de Formação Pirambóia. Em campo, verifica-se um contato transicional entre ambas as formações (Figura 6).

tos foram depositados principalmente por agentes cos alternando fácies fluviais subordinadas.

A base da Formação Pirambóia é constituída de depósitos de dunas úmidas; enquanto no topo vão se encontrando estruturas na forma de "ergs" dominantes, depositados em áreas mais secas.

BRITO E BERTINI



Figura 6 - Contato Transicional entre a Formação Pirambóia (base) e Botucatu (topo) delimitados por uma linha branca e tracejada.

No presente estudo, para fins de análise das formas do relevo, optou-se por agrupar as rochas da Formação Pirambóia com as rochas da Formação Botucatu.

5.3 Formação Botucatu

As rochas da Formação Botucatu apresentam-se associadas às escarpas do Rio Bufadeira, surgindo ao longo do sistema de escarpas da Serra Geral. Trata-se de um arenito médio, bem selecionado apresentando estratificação cruzada (Figura 7). A cimentação dos grãos normalmente é férrica, resultando num arenito duro, pouco friável e bem "cozido", com uma grande resistência à erosão. A recorrência entre os derrames e sedimentação leva a uma recorrência que alternam camadas areníticas e basálticas até a predominância da camada superior.

Segundo SOARES & ASSINE² (1992, apud PORTELA FILHO et alli, 2002 p. 370), o fácies inferior da rocha é constituída de rochas depositadas em ambientes eólicos. O membro basal é representado por arenitos, mal selecionado e conglomerático, composto de areia grossa e seixos, depositados numa fase de fluxo torrencial em climas secos (Figura 7). O membro superior é constituído por arenitos essencialmente quartzosos, com cimento de calcedônia microcristalina. Apresenta uma melhor seleção dos sedimentos em relação ao membro inferior, demonstrando origem eólica.

² Soares P. C. & Assine M. L. 1992. A sequência Triássico – Jurássica da bacia do Paraná. Acta Geológica Leopoldinensia, 36:137 – 138.



Figura 7 – Afloramento de arenito da Formação Botucatu mostrando estratificação cruzada. Em detalhe, fácies conglomerática na base da formação.

5.4 Formação Serra Geral

As rochas magmáticas da Formação Serra Geral tiveram origem num grande episódio de derrame vulcânico fissural, que utilizou como dutos as zonas de fraqueza de direção NW-SE da Bacia do Paraná. Este derrame está intimamente ligado aos episódios tectônicos do Mesozóico, que BRITO (1979, p. 147) cita como sendo a Reativação Waldeniana ou mesozóica. Na Bacia do rio Bufadeira estas rochas aparecem em todo o médio e alto curso, podendo ocorrer na forma de intrusões de diabásios, também no baixo curso.

Os derrames basálticos ocorreram em fases distintas, caracterizando vários níveis de derrames alternados. Estas camadas ocorrem com duas faixas acima e abaixo de característica amigdaloidal e uma faixa compreendida entre estas, de textura afanítica. As fases amigdaloidais podem conter quartzo associado, que resulta numa maior resistência à erosão.

Além destas des horizontais, LASTORIA et al (2006, p.6) afirma que as rochas basálticas possuem uma série de diaclasamentos verticais resultando numa estrutura pseudo-colunar que ocorrem preferencialmente nas fases intermediárias (Figura 8). Os condutos vulcânicos que reativaram as falhas de NW-SE do Paleozóico solidificaram-se ainda mais lentamente, formando uma série de intrusões compostas de diabásio.

Os diques são estruturas encaixantes importantes, pois sua maior resistência à alteração química, comparada as litologias pelíticas e psamíticas circundantes, condicionam o desenvolvimentos de serras e morros residuais de forma alongada no sentido NW-SE.



Figura 8 - Detalhe de basalto colunar da Formação Serra Geral.

5.5 Coberturas Cenozóicas

Durante os períodos mais recentes, o território Brasileiro sofreu uma série de mudanças climáticas de tipos mais áridos para tipos mais úmidos. Houve uma série de transições ocorridas durante o Quaternário no território brasileiro onde ocorreram fases mais secas com a formação de pedimentos.

Na área de estudo, alternam-se diversos leques aluviais originadas das formações Botucatu, Pirambóia e Serra Geral (Figura 9). MODENESI E TOLEDO (1993) estudaram coberturas semelhantes, concluindo que as mesmas foram originadas de depósitos de talus relativos à pedimentação cenozóica. As autoras enfatizam que tais coberturas são depositadas na forma de leques aluviais.



Figura 9 – Leques aluviais recobertos por colúvios sobre litologia da Formação Rio do Rasto.

MOURA e SILVA (2003) destacam que o complexo de rampas de colúvio apresenta formas complexas e colinosas, acumulando-se a partir de cabeceiras de drenagem não-canalizadas, também conhecidas como anfiteatros. Na área de estudo são comuns tais formas de relevo além de escarpas erosivas.

Os leques aluviais presentes na área são formados junto aos diques de diabásio e escarpas erosivas, que sofreram erosão e periodicamente protagonizaram deslocamento de massa, depositando material em fluxo torrencial vertente abaixo em períodos anteriores.

Ao longo de todo o curso do Rio Bufadeira, este apresenta uma série de leques aluviais sendo retrabalhados pela ação erosiva fluvial, causando imbricação dos seixos no sentido atual da corrente. Estes seixos têm ordem centimétrica até sub-métrica com quantidade de matriz variável de cor amarelada, castanho ou marrom avermelhado. Apresentam forma sub-arredondada a sub-angulosa. Podem apresentar níveis de turfeiras associados.

As camadas superiores são compostas de areia fina de cores amareladas e aspecto homogêneo. Podem ocorrer bandeamentos de sedimentos mais finos associados. São camadas mais finas na média vertente e ficam mais espessas na baixa vertente (Figura 10).



Figura 10 – Leque aluvial sobre Formação Rio do Rasto retrabalhado pelo Rio Bufadeira na base; recoberto por material colúvio-aluvial no topo. Foto tomada a partir do rio principal no baixo curso.

6. Análise do quadro geológico e geomorfológico local

O Rio Bufadeira possui um curso de 46,5 km, nascendo no Terceiro Planalto Paranaense fluindo sobre rochas ígneas e sedimentares até confluir com o Rio Pereira, tributário do Rio Alonzo no Segundo Planalto. Possui um formato alongado na direção NE-SW com largura média de 5 km e comprimento máximo de 22,11 km (Tabela 2). O curso principal tem três

Tabela 2: Medidas Morfométricas na Bacia do Rio Bufadeira

Área (km ²)	142,3
Perímetro (km)	78,7
Compr. total da Drenagem (km)	659,15
Dens. Drenagem	4,63
Largura Média (km)	5,77
Comprimento Axial (km)	22,11
Fator de Forma	0,26
Índice de Compacidade	1,85
Declividade Média (%)	17,05
Fator de Assimetria	61,34
Dissecação Média Horizontal	1220
Dissecação Média Vertical	137
Elaboração: Fernando Santos, 2010	

direções predominantes: E-W à montante defletindo para NE-SW posteriormente e N-S nos quilômetros finais. A altitude varia de 1.140 m na porção NE até 480 m na confluência (Figura 11).

Os rios que confluem no Bufadeira drenam uma área de 142 km² e seu interflúvio apresenta 78,7 km de extensão. Os canais permanentes e temporários somam um total de 659,15 km de extensão total, resultando numa densidade de drenagem de 4,63 (Tabela 2). Apresenta um índice de declividade média influenciado pelos escarpamentos intensos na área, atestado pelos índices de dissecação tendendo à escavação do vale. O fator de forma baixo mostra

que a forma da bacia é alongada, reforçado pelo índice de compacidade maior que 1. A área de estudo contém vários degraus de escarpas que fazem parte do contexto da Serra do Cadeado e controlados tectonicamente. Existem 3 degraus escarpados. O primeiro em torno de 1.100 m, o segundo por volta de 900 m e o terceiro e principal entre 600 e 750 m aproximadamente (Figura 11). As declividades variam de 5% a 40%, apresentando os valores mais elevados junto as escarpas e valores menores (<5%) junto ao vale do rio Bufadeira e seus tributários (Figura 12). Algumas formas de relevo são destacáveis, como o cânion do rio Bufadeira na posição média do curso principal, com declividades maiores que 40%. A escavação promovida pelos canais nessa porção da bacia caracteriza as maiores inclinações.

As áreas do alto e médio curso correspondentes ao degrau mais alto e médio afloram arenitos da Formação Botucatu na base e basaltos da Formação Serra Geral no topo. No terceiro degrau afloram arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto na base, sucedidos pelos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu. Os basaltos da Formação Serra Geral afloram no topo, onde desenvolvem *cornijas* (Figura 13).

Hipsometria da Bacia do Rio Bufadeira

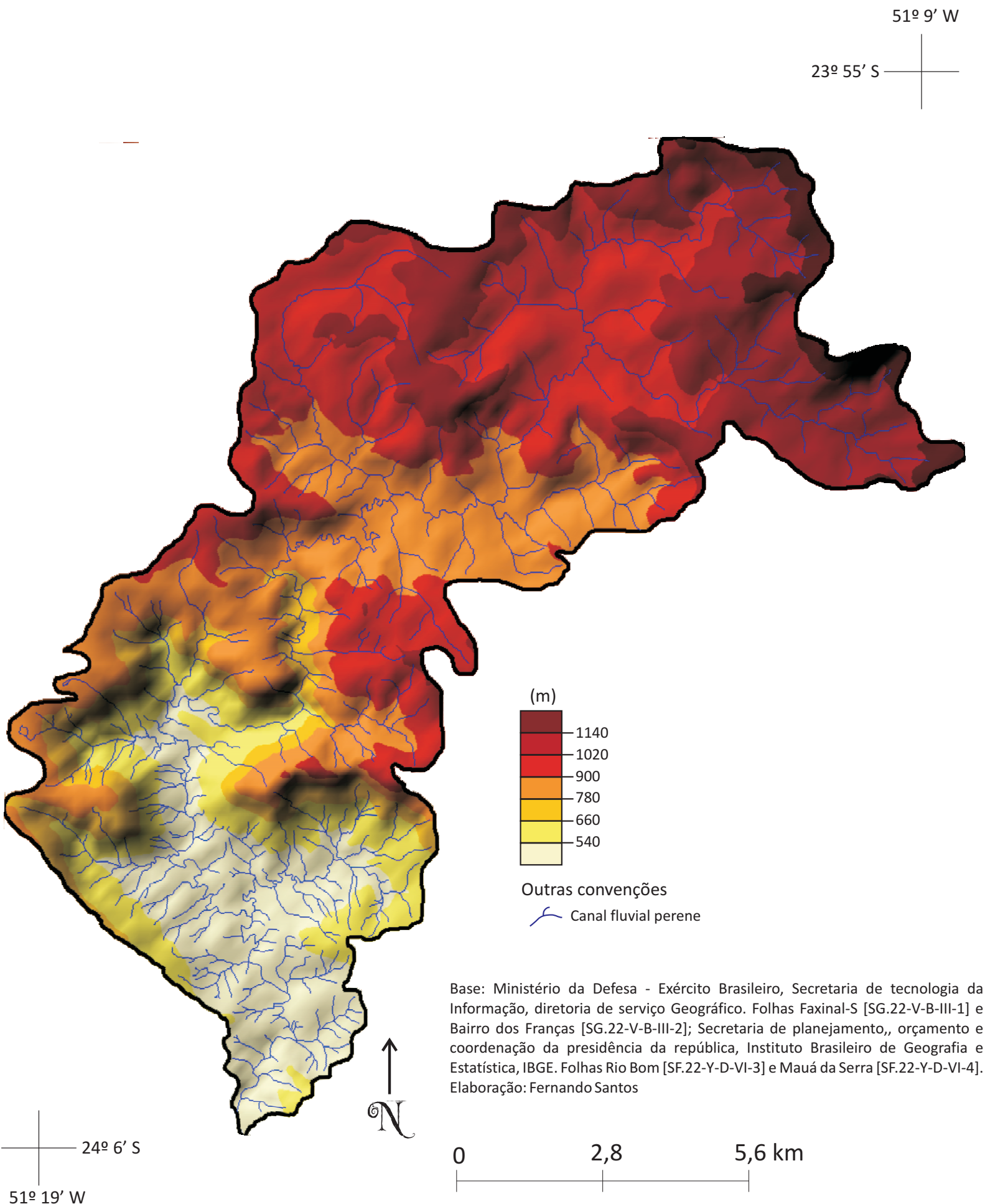


Figura 11 - Carta de fatiamento de relevo na Bacia do Bufadeira com sombreamento proveniente de modelo planar de projeção paralela.

Declividade da Bacia do Rio Bufadeira

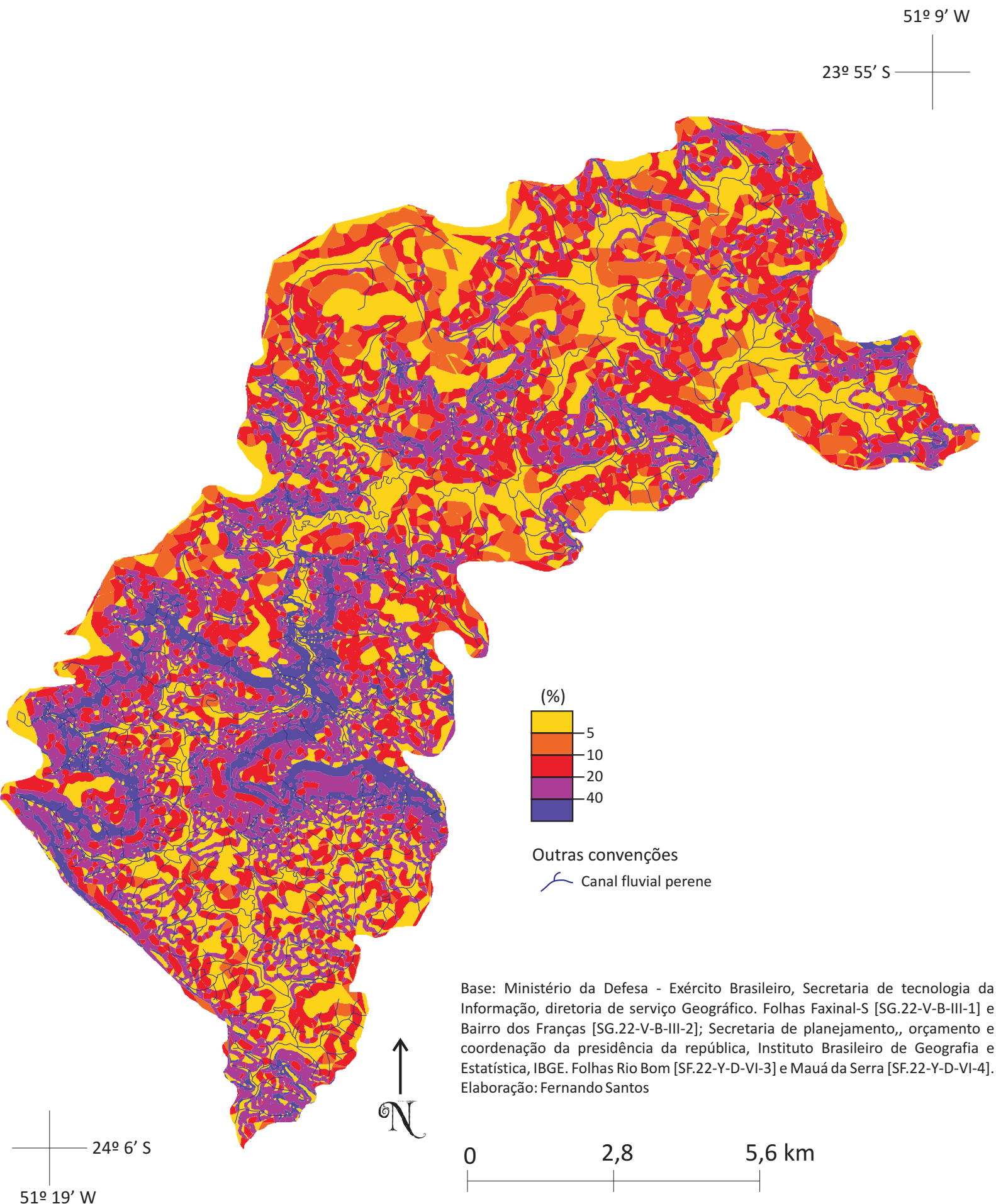


Figura 12 - Carta clinográfica da área de estudo.

Geologia da Bacia do Rio Bufadeira

51° 9' W

23° 55' S

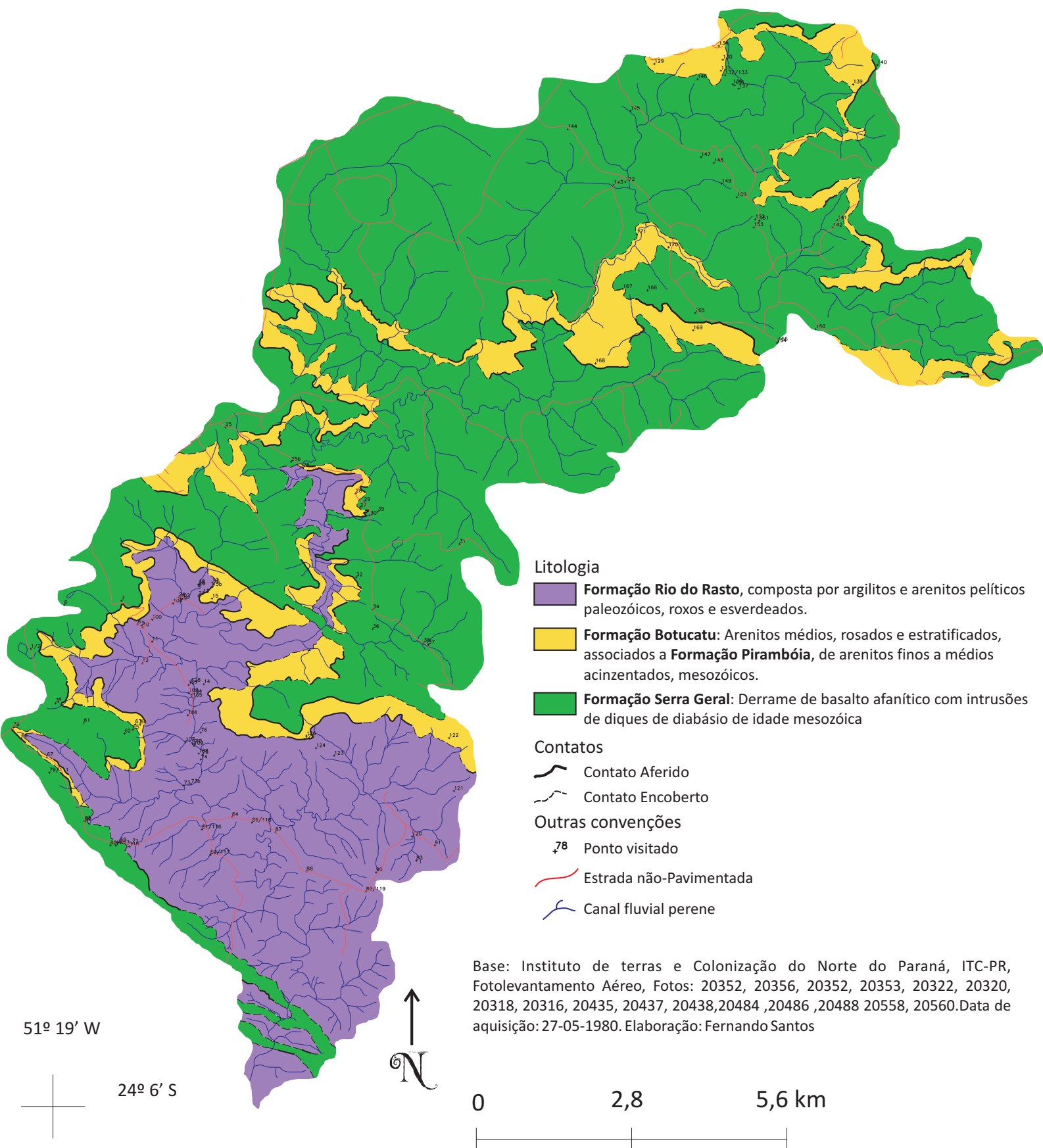


Figura 13 - Distribuição das Formações Geológicas na área, mostrando também os pontos visitados em campo.

Na bacia podem ser identificados dois modelados principais: de dissecação e de acumulação. O primeiro situado de montante até o terço inferior da bacia e o segundo no baixo curso, associado às zonas mais deprimidas da bacia hidrográfica e o segundo situado nas zonas de pedimentação das escarpas, fundos de vale e na zona de baixo curso do Rio Bufadeira.

Nas áreas de dissecação das escarpas os rios formam vales profundos ou mesmo suspensos. Ocorrem também vales abertos, entulhados por sedimentos de origem colúvio-aluvial podendo apresentar forma de canal meandrante, que constituem alvéolos ao longo do curso do rio (Figura 16).

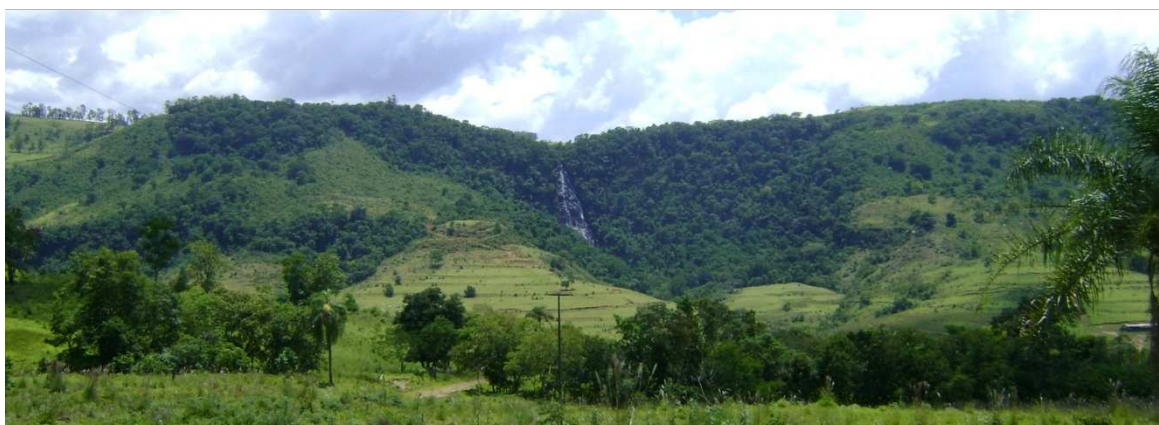


Figura 14 - Cachoeira "Véu de Noiva", em segundo plano mostrando o contexto de suas escarpas com os pedimentos vertente abaixo na forma de leques aluviais.

A drenagem é influenciada pelos enxames de diques de diabásio presentes na área, sobretudo no baixo curso, junto ao modelado de acumulação. Em decorrência deste controle, o arranjo espacial é sub-dendrítico ou retangular em áreas mais íngremes. Localmente a drenagem assume formato radial associado à ocorrência de altos estruturais (Figura 16).

O modelado de dissecação faz limite com o modelado de acumulação através de escarpas erosivas e adaptadas a falhas (Figura 16), que podem apresentar desnível de mais de 100 metros. A principal característica do modelado de acumulação são as extensas coberturas superficiais cenozóicas, que podem apresentar espessuras de poucos centímetros até mais de 2 metros. Estão representados por níveis de conglomerados polimíticos, associados a leques aluviais, processos de solifluxão e sotopostos a níveis argilosos e arenosos, mal selecionados, representativos de fases de coluviamento (Figura 15).



Figura 15 - Depósito à justante com blocos e seixos imersos em matriz argilosa.

Morfodinâmica da Bacia do Rio Bufadeira

51° 9' W
23° 55' S

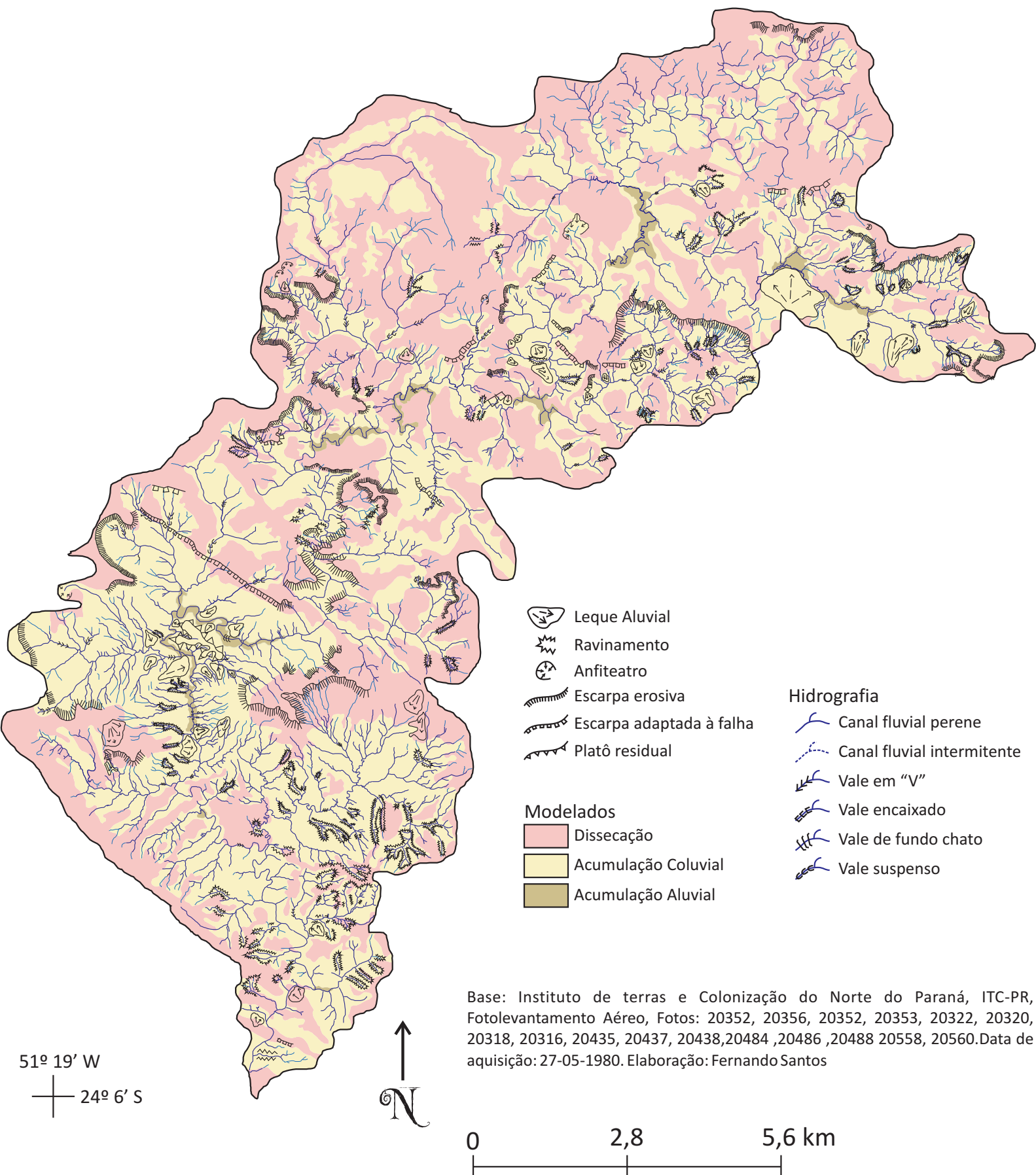


Figura 16 - Mapa Geomorfológico Morfodinâmico do Rio Bufadeira. As formas selecionadas para esta exibição têm relação com as formas construídas pela ação da erosão e da acumulação do produto destas.

6.1 Caracterização Morfodinâmica da Paisagem

O Rio Bufadeira é parte do contexto geomorfológico da Serra do Cadeado, onde se sucedem uma série de patamares relativos à zona de transição entre o Terceiro e o Segundo Planalto paranaenses. Tais patamares constituem-se de zonas escarpadas e íngremes com a presença constante de vales suspensos, e associados a zonas de falhas (Figura 16).

Atualmente, o clima predominante é úmido evidenciado pela vegetação observada. A cobertura nativa é frequentemente substituída por culturas comerciais mecanizadas ou por pastagens, sendo possível distinguir algumas manchas de espécies tropicais em locais de solo mais profundo. Localmente existem espécies de cerrado que estão em zonas de solo mais raso ou afloramentos rochosos.

O clima úmido promove intensa erosão nos modelados de dissecação, estando distribuídos nas áreas mais altas. Pelo intenso desgaste, a forma do relevo é plana com recortes correspondentes às escarpas supracitadas. O produto desta erosão é depositado vertente abaixo nos fundos de vale. O transporte dos rios causa acumulação deste material na região mais ao sul da bacia onde estão presentes pedimentos detríticos na base das escarpas *cuestiformes*.

Os rios que estão sob a dinâmica deste modelado formam vales suspensos, constituindo uma parede íngreme e rochosa (Figura 14). Estes paredões contêm saltos e cachoeiras que depositam blocos de ordem métrica e submétrica (Figura 17). Os blocos à montante são angulosos, ao passo que as rochas depositadas à jusante têm aspecto mais arredondado, de-

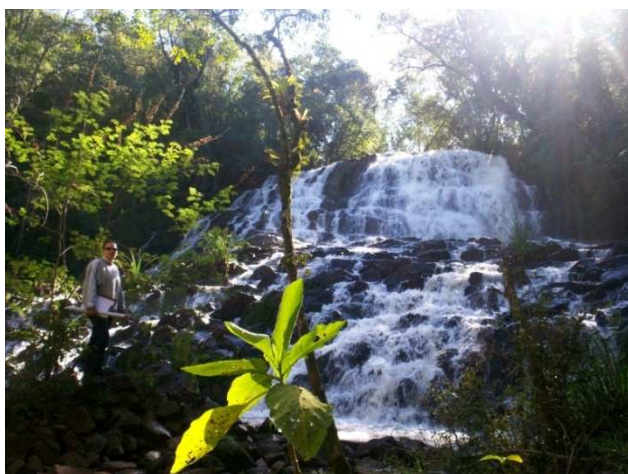


Figura 17 - Depósito de blocos na base do salto "Tio Xicão", no médio curso do Bufadeira.

monstrando o retrabalhamento realizado pela rede de drenagem. Estes depósitos margeiam zonas de falhas.

Em zonas de modelados de acumulação pertencentes à superfície de aplainamento Pd₃ são comuns vales encaixados, controlados por falhas. Costumam ter vales amplos e profundos, com leitos rochosos (Figura 18). A forma arredondada é característica das acumulações coluviais, de origem mista. Em zonas de cuesta, os rios têm vales profundos e muito escavados, alternando blo-

cos na superfície da encosta (Figura 19).

Em termos geomorfológicos ocorre o predomínio de colinas baixas com vertentes convexas em toda a bacia, interrompidos por escarpas. Os solos autóctones e mais profundos ocorrem junto ao modelado de dissecação em decorrência da intensa atuação dos processos de alteração supérgena sobre os basaltos. Predominam os latossolos álicos e nitossolos com espessuras de mais de 10 metros, de textura essencialmente argilosa e localmente argilo-arenosa.

Nas áreas do modelado de dissecação são comuns feições de anfiteatros rasos, localizados nas zonas de cabeceiras de drenagem (figura 14). Essas feições carecem ainda de análise mais detalhada, porém, as vertentes convexas associadas e as baixadas planas, indicam uma possível gênese coluvial associada a rebaixamento geoquímico do relevo.

No baixo curso, junto ao modelado de acumulação, os solos são do tipo Neossolos e Cambissolos, com espessuras que podem variar de poucos centímetros até cerca de 2 metros, e textura areno-argilosa. A pedogênese nesse compartimento ocorre sobre materiais transportados e depositados junto as médias e baixas vertentes. A constituição litológica, textural e estrutural permite identificar diferentes associações faciológicas correlacionadas a distintas fases de deposição e erosão da borda planáltica.

A alta porosidade dos solos do modelado de acumulação, associadas às deposições coluviais, facilitam a ação dos processos de erosão acelerada, verificada junto aos canais de 1º e 2º ordem, que estão vinculados a intensa ação da erosão regressiva representativas de canais obsequentes em sua maioria.

O contexto geomorfológico regional, de borda planáltica, e onde está inserida a bacia do rio Bufadeira, permite a identificação de diferentes níveis de aplanamento e seus depósitos correlativos. As escarpas erosivas que limitam os modelados (Figura 14), em especial aquela do

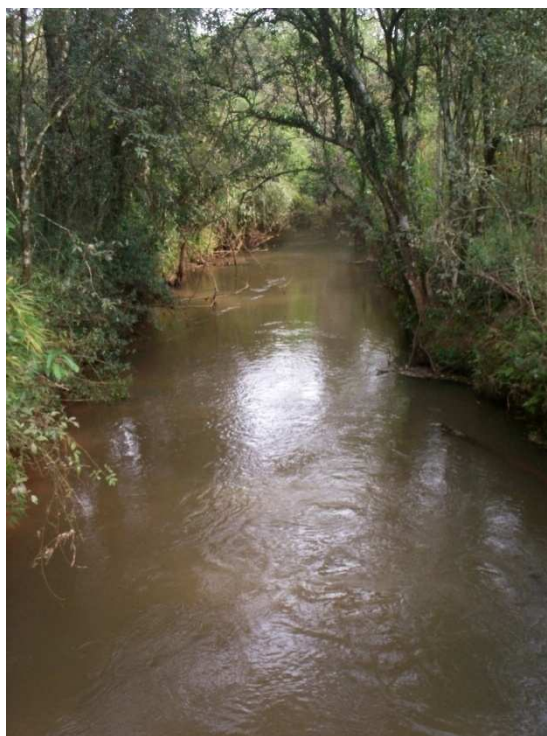


Figura 18 – Vale retilíneo controlado tectonicamente no canal principal Rio Bufadeira. Foto tomada para jusante no alto curso.

baixo curso atestam processos de recuo paralelo de encosta associados possivelmente a domínios morfoclimáticos mais severos durante o Cenozóico.



Figura 19 - Vale de um rio de primeira ordem localizado no alto curso, de característica incisiva.

BIGARELLA, MOUSINHO E SILVA, (1965) e BIGARELLA E ANDRADE (1965) denominaram a superfície mais antiga do Estado do Paraná como Pd₃, atribuindo idade do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior, e que encontra equivalente na Superfície Sulamericana de KING (1956). O Pd₃ pode ser identificado nas áreas mais elevadas das serras do Cadeado e Grande, no Paraná, entre 1.000 metros e 1.284 metros de altitude (Figura 11). Estas serras são limitadas por escarpas, constituídas essencialmente por basaltos da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu.

Na bacia do rio Bufadeira o Pd₃ encontra-se parcialmente retrabalhado, e pode ser identificado ao longo de todo o modelado de dissecação, entre altitudes que variam de 1.140 m a 660 m (Figura 11). As mais baixas altimetrias atribuídas neste trabalho ao Pd₁ estão vinculadas a desnivelamentos tectônicos posteriores as fases de aplanamento, e que serão tratadas no capítulo seguinte.

O nível inferior, elaborado a partir do Pd₃, foi denominado de Pd₂ por BIGARELLA, MOUSINHO E SILVA, (1965) e BIGARELLA E ANDRADE (1965). Esse nível pode ser identificado ao longo das escarpas e dos relevos residuais no contexto local e regional, formando patamares e ombreiras facilmente identificadas no campo e nas cartas topográficas, marcando um nível situado entre 660 e 540 metros de altitude (Figura 11).

O Pd₁ corresponde ao nível mais baixo de aplanamento e elaborado à custa do retrabalhamento do Pd₂. Esse nível compreende as áreas mais deprimidas da bacia, sendo representativo do modelado de acumulação (Figura 14). O Pd₁ se apresenta inumado por coberturas detríticas cujas espessuras variam conforme o contexto geomorfológico e estrutural local. Normalmente está em torno de 500 m de altitude (Figura 11).

A sucessão de níveis aplanados e desnivelados, empresta à fisiografia da bacia hidrográfica um aspecto escalonado, que sugere um relevo policíclico durante a evolução da paisagem. A geomorfogênese ocorreu por processos erosivos e alternância de climas úmidos e secos, favorecendo ora processos de dissecação do relevo com aprofundamento dos canais fluviais e em outros momentos aplanamento pelo alargamento dos vales por degradação lateral ativa, produzindo diminuição dos interflúvios e entulhamento dos canais de drenagem.

Na bacia do rio Bufadeira foram identificados remanescentes dos diversos aplanamentos, porém ainda carecem de detalhamento quanto à constituição e relação com os níveis descritos. Estes remanescentes dos processos erosivos, que atuaram durante a formação dos níveis aplanados, estão representados por coberturas detríticas com 1 a 2 metros de espessura localizadas sobre as ombreiras e patamares do Pd2 e das baixadas do Pd1, típicas de zonas pedimentares (Figura 16).

Sobre os patamares do Pd2 ocorre cobertura detrítica com pouco mais de 1 metro de espessura, de materiais arenosos e argilosos, mal selecionados. A caracterização deste nível pedimentar carece de maior análise.

As formações superficiais que recobrem o Pd1 se distribuem a partir das bordas dos patamares estruturais (Figura 16) até o fundo dos vales do rio Bufadeira e seus tributários. Essas coberturas superficiais formam rampas convexas representativas de pedimentos detríticos formados a custos da erosão do Pd2 e retrabalhados pelas drenagens atuais (Figura 20).

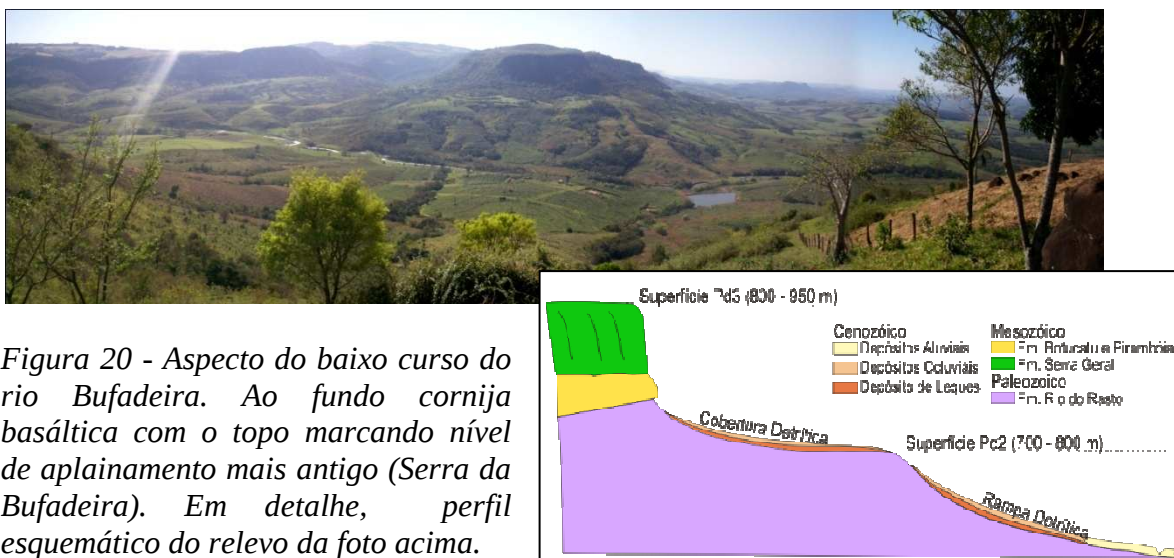


Figura 20 - Aspecto do baixo curso do rio Bufadeira. Ao fundo cornija basáltica com o topo marcando nível de aplainamento mais antigo (Serra da Bufadeira). Em detalhe, perfil esquemático do relevo da foto acima.

As formações superficiais que se distribuem pelo modelado de acumulação (Figura 16), apresentam dois níveis principais: um basal, com espessura variando de 1 m a 2 m, repre-

sentado por conglomerados polimíticos, formados por blocos e cascalhos de basalto e arenito, raramente siltitos da Formação Rio do Rasto. Apresentam teores variáveis de matriz argilo-arenosa, apresentando maior conteúdo de matriz quanto mais próximo das escarpas e dos diques de diabásio, podendo estar ausente mais próximo a calha dos rios. A relação desses depósitos com os relevos mais escarpados indica uma gênese associada a leques aluviais (Figura 14).

O nível superior, sobreposto aos conglomerados e em contato abrupto, é representado por material arenoso e argiloso, com fragmentos de rocha, de cor marrom e estrutura maciça. Apresenta distribuição generalizada nas áreas do modelado de acumulação e empresta as vertentes das colinas, aspecto convexo. Quando associado às escarpas, esses depósitos guardam o aspecto em leque, típico das zonas pedimentares, e cuja gênese esteve associada ao recuo das escarpas (Figura 14).

Leques aluviais associados a diques de diabásio foram identificados e descritos no baixo curso do Bufadeira e apresentam pequenas dimensões. Próximo a bacia do rio Laçador (Propriedade do Sr. Valdinei) foi descrito um leque aluvial com aproximadamente 200 metros de comprimento ao longo do eixo maior e cerca de 250 metros de largura máxima. A zona proximal do leque aluvial é controlada por dique de diabásio de direção N47W, com o leque espraiando-se para SW. A zona proximal tem seu ápice junto a ressalto litológico representado por arenito grosso (conglomerático) de aproximadamente 2,5 metros de altura. O depósito é constituído de blocos subarredondados e cascalhos angulosos, de arenitos da Formação Botucatu, Pirambóia e raramente Rio do Rasto, além de basaltos da Formação Serra Geral. Esses rudáceos estão imersos em matriz argilosa de cor vermelha escura a marrom, indicando fluxo de detritos ao longo da encosta (Figura 21).

Ao longo da bacia, o rio Bufadeira pode formar zonas aluvionares restritas em alvéolos em posições altimétricas mais baixas que os pedimentos acima descritos. Estes foram objeto de análise junto às zonas deprimidas do modelado de acumulação (Figura 16). Nestes locais o rio Bufadeira pode formar um nível mais baixo de terraço, representado por cascalheiras polimíticas, com até 2 m de espessura, formadas de clastos arredondados e subarredondados, com diâmetro de ordem milimétrica a centimétrica. Os clastos são de basaltos e arenitos, este último das formações Botucatu e Pirambóia, imbricados no sentido da corrente atual do rio. As cascalheiras possuem pouca ou nenhuma matriz e são características de depósitos de barras de canal. Atualmente o rio Bufadeira está retrabalhando esses depósitos e redepositando na forma de barras laterais de canal.



Figura 21 - Leque Aluvial em lateral de dique de diabásio, com origem ligada à erosão deste. Em detalhe, perfil do leque aluvial mostrando fluxo de detritos que deu origem à cobertura descrita. O local da ocorrência da foto ao lado está marcado com uma seta branca na foto acima.

Sobreposto às cascalheiras e em contato abrupto ocorre um nível de areia fina, bem selecionada, de cor cinza claro com ausência de estruturas. Sua posição em relação aos relevos adjacentes indica uma deposição aluvial. Localmente podem ocorrer turfeiras sotopostas, com alto conteúdo de folhas e sementes. As relações de contato dessas turfeiras com os cascalhos não foram passíveis de identificação (Figura 22).

Em áreas marginais ao rio Bufadeira, podem ocorrer de maneira localizada depósitos de diques marginais, cor cinza claro, com espessuras variando de 1 a 1,5 metros, formadas de areia muito fina, bem selecionada, com estratificação plano-paralela. As pequenas dimensões desses depósitos não permitiram o registro cartográfico (Figura 22).



Figura 22 - Vista geral de um modelado de acumulação fluvial no canal principal. Em detalhe depósitos de diques marginais com nível de turfeira indicado com uma seta branca.

6.2 Compartimentação Morfoestrutural

A área de estudo está localizada sobre o eixo do Arco de Ponta Grossa, sendo sua maior influência os lineamentos de direção NW-SE. Esta direção é concordante com os diques de diabásio que exercem controle sobre a disposição do modelado do relevo da área. O relevo e a rede de drenagem da bacia, tem forte influência destes lineamentos, que tem uma predominância em toda a área entre as direções N40W e N60W (Figura 23, Figura 24).

Na bacia do rio Bufadeira foi possível identificar e mapear dois Compartimentos Morfotectônicos (Figura 25): o Compartimento Morfotectônico da Cimeira Basáltica (CMCB), que se desdobra em três subcompartimentos: o Subcompartimento Morfotectônico das Altas Superfícies Estruturais (SMASE), o Subcompartimento Morfotectônico das Superfícies Intermediárias Desniveladas (SMSID) e o Subcompartimento Morfotectônico das Baixas Superfícies Desniveladas (SMBSD). O segundo compartimento é representado pelo Compartimento Morfotectônico das Superfícies Inumadas (CMSI).

O limite entre os dois principais compartimentos morfotectônicos ocorre através de falhas preenchidas por intrusões da Formação Serra Geral de direção aproximada N60W (Figura 21). Estes 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 metros de desnível e onde afloram basaltos no topo, arenitos da Formação Botucatu e Pirambóia e arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto na média e baixa encosta (Figura 13, Figura 25).

Morfotectônica da Bacia do Rio Bufadeira

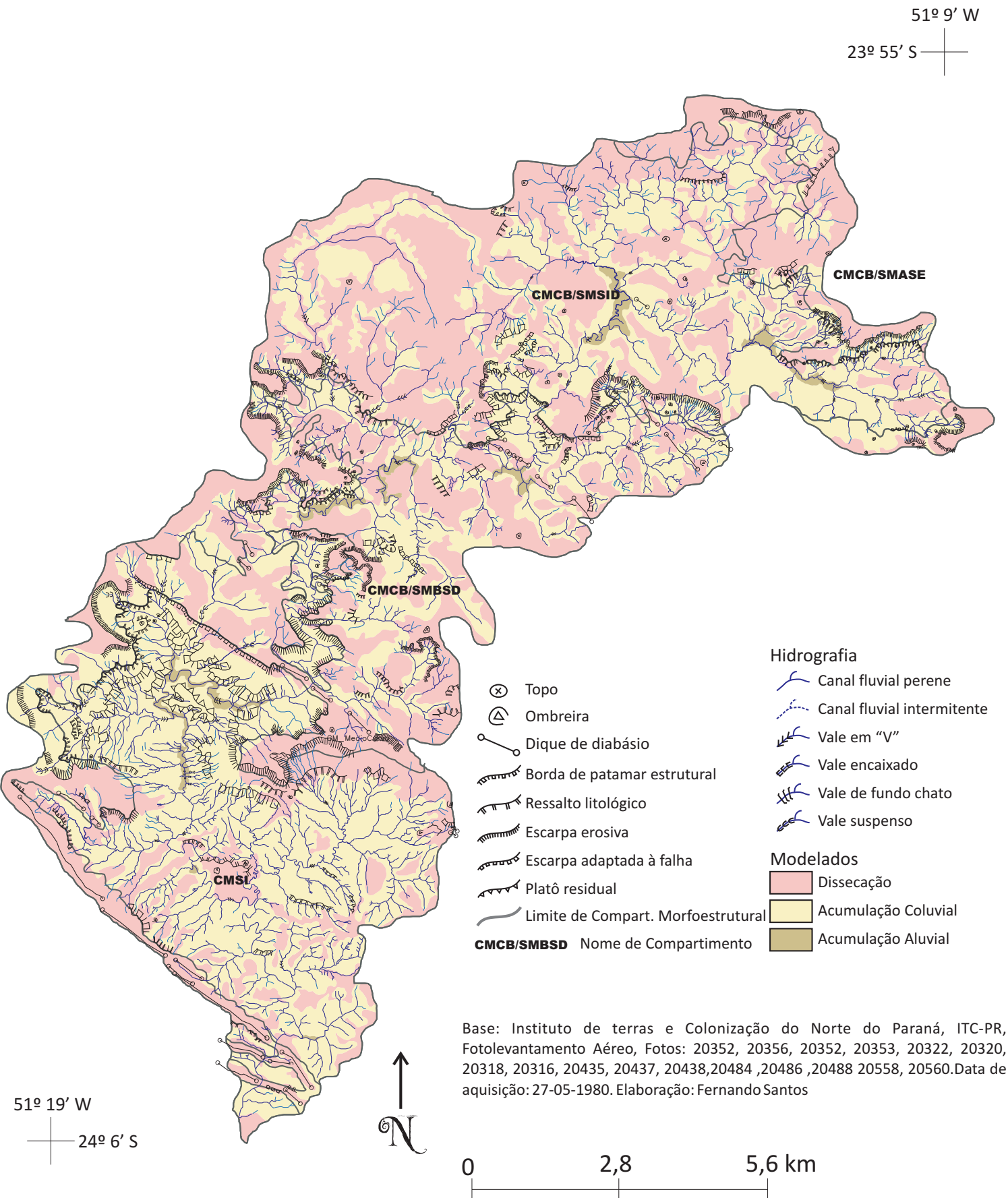


Figura 23 - Feições geomorfológicas morfotectônicas do Rio Bufadeira

Lineamentos da Bacia do Rio Bufadeira

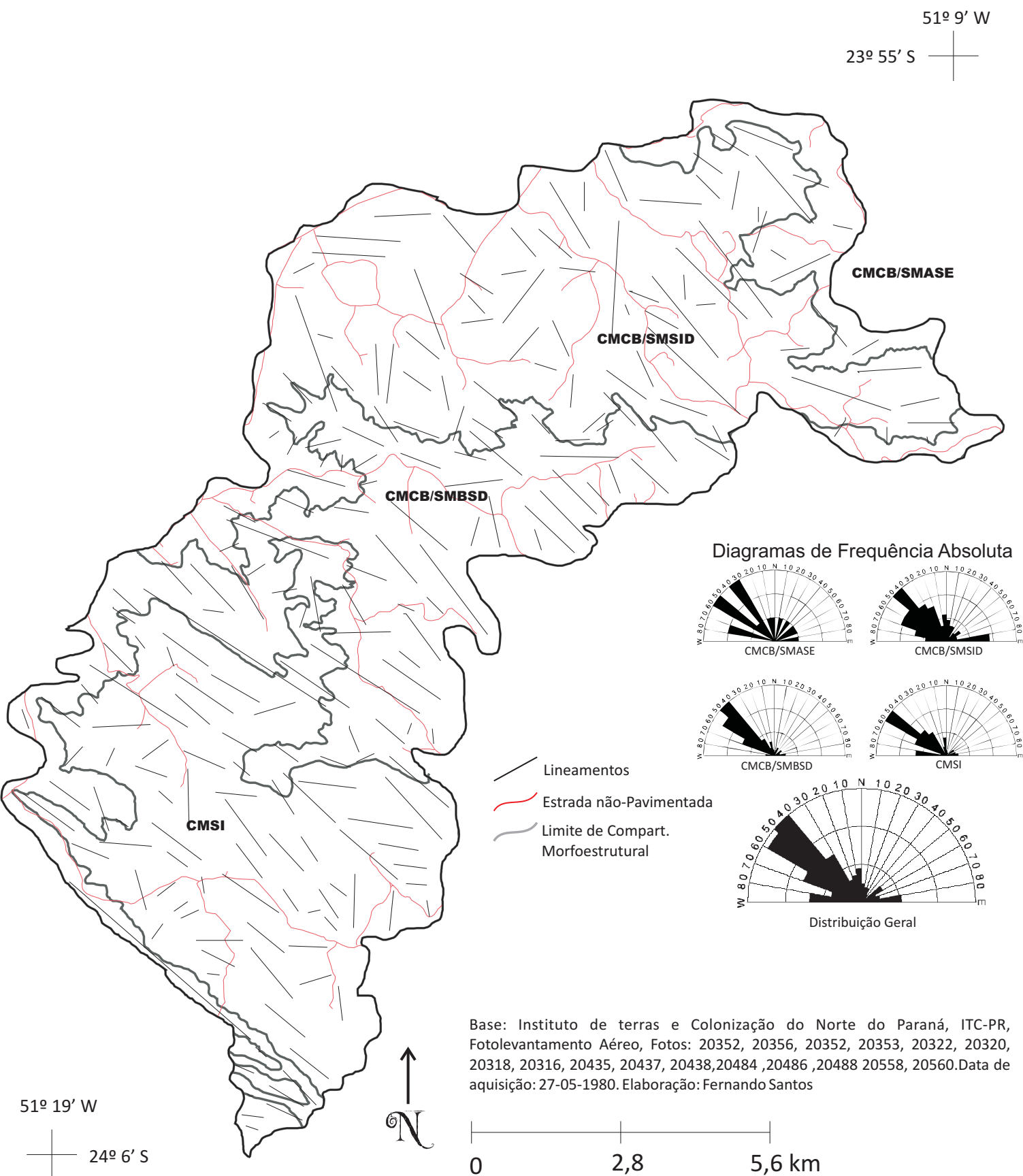


Figura 24 - Direções de lineamentos na área e diagramas de roseta geral e por compartimento.

O CMCB desdobra-se em três patamares escalonados tectonicamente (Figura 23). O primeiro localizado no extremo nordeste (SMASE), com altitudes até 1.140 m (Figura 11). Apresenta-se de forma descontínua e limitado com o SMSID por lineamentos descontínuos de direção E-W e NW-SE, definindo blocos distintos que coincidem escarpas secundárias e mais baixas. Corresponde às zonas das cabeceiras de drenagem e afluentes de 1º ordem (Figura 23).

Tabela 3: Medidas Morfométricas por compartimento

	CMCB			CMSI
	SMASE	SMSID	SMBSD	
Área (km²)	8,8	52,9	40,3	40,5
Perímetro (km)	40,1	71,6	113	65,5
Comprimento total da Drenagem (km)	28,75	228,76	167,98	249,3
Dens. Drenagem	3,27	4,32	4,17	6,16
Largura Média (km)	0,8	2,63	2,1	3,59
Comprimento Axial (km)	8,16	14,45	13,8	11,47
Fator de Forma	0,10	0,18	0,15	0,31
Índice de Compacidade	3,78	2,76	4,98	2,88
Declividade Média (%)	16,35	11,91	18,26	21,08
Fator de Assimetria	85,72	85,79	42,81	42,24

Elaboração: Fernando Santos

Possui uma área de 8,8 km² e 28km de canais fluviais, configurando a menor densidade de drenagem da bacia (Tabela 3). O SMASE apresenta vales profundos com leve alargamento na transição para o SMSID (Tabela 4). Corresponde às zonas mais elevadas da superfície Pd3 (Figura 26).

O SMSID é localizado junto ao alto curso e sua distribuição E-W acompanha a inflexão para NE-SW da bacia

hidrográfica (Figura 23). Possui 53km² de área com alto fator de assimetria, indicando desvio do curso principal para a esquerda na porção sul da divisão (Tabela 3). Possui forte dissecação dos vales (Tabela 4) com declividade média baixa, característica de um relevo colinoso com tendência à escavação do vale. Deste modo, Os canais são controlados tectonicamente, com leito rochoso.

Uma particularidade é o padrão semi-radial da rede de drenagem, que pode formar amplos arcos que desviam as drenagens dos tributários do rio Bufadeira, ora para sul, ora para norte indicando uma possível presença de Altos Estruturais, cuja associação com as estruturas tectônicas ainda não encontra correlação satisfatória (Figura 23).

Este subcompartimento apresenta altitudes que variam de 900 a 1.100 metros e representa um nível de aplanamento correspondente ao Pd3, porém desnivelado por falhas normais (Figura 11 e Figura 26). A superfície apresenta um mergulho suave para nordeste.

Compartimentação Morfotectônica do Relevo da Bacia do Rio Bufadeira

51° 9' W
23° 55' S

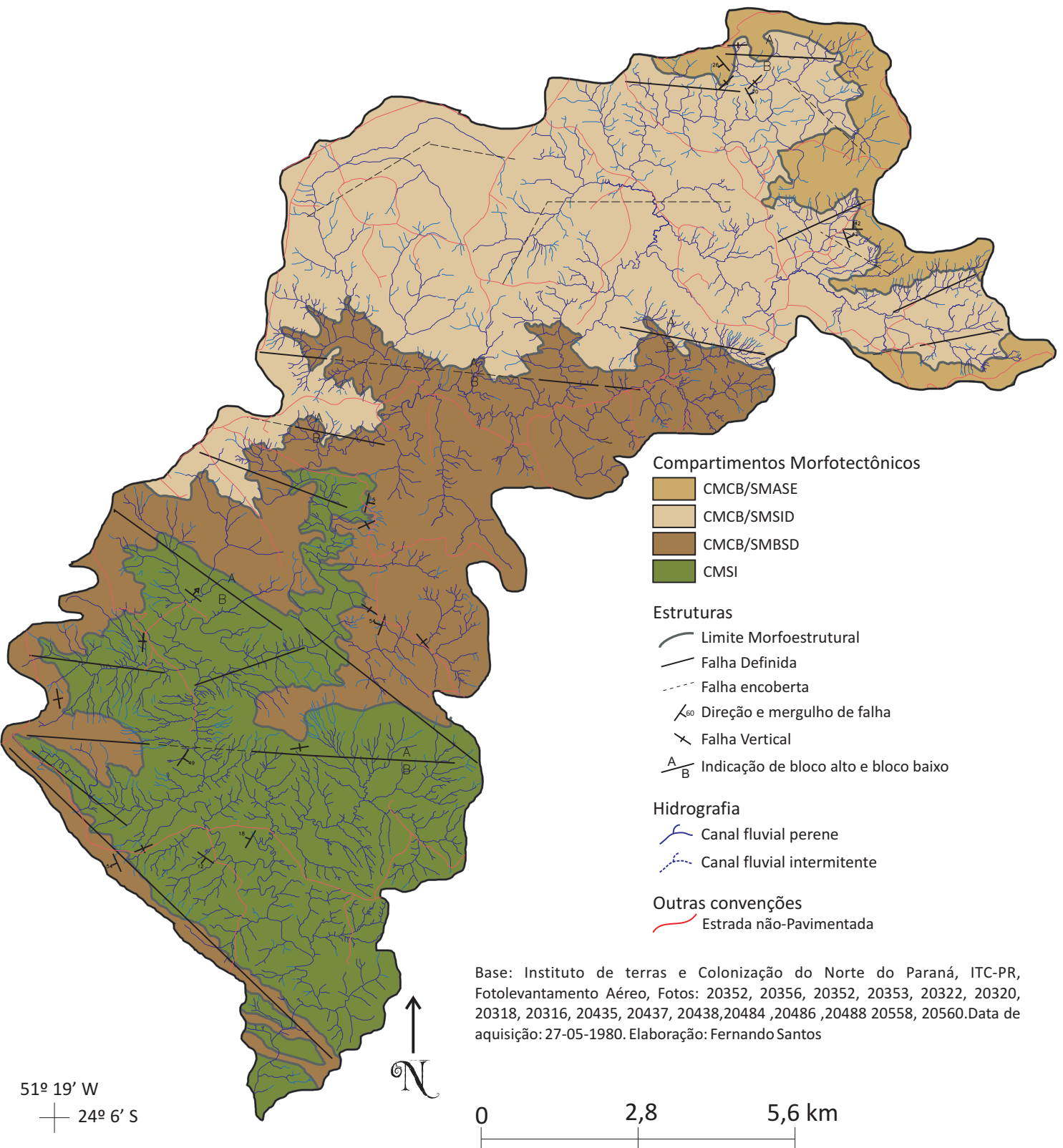


Figura 24 - Mapa síntese contendo dados morfotectônicos e os compartimentos propostos.

O limite desse compartimento se dá por falhas de direção E-W, descontínuas e localmente encobertas.

O SMBSD está localizado junto ao médio curso do rio Bufadeira em altitudes que variam de 600 a 900 metros de altitude que corresponde ao Pd3, embora desnivelado tectonicamente (Figura 11 e Figura 23). Possui 40 km² de área, numa densidade de drenagem muito parecida com o SMSID (Tabela 3). O perímetro nesta área

é maior pela extensão ao sul, incluindo também o topo dos diques de diabásio na porção austral da bacia hidrográfica e os interflúvios da porção sudeste. Ao sul, os diques definem a forma do interflúvio e influenciam no arranjo espacial da confluência, onde o curso principal secciona uma série de diques pertencentes ao SMBSD. Nestas áreas, os diabásios da Fm. Serra Geral fazem contato com os pelitos da Fm. Rio do Rasto. Os níveis topográficos destas feições são parte da superfície Pd3 desnivelada por falhas normais (Figura 26).

O padrão de drenagem é o subdendrítico, sendo que o rio Bufadeira apresenta importantes desvios ao longo desse compartimento (Figura 23). Na parte montante o rio Bufadeira flui no sentido E-W paralelo as escarpas, infletindo para SW e posteriormente para SE quando escava um *canyon* sobre lineamentos de direção NW-SE (Figura 23). A tendência de incisão vertical é mais evidente na transição dos compartimentos CMCB e CMSI, que se caracteriza pela presença do *canyon* e do terceiro degrau de *cuesta*. No domínio do subcompartimento SMBSD a dissecação horizontal é predominante, denotando uma tendência ao alargamento do vale (Tabela 4).

A feição mais proeminente do SMBSD corresponde a um esporão da serra (Serra do Bufadeira), na forma de um “apêndice” que se projeta de nordeste para sudoeste, formando uma escarpa com mais de 100 metros de desnível interrompido por um patamar entre 600 e 700 m de altitude cuja continuidade regional permite associá-la ao nível Pd2 (Figura 23, Figura 26).

Tabela 4: Dissecação Horizontal e Vertical Média por compartimento em metros

Hipsometria	Compartimento	Diss. Méd.	
		Hor	Vert
1100-1250	CMCB - SMASE	462	62
1050-1200	CMCB - SMA-SE/SMSID	1231	83
950-1100	CMCB - SMSID	1118	256
800-1000	CMCB - SMSID/SMBSD	1426	118
600-900	CMCB - SMBSD	1269	95
500-900	CMCB/CMSI	2233	258
500-600	CMSI	813	35

Elaboração: Fernando Santos

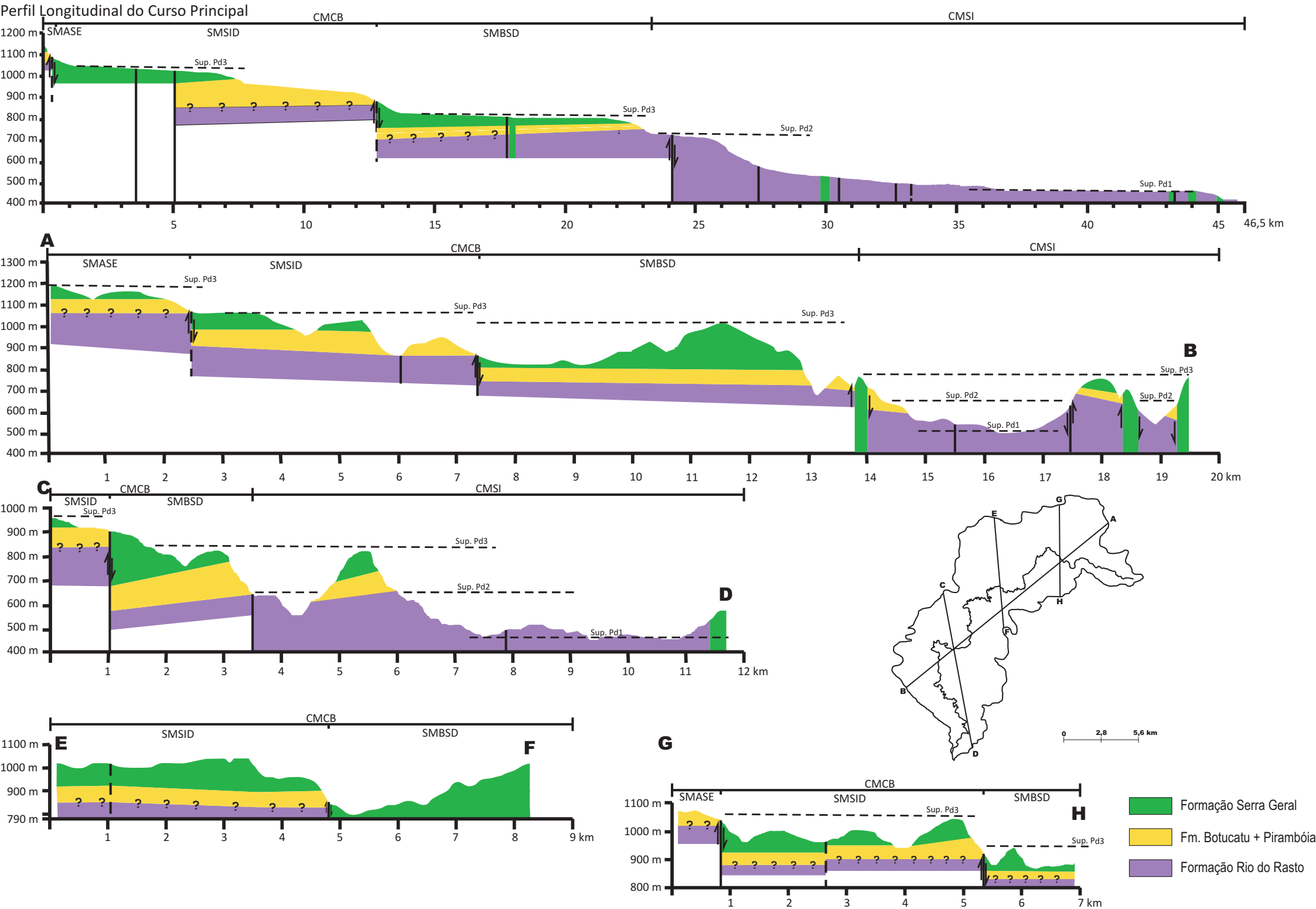


Figura 26 - Perfis geológicos na Bacia do Bufadeira mostrando séries de falhamentos normais.

A Serra do Bufadeira mostra evidências de importante controle estrutural, com diversos blocos fraturados, a partir de falhas normais e basculadas localmente (Figura 27). Evidências de atividade neotectônica nesta serra pode ser constatado por cascalheiras situadas no topo da serra, que apresentam padrão de fraturamento concordante com as estruturas regionais. Nas baixadas relativas ao CMSI próximos a serra do Bufadeira foram identificadas falhas normais obedecendo a um padrão em dominó, cujo solo acompanha as estruturas evidenciando atividade neotectônica da área (Figura 27).

O compartimento CMSI tem uma área de 40 m² e a maior densidade de drenagem de toda a bacia (Tabela 3). O alto fator de forma combinado a um índice de compacidade baixo indica o formato circular do interflúvio desta subdivisão. Os vales largos, amplos e pouco escavados são demonstrados pelos índices de dissecação (Tabela 4). As altitudes variam de 480 m até 600 m de altitude, com uma declividade média de 21% (Tabela 3). Os relevos mais proeminentes desse compartimento são as escarpas cuestiformes que limitam essa área com o SMBSD, e que ocorrem através de diques de diabásio que formam escarpas adaptadas a falhas e escarpas erosivas (Figura 23).



Figura 27 - Serra do Bufadeira entre o CMCB e o CMSI. Observa-se a rampa coluvial precedida por diferenças de litologia visíveis por ressaltos na vertente.

O padrão de drenagem desse compartimento é o dendrítico e subparalelo (Figura 23). Este último associado à grande quantidade de diques de diabásio que formam elevações alongadas de direção NW-SE, com largura variando de 80 a 100 metros e comprimentos que podem chegar a mais de 10 km. O curso dos rios é curto, com uma quantidade muito maior de canais.

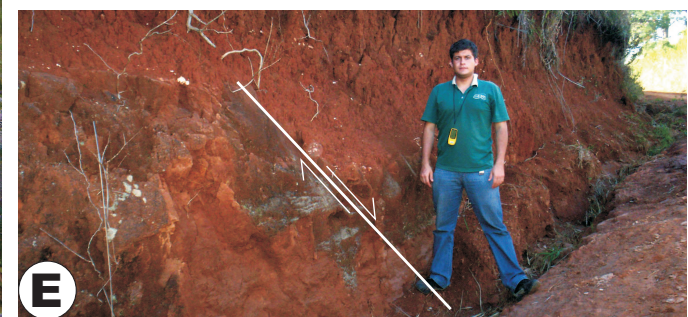
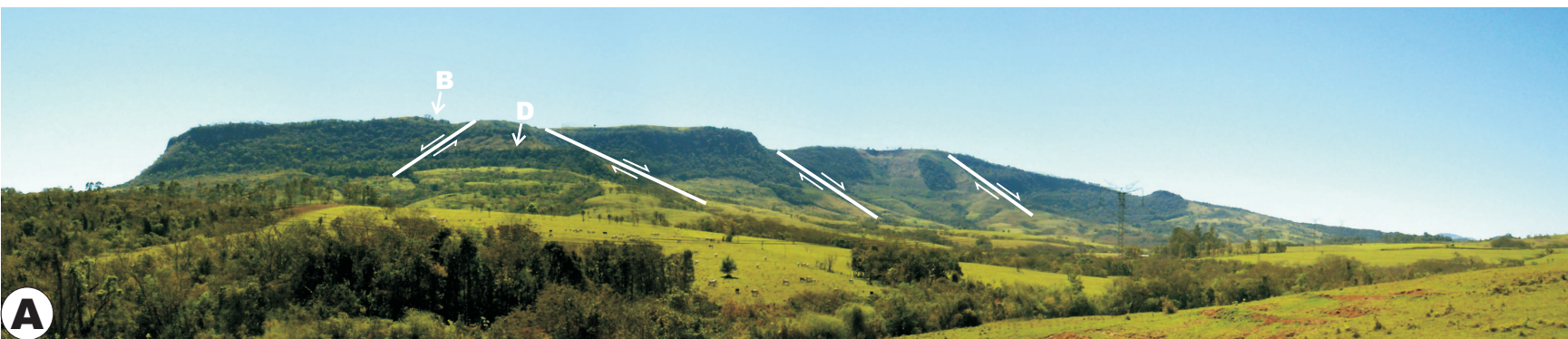


Figura 28 - Evidências neotectônicas, padrões de falhas e influências estruturais no relevo da bacia do Bufadeira. (A) Serra do Bufadeira, na transição entre o CMCB e o CMSI mostrando série de falhamentos normais; (B) Evidências de falhas em depósito quaternário possivelmente de arranjo espacial transcorrente, localizado no topo da serra do Bufadeira no SMBSD; (C) Falhas em dominó acompanhando padrão encontrado na Serra do Bufadeira, em foto tomada no CMSI, de direção N45W; (D) Front da escarpa de cuesta na Serra do Bufadeira constituída por arenitos da Formação Botucatu e (E) falhamento de direção N20W no SMSID descontinuando nível de solo no topo e basaltos da Formação Serra Geral na base.

Os patamares estruturais formados sob rochas da Formação Rio do Rasto e os ressaltos litológicos formados pelos arenitos conglomeráticos da Formação Botucatu apresentam continuidade regional ao longo das encostas e permitem definir o nível de aplanamento inferior, representado possivelmente pelo Pd2 (Figura 23). A superfície mais arrasada e baixa próxima ao nível de base do rio corresponde à superfície Pd1 inumada por coberturas coluviais e pedimentos. (Figura 26).

Não foi possível constatar o desnivelamento tectônico na superfície Pd2. Considerando a idade Terciário Médio, atribuída a essa superfície por BIGARELLA, MOUSINHO E SILVA (1965) pode-se inferir um idade posterior a esse evento tectônico, possivelmente Quaternário, e que teria afetado as superfícies do Pd2 e Pd3.

O modelo regional de esforços neotectônicos citado por STRUGALLE et al (2007) sugere a presença de uma estrutura mais alta no eixo do Arco de Ponta Grossa. Os autores referem a este alto estrutural como "Faixa Mauá da Serra", no qual haveria uma série de falhamentos normais ao norte, para a "Faixa Tamarana" e ao sul, para a "Faixa Rio Pereira" de

direção NW-SE (Figura 29). Entre as faixas Mauá da Serra e Rio Pereira estão os falhamentos normais da área de estudo, causados por esforços pós-cretáceo. O modelo tectono-estrutural proposto pelo autor supracitado é concordante com o padrão morfotectônico da bacia do Bufadeira, porém desenvolvido a partir de processos de reativação destas falhas.

Sob este regime tectônico, a área apresenta uma configuração típica com escarpas de falha orientadas na direção NW-SE permeada de enxames de diques de diabásio.

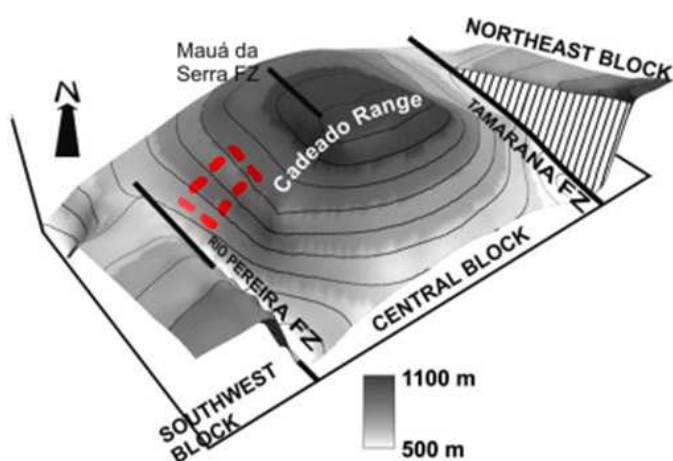


Figura 28 - Modelo idealizado mostrando bloco central da faixa Mauá da Serra, na Serra do Cadeado como o bloco central. Ao sul, Faixa Rio Pereira com o bloco SW. A área destacada corresponde à bacia do Bufadeira. Fonte: Adaptado de Strugalle et al, 2007.

7. Considerações Finais

A bacia do rio Bufadeira está na transição entre o segundo e terceiro planalto paranaenses, numa região conhecida como Serra do Cadeado ou Serra Geral. O terceiro planalto constitui uma área aplainada, de relevo suave com inclinação para a calha do Rio Paraná, embasado principalmente por basaltos da Formação Serra Geral. O segundo planalto constitui uma zona de depressão periférica entre os dois patamares de *cuesta* paranaenses, embasado pelas formações paleozóicas da Bacia do Paraná.

Na área de estudo as formações constituem degraus falhados pela ação neotectônica, principalmente nas escarpas que delimitam os compartimentos morfoestruturais. O Compartimento Morfotectônico da Cimeira Basáltica (CMCB) pertence ao contexto do terceiro planalto paranaense, ao passo que o Compartimento Morfoestrutural das Superfícies Inumadas (CMSI) está localizado no segundo planalto.

A drenagem é fortemente controlada por estas falhas, apresentando por vezes um arranjo espacial subdendrítico e retangular. Frequentemente os rios encaixados dão lugares a planícies alveolares durante todo o curso do Bufadeira, onde se constituem os modelados de acumulação fluvial. A erosão dos modelados de dissecação, constituídos principalmente no CMCB depositam o sedimento vertente abaixo, caracterizando os modelados de acumulação ao longo dos vales. O modelado de acumulação está representado na área por formações superficiais, constituídas por uma seqüência basal, formada por conglomerados, com pouca ou nenhuma matriz, sotoposta a uma seqüência arenosa e argilosa associadas a processos de coluvamento das encostas. Cada pacote de sedimentos está associado a climas anteriores e ambientes de deposição diferentes do atual.

Os ambientes geradores das formações superficiais, que compõem o Modelado de Acumulação, são representados por depósitos de leques aluviais, coluviais e aluviais. Os pacotes mais espessos estão no CMSI, devido ao contexto do segundo planalto e pela pedimentação das escarpas. A tendência morfodinâmica neste local é de transporte de sedimentos, ao passo que nos compartimentos ao norte é de alteração geoquímica.

Os compartimentos morfotectônicos comportam-se como blocos tectônicos, cuja movimentação está associada a eventos neotectônicos, possivelmente desenvolvidos no Quaternário, após o desenvolvimento das Superfícies de Aplainamento Pd3 e Pd2. O primeiro tendo encerrado no Terciário Inferior e o Segundo no Terciário Superior.

Os blocos tectônicos apresentam-se escalonados e limitados por falhas normais, predominantemente N60W, sub verticais. Planos de falhas em depósitos cenozóicos, por vezes rotacionadas (em estilo dominó), evidenciam a tectônica cenozóica.

Estes blocos presentes na área, obedecem a um controle estrutural regional, dado pela faixa Mauá da Serra, que se constitui como um alto estrutural falhado em direção ao sul, na faixa Rio Pereira. O modelo morfotectônico proposto para a bacia do rio Bufadeira é, portanto concordante com o modelo tectônico proposto por STRUGALE et al. (2007).

8. Referências Bibliográficas

- AB'SABER Aziz Nacib. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. São Paulo: Inst.Geogr. USP, Geomorfologia, n. 15.1969, 15p.
- AB'SABER, Aziz Nacib. "Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul por ocasião dos períodos glaciais quaternários". **Paleoclimas**, IGEOG-USP, n.3, p.1-20, 1977.
- BALDO, Maria Cleide. Variabilidade Pluviométrica e a dinâmica atmosférica na bacia hidrográfica do Rio Ivaí - PR. Tese de doutorado, UNESP, Presidente Prudente, 2006.
- BIGARELLA, João José. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. V.3, Florianópolis: UFSC, 2003.
- BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT, H.E. Jr. & FREY, D.G. (eds.) **International Studies on the Quaternary**. Geol. Soc. Am. Spec. Papers. New York, 84, p. 433-451, 1965.
- BIGARELLA, João José & AB' SABER, Aziz Nacib. Palaeogeographische und Paleoklimatische Aspekte der Kaenozaikus in Sudbrasilien. **Z. Geomorph.**, v.8, n.3, p.286-312, 1964.
- BIGARELLA, João José & MOUSINHO, Maria Regina "Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas". **Bol. Paran. Geogr. (Curitiba)**, n.16/17, p.153-97, 1965.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **B. Paran. Geogr.**, Curitiba, 16/17: 117-151, 1965.
- BRITO, Ignácio Machado. **Bacias Sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil**. Rio de Janeiro: Interciência, 1979.
- BRITO, Ignácio Machado e BERTINI, Reinaldo José. Estratigrafiada Bacia do Paraná - III. O Grupo Passa Dois. **Anuário do Instituto de Geociências**, Volume 5, 1981. Disponível em: http://www.anuario.igeo.ufrj.br/anuario_1981/vol_05_56_81.pdf.
- CAETANO-CHANG, Maria Rita e WU, Fu Tai. Diagênese de Arenitos da Formação Pirambóia no Centro-Leste Paulista, in: São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 22, N. Especial, p. 33-39, 2003. Disponível em: http://petro.rc.unesp.br/revistageociencias/22_especial/3.PDF
- CAMARA Gilberto, SOUZA RCM, FREITAS UM, GARRRIDO J."SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling". **Computers & Graphics**, 20: (3) 395-403, May-Jun 1996.

CASTANHO, Othon Sá. **Geologia Geral, Parte Prática**. Universidade Estadual de Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, DAEG. Edições DAEG, Porto Alegre, 1974.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Coluna White - Excursão Virtual pela Serra do Rio do Rastro - SC. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/coluna/fmriorasto.html>, consultado em 29/7/2009.

DE MARTONNE, Emmanoel. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Rev. Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, v. 5, nº 4, p. 532 – 550, 1943.

DISPERATI, A., DE OLIVEIRA FILHO, P.. Uso de anaglifos digitais como ferramenta auxiliar em fotointerpretação ambiental. RECEN - **Revista Ciências Exatas e Naturais, América do Norte**, 7, out. 2009. Disponível em: <http://web01.unicentro.br/revistas/index.php/RECEN/article/view/215/272>. Acesso em: 22 Mar. 2010.

FITZ, Paulo Roberto. **Geoprocessamento sem Complicação**, São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FORTES, Edison. **Geomorfologia do Baixo Curso do Rio Ivinhema, MS: Uma Abordagem Morfogenética e Morfoestrutural**. 2003. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Programa de Pós-Graduação em Geociências, UNESP, Rio Claro, SP, 208p.

HASUI, Y. e MIOTO, J.A. **Geologia Estrutural Aplicada**. São Paulo, ABGE/Votorantin, 1992.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geografia do Brasil: Região Sul**. Diretoria de Geociências. Rio de Janeiro, 1990.

KING, Lester. A geomorfologia do Brasil oriental. **Rev. Bras. Geogr.**, 18, p. 147-265, 1956.

LASTORIA, Giancarlo; SINELLI, Osmar; KIANG, Chang Hung; HUTCHEON, Ian; PARANHOS FILHO, Antônio Carlos; GASTMANS, Didier. Hidrologia da Formação Serra Geral no Estado de Mato Grosso do Sul. **Águas Subterrâneas**, v.20, n.1, p.139-150, 2006. Disponível em: <http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/asubterraneas/article/viewPDFInterstitial/9727/6709>.

MAACK, Reinhard. **Notas preliminares sobre as águas do sub-solo da Bacia Paraná-Uruguaí**. Comissão interestadual da Bacia Paraná-Uruguaí, Curitiba, 1970.

MAACK, Reinhard. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 3º Ed.. Curitiba, PR. Imprensa Oficial, 1968.

MILANI, E. J; FRANÇA, A. B; MEDEIROS, R. A. Roteiros Geológicos, Rochas geradoras e rochas-reservatório da Bacia do Paraná. In: **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 1, p. 135-162, Nov. 2006 / Maio 2007.

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **Brasil em Relevo**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br> .

MODENESI, May Christine e TOLEDO, Maria Cristina Motta. Morfogênese Quaternária e Intemperismo: Colúvios do Planalto do Itatiaia, in: **Rev. IG**, São Paulo, 14(1), 45-53, jan/jun 1993. Disponível em: http://www.igeologico.sp.gov.br/downloads/revista_ig/14_1_4.pdf .

MOURA, Josilda Rodrigues da Silva e SILVA, Telma Mendes. Complexo de Rampas de Colúvio, in: CUNHA, Sandra Baptista e GUERRA, Antônio José. **Geomorfologia do Brasil**. 3ªed, Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

NIMER, Edmon. Clima, in: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, **Geografia do Brasil Região Sul**. Volume 5, Rio de Janeiro, 1977.

PAULIPETRO. Companhia de Recursos Minerais. **Geologia da Área de Faxinal – PR**, Bloco SG – C (ACS – 76) – Relatório Final. 1981, 42p.

PORTELA FILHO, Carlos Vieira; FERREIRA, Francisco José Fonseca; ROSA FILHO, Ernani Francisco; ROSTIROLLA, Sidnei Pires. Compartimentação Magnética-Estrutural do Sistema Aquífero Serra Geral e sua Conectividade com o sistema Aquífero Guarani na Região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Parana). **Revista Brasileira de Geociências**, 35 (3): 369-381, setembro de 2005.

PORTO, Rubem La Laina; ZAHMED FILHO, Kamel; SILVA, Ricardo Martins. **Bacias Hidrográficas, Hidrologia Aplicada**, Escola Politécnica da USP, 1999.

POTTER, Paul Erving. “The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history.” **Jour. of South America Earth Sciences**, v.10, 56, p.331 – 344. 1997.

PREFEITURA MUNICIPAL DE FAXINAL, **Nossa Cidade: Geografia**. Disponível em: http://www.faxinal.pr.gov.br/artigos/lista_artigo.php?id=57, consultado em 24/08/2009.

RODRIGUES, Valdemir Antônio; BUCCI, Luis Alberto; SIMÕES, Danilo; BANTEL, Carlos Adolfo. **Análise do Relevo da Microbacia**, disponível em: <http://www.fca.unesp.br/microbacias/artigos/MBH%20Relevo%20-%20Valdemir%20&%20Wolmar.pdf>, consultado em 17/05/2010.

SALAMUNI, Eduardo; EBERT, Hans Dirk; HASUI, Yociteru. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, 34 (4): 463-478, dezembro de 2004.

SANTOS, Fernando R. **Mapeamento Morfoestrutural da Bacia Hidrográfica do Rio Ivaí, Paraná**. Monografia de bacharelado em Geografia, Maringá, UEM, 2007.

SILVA, Rafael Costa; CARVALHO, Ismar de Souza; FERNANDES, Antônio Carlos Sequeira. Pegadas de dinossauros do Triássico (Formação Santa Maria) do Brasil. **AMEGHINIANA (Rev. Asoc. Paleont. Argent.)** - 45 (4): 783-789. Buenos Aires, 30-11-2008. Disponível em: http://www.igeo.ufrj.br/ismar/3/3_29.pdf.

SOARES, Paulo Cesar. Divisão Estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. **Rev. Bras. Geociências**, vol. 5, 1975, 229-251p.

STRUGALE, Michael.; ROSTIROLLA, Sidnei Pires; MANCINI, Fernando e PORTELA FILHO, Carlos Vieira. “Compartimentação Estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná.” **Rev. Bras. de Geociências**, vol. 34, 2004, p.303-316.

STRUGALE M, ROSTIROLLA SP, MANCINI F, PORTELA FILHO CV, FERREIRA FJF & FREITAS RC. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 24: 203-227, 2007.

SUDERHSA, Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. **Atlas de Recursos Hídricos do Estado do Paraná**, 1998, Disponível em: <http://www.suderhsa.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=73>

THOMAZ, Sérgio Luiz. Sinopse sobre a geologia do Paraná. **Boletim de Geografia**, Universidade Estadual de Maringá, Departamento de Geografia, p. 76, ano 2, Número 2, 1984.

USGS (2004), **Shuttle Radar Topography Mission**, 1 arc second scene, SRTM_u03_p222r077. Unfiled Unfinished 2.0. Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000.

WARREN, Lucas Veríssimo; ALMEIRA, Renato Paes; HACHIRO, Jorge; MACHADO, Rômulo; ROLDAN, Luís Fernando; STEINER, Samar dos Santos; CHAMANI, Marlei Antônio Carrari. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (2-Suplmento): 213-227, junho de 2008. Disponível em: <http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/article/viewFile/13030/8813>, consultado em 29/07/2009

ZALÁN, Pedro Victor; WOLFF, Sven; CONCEIÇÃO, João Cláudio de Jesus, et alli. Bacia do Paraná, in: RAJA-GABAGLIA, Guilherme Pederneiras e MILANI, Edison José: **Origem e evolução das bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, Ed. Gávea, PETROBRÁS, 1990.