

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

**SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

JULIO MANOEL FRANÇA DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO E MAPEAMENTO DAS UNIDADES
GEOMORFOLÓGICAS DA BACIA DO RIO PEQUENO, ANTONINA-PR**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**CURITIBA
2010**

JULIO MANOEL FRANÇA DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO E MAPEAMENTO DAS UNIDADES
GEOMORFOLÓGICAS DA BACIA DO RIO PEQUENO, ANTONINA-PR**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Curso de Mestrado e Doutorado, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia, Linha de Pesquisa Paisagem e Análise Ambiental.

Orientação: Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos

**CURITIBA
2010**

Silva, Julio Manoel França da

Caracterização e mapeamento das unidades geomorfológicas da
Bacia do Rio Pequeno, Antonina - PR / Julio Manoel França da Silva. –
Curitiba, 2010.

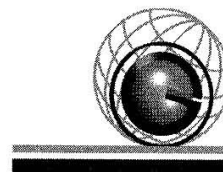
95 f.: il., tabs., graf.

Orientador: Leonardo José Cordeiro Santos

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de
Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia.

1. Geomorfologia - Relevo. 2. Cartografia. 3. Bacias hidrográficas. I.
Santos, Leonardo José Cordeiro. II. Título. III. Universidade Federal do
Paraná.

CDD 551.41



PARECER

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Geografia reuniram-se para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado, apresentada pelo candidato **JULIO MANOEL FRANÇA DA SILVA**, intitulada: “**CARACTERIZAÇÃO E MAPEAMENTO DAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DA BACIA DO RIO PEQUENO, ANTONINA – PR**” para obtenção do grau de **Mestre** em Geografia, do Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná Área de Concentração **Espaço, Sociedade e Ambiente**, Linha de Pesquisa **Paisagem e Análise Ambiental**.

Após haver analisado o referido trabalho e argüido o candidato, são de parecer pela **Aprovação** da Dissertação.

Curitiba, 21 de junho de 2010.

Nome e assinatura da Banca Examinadora:



Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos (Orientador)



Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado - UFMG



Prof. Dr. Fabiane Antonio de Oliveira – UFPR

*Dedico esta dissertação a duas pessoas
que sabem muito do amar e do ensinar -
meus pais Lineu e Rosa.*

AGRADECIMENTOS

São muitos os que contribuíram direta ou indiretamente para a conclusão desta pesquisa, aos quais dirijo os mais sinceros agradecimentos:

Ao professor Leonardo José Cordeiro Santos, pela orientação, paciência, amizade e por compartilhar seus conhecimentos desde a iniciação científica na graduação até a conclusão desta pesquisa de mestrado;

À (em todos os sentidos) grande família. Meus pais Lineu e Rosa, irmãos Marcos, Mery, Márcio e Cléia, sobrinhos Vinícius, Matheus, Gabi, Lulu e Ju.

A minha companheira Eda pelo amor e por aceitar em muitos momentos ser “trocada” por livros, computador, laboratório e viagens;

Ao amigo Aldo (Chico) pelos quase 15 anos da mais verdadeira amizade;

Aos grandes amigos (e também colegas na graduação e/ou mestrado) que compartilharam comigo aulas, viagens, estudos, festas, alegrias, tristezas, etc.: Thiago Granado, Angelita, Leila, Robson, Carol, Felipe Vanhoni, Leandro, Wivi, Flávio, Lucas, Marcos, Dorival, Ignácio, Thiago Wojteck, Manu, Anderson, Felipe Costa, Djalma, Larissa, Paty, Alex Garcia, Alex Silva, Marcelo, Camila e Laiane;

Aos colegas do Laboratório de Biogeografia e Solos Anna, Alexei, Andréia, Carol, Juliana, Kael, Anderson, Djalma;

À professora Chisato Oka-Fiori, pelos ensinamentos em geomorfologia, por me orientar na monografia de bacharel em geografia e pela imensa vontade de ajudar todos os que estão à sua volta;

Ao professor Naldy Canali por compartilhar seus conhecimentos durante o projeto “Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná” entre os anos 2004 a 2007;

Aos professores Everton Passos e Luiz Fernandez pelas sugestões na banca de qualificação;

Aos demais professores do Departamento de Geografia da UFPR;

À Eduardo Vedor de Paula, pelo incentivo e por sempre estar disposto a compartilhar bases de dados, bibliografias, entre outros;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES pela bolsa concedida no início do mestrado;

Aos amigos Claudinei Taborda e Clotilde Zai pelos incentivos e bons momentos vividos durante o estágio no Laboratório de Geologia Ambiental;

Ao professor do departamento de geologia da UFPR Alberto Pio Fiori pelos conhecimentos compartilhados e oportunidade de estágio no Laboratório de Geologia Ambiental, por ele coordenado;

À MINEROPAR – Minerais do Paraná S/A, pelo apoio desde o início da graduação, especialmente ao Gil, Rogério, Miguel e Eduardo;

Ao Departamento de Solos da UFPR pela análise das amostras coletadas em campo;

Ao secretário do Programa de Pós-graduação em Geografia, Luiz Carlos Zem, pela boa vontade característica;

Aos integrantes do MST no assentamento “Fazenda São Rafael” em Antonina pelas boas conversas e ajuda nos trabalhos de campo, especialmente ao Jonas, seu Zé e seu Antonio;

À Editora Positivo, especialmente Cláudio e Janine pelas licenças concedidas para viabilizar os trabalhos de campo e reuniões relativas ao mestrado;

Aos amigos e colegas da Editora Positivo Thiago, Cristiane, Giovanni, Anna, Bel, Marilu, Luciano, Aline, Mariana, Rafaela, Janine, Fernando, Suellen, Angela, Luiza, Karina, Eliane, Manu, Janaína, Diego, Bety, Carla, Élcio e Daiana;

Aos integrantes do grupo filantrópico *Gênesis* pelos bons momentos vividos em nossas “empreitadas”.

À força misteriosa que direciona nossas vidas – a quem chamamos Deus;

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE MAPAS	iv
LISTA DE TABELAS	v
LISTA DE FOTOGRAFIAS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	8
2.1 PRESSUPOSTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS DA ANÁLISE DO RELEVO.....	8
2.2 CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA.....	13
2.2.1 Histórico e problemas.....	13
2.2.2 Principais métodos.....	19
2.2.3 Geotecnologias e cartografia geomorfológica.....	27
2.3 GEOMORFOLOGIA FLUVIAL.....	30
2.3.1 Cursos fluviais.....	31
2.3.2 Processos fluviais.....	32
2.3.3 Feições fluviais.....	34
3 MÉTODOS E PROCEDIMENTOS	41
3.1 ATRIBUTOS TOPOGRÁFICOS.....	41
3.2 TAXONOMIA E MAPEAMENTO.....	42
3.2.1 Taxonomia e mapeamento das unidades geomorfológicas.....	42
3.2.2 Taxonomia e mapeamento das feições fluviais.....	46
3.3 CONTROLE DE CAMPO.....	51
3.4 ATRIBUTOS PEDOLÓGICOS DAS FEIÇÕES FLUVIAIS.....	53
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	55
4.1 UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DO PRIMEIRO, SEGUNDO E TERCEIRO NÍVEL TAXONÓMICO.....	55

4.1.1	Unidade morfoestrutural – primeiro nível taxonômico.....	57
4.1.2	Unidades morfoesculturais – segundo nível taxonômico.....	57
4.1.3	Subunidades morfoesculturais – terceiro nível taxonômico.....	58
4.2	CARACTERIZAÇÃO E MAPEAMENTO DOS PADRÕES DE RELEVO E DAS FORMAS DE RELEVO – QUARTO E QUINTO NÍVEL TAXONÔMICO.....	59
4.2.1	Planalto dissecado.....	61
4.2.2	Serras.....	62
4.2.3	Morros.....	64
4.2.4	Áreas colúvias.....	66
4.2.5	Planícies fluviais.....	67
4.3	CARACTERIZAÇÃO E MAPEAMENTO DAS FEIÇÕES FLUVIAIS – SEXTO NÍVEL TAXONÔMICO.....	69
4.3.1	Depósitos de calha fluvial.....	69
4.3.1.1	<i>Ilhas fluviais</i>	71
4.3.1.2	<i>Barras de pontal</i>	72
4.3.1.3	<i>Barras de atalho</i>	74
4.3.1.4	<i>Meandros abandonados</i>	75
4.3.2	Depósitos de planície.....	77
4.3.2.1	<i>Planície de inundação</i>	77
4.3.2.2	<i>Terraços fluviais</i>	79
4.3.2.3	Planície distal.....	81
4.3.2.4	<i>Sulcos</i>	81
4.3.2.5	<i>Lagoas</i>	83
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	85
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	87

ANEXOS

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Bacias piloto do projeto.....	2
Figura 2: Localização da área de estudo.....	4
Figura 3: Linhagens epistemológicas da geomorfologia.....	10
Figura 4: Modelo de fácies sedimentares.....	39
Figura 5: Modelo de pedofácies.....	40
Figura 6: Procedimentos metodológicos utilizados no mapeamento das unidades geomorfológicas.....	42
Figura 7: Representação das unidades taxonômicas de Ross (1992).....	43
Figura 8: Formas de vertentes.....	46
Figura 9: Procedimentos metodológicos utilizados no mapeamento das feições fluviais.....	47
Figura 10: Imagens SPOT em diferentes faixas espectrais.....	50
Figura 11: Áreas percorridas nos trabalhos de campo de mapeamento dos padrões e formas de relevo.....	51
Figura 12: Áreas percorridas nos trabalhos de campo de mapeamento das feições de depósitos fluviais.....	52
Figura 13: Modelos Digitais do Terreno do 1º, 2º e 3º nível taxonômico das unidades geomorfológicas.....	56
Figura 14: Modelo Digital do Terreno da bacia do Rio Pequeno.....	60
Figura 15: Perfil longitudinal e feições fluviais no baixo curso do rio Pequeno.....	70
Figura 16: Representação das Ilhas fluviais.....	72
Figura 17: Representação das Barras de pontal.....	73
Figura 18: Representação das Barras de atalho.....	75
Figura 19: Representação dos Meandros abandonados.....	76
Figura 20: Representação da Planície de inundação.....	78
Figura 21: Representação dos Terraços fluviais.....	80
Figura 22: Representação da Planície Distal e Sulcos.....	82
Figura 23: Representação das Lagoas.....	84

LISTA DE MAPAS

Mapa 1: Unidades geomorfológicas da bacia do rio Pequeno (Anexo 1).....	93
Mapa 2: Depósitos fluviais da bacia do rio Pequeno (Anexo 2).....	94

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Taxonomia do relevo de Demek (1967).....	20
Tabela 2: Taxonomia dos fatores geomorfológicos segundo Tricart e Cailleux, 1956 e Tricart (1965).....	21
Tabela 3: Comparação entre as metodologias de Tricart (1965) e Verstappen & Zuidam (1975).....	22
Tabela 4: Critérios utilizados na identificação de sistemas de relevo de degradação do IPT.....	24
Tabela 5: Intervalos de classes de declividade.....	42
Tabela 6: Mosaico das fotografias aéreas da bacia do rio Pequeno.....	44
Tabela 7: Matriz dos índices de dissecação do relevo de Ross e Moroz (1997).....	45
Tabela 8: Classificação granulométrica segundo a EMBRAPA (1997).....	54

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 1: Padrão de relevo Planalto Dissecado.....	61
Fotografia 2: Padrão de relevo Serras.....	63
Fotografia 3: Padrão de relevo Morros.....	65
Fotografia 4: Padrão de relevo Áreas Coluviais.....	66
Fotografia 5: Contato entre áreas coluviais e planícies fluviais.....	67
Fotografia 6: Padrão de relevo Planícies Fluviais (1º plano).....	68
Fotografia 7: Feição Ilha fluvial.....	71
Fotografia 8: Feição Barra de pontal.....	73
Fotografia 9: Feição Barra de atalho.....	74
Fotografia 10: Feição Meandro abandonado.....	76
Fotografia 11: Feição Planície de inundação.....	78
Fotografia 12: Feição Terraço fluvial.....	80
Fotografia 13: Feição Planície distal e Sulcos.....	82
Fotografia 14: Feição Lagoas.....	83

RESUMO

A geomorfologia é a ciência que estuda as formas de relevo, analisando e interpretando suas geometrias, gêneses e processos atuantes, bem como a interação dessas com os demais componentes do meio físico e atividades humanas. A cartografia aplicada à geomorfologia e aliada às geotecnologias, permite reunir aspectos do relevo obtidos em campo, gabinete ou laboratório, possibilitando a representação de informações de cunho científico ou a serem aplicadas em planejamentos físico-territoriais. Diferentes critérios são utilizados nos mapeamentos geomorfológicos realizados no mundo, e as ênfases nas pesquisas variam em função dos métodos adotados, objetos de estudo ou escalas de trabalho. Assim, apesar dos avanços verificados no decorrer dos anos e de uma quantidade considerável de trabalhos publicados, existe um grande potencial de pesquisa nesta área, possibilitando novas contribuições técnicas e metodológicas. Para o desenvolvimento da pesquisa utilizou-se como recorte espacial a bacia do rio Pequeno, localizada no município de Antonina-PR e inserida na Serra do Mar paranaense. É caracterizada por grande heterogeneidade geomorfológica, que de acordo com as características apresentadas pôde ser mapeada em seis níveis taxonômicos. O primeiro táxon corresponde à Unidade morfoestrutural (Cinturão Orogênico do Atlântico); o segundo táxon às Unidades morfoesculturais (Primeiro Planalto Paranaense e Serra do Mar Paranaense); o terceiro táxon às Subunidades morfoesculturais (Planalto do Complexo Gnáissico-Migmatítico, Serra do Mar, Rampas de Pré-Serra e Planícies); o quarto táxon aos Padrões de relevo (Planalto Dissecado, Serras, Morros, Áreas colúvias e Planícies fluviais; o quinto táxon às Formas de relevo (relativos aos dados de nível de dissecação, tipos de vertentes, tipos de topos e tipos de valess); e o sexto táxon às Feições de depósitos fluviais, abrangendo a morfologia existente nas calhas fluviais ou nas planícies do rio Pequeno. Os depósitos de calha fluvial, cujo mapeamento relaciona feições apresentadas, posição no perfil longitudinal do rio Pequeno e aspectos pedológicos, correspondem às ilhas fluviais, barras de pontal, barras de atalho e meandros abandonados. Os depósitos de planície foram mapeados conforme feição apresentada, uso e cobertura e características pedológicas, e são relativos à planície de inundação, terraços fluviais, planície distal, sulcos e lagoas. Os produtos finais da pesquisa são relativos ao Mapa Geomorfológico da Bacia do rio Pequeno, abrangendo até o quinto nível taxonômico, de escala 1: 25.000 (reduzida para 1: 45.000); e o Mapa de Depósitos Fluviais da bacia do rio Pequeno, correspondente ao sexto nível taxonômico, de escala 1: 10.000 (reduzida para 1: 18.500).

Palavras-chave: Geomorfologia, Cartografia geomorfológica, Taxonomia do relevo, Depósitos fluviais, Bacia hidrográfica.

ABSTRACT

The geomorphology is the science that studies the forms of relief, analyzing and interpreting their geometry, genesis and active processes, as well as the interaction of these with the other components of the physical and human activities. The mapping applied to geomorphology and combined with the geotechnologies, lets meet aspects of the relief obtained in the spot, office or laboratory, allowing the representation of information of a scientific nature or to be applied in physical planning and territorial planning. Different criteria are used in geomorphological mapping prepared in the world, and emphases in research vary according to the methods adopted, objects of study or work scales. So, despite the progress achieved over the years and a substantial amount of work published, there is a large potential for reserch in this area, enabling new technical and methodological contributions. For research development was used the Pequeno river basin, localized in Antonina, Paraná and placed in the Serra do Mar paranaense. Is characterized by a variety geomorphological, which according to the characteristics presented could be mapped in six taxonomic levels. The first taxon is the Morphostructural unit (Cinturão Orogênico do Atlântico); the second taxon are the Morphosculpturals units (Primeiro planalto paranaense and Serra do Mar Paranaense); the third taxon are the Morphosculptural subunits (Planalto do complexo gnáissico-migmatítico, Serra do Mar, Rampas de Pré-Serra and Planícies); the fourth taxon are the Patterns of relief (Planalto Dissecado, Serras, Morros, Áreas coluviais and Planícies fluviais; the fifth taxon are the Landforms (relating to data of dissection, types of slopes, types of tops and types of valleys); and the sixth taxon are the Fluvial deposits, considering the existing morphology in the riverbed or on the plains of the Pequeno River. The deposits of riverbed, whose mapping related morphology, position in the longitudinal profile of the Pequeno river and pedological aspects, correspond the ilhas fluviais, barras de pontal, barras de atalho and meandros abandonados. The deposits of plain were mapped as morphology, land use and soil characteristics, and are related to planície de inundação, terraços fluviais, planície distal, sulcos and lagoas. The final products of research relate to Geomorphological map of the Pequeno river basin, until the fifth taxonomic level, of scale 1: 25.000 (reduced to 1: 45.000); and the Fluvial deposits map of the Pequeno bacia river basin, corresponding to the sixth taxonomic level, of scale 1: 10.000 (reduced to 1: 18.500).

Keywords: Geomorphology, Geomorphological mapping, Taxonomy of relief, Fluvial deposits, Watershed.

1 INTRODUÇÃO

Na pesquisa geomorfológica a cartografia possui fundamental importância como método de pesquisa, pois ao reunir dados obtidos em campo, gabinete ou laboratório, possibilita a representação espacial, a análise e a comunicação das características geomorfológicas de um determinado recorte espacial, fornecendo informações de cunho científico ou aplicadas ao planejamento físico-territorial.

Devido à complexidade dos fatores envolvidos na dinâmica existente na superfície terrestre e a existência de grande variedade de formas de relevo, diferentes critérios são utilizados no mapeamento geomorfológico, e as ênfases nas pesquisas variam em função dos métodos adotados, objetos de estudo ou escalas de trabalho.

Apesar dos avanços verificados no decorrer dos anos e de uma quantidade considerável de trabalhos publicados no Brasil e no mundo, existe um grande potencial de pesquisa nesta área, possibilitando novas contribuições técnicas e metodológicas, especialmente se direcionadas à geomorfologia de detalhe.

Como recorte espacial na análise geomorfológica destaca-se a função da bacia hidrográfica, que possibilita a compreensão e elucidação de um grande número de questões sobre o relevo, pois os cursos d'água nela inseridos viabilizam alguns dos mais importantes e ativos processos morfogenéticos na esculturação da paisagem terrestre (CHRISTOFOLETTI, 1980). Permite analisar o relevo de forma conjunta aos demais constituintes do meio físico, de maneira a interpretar suas relações e interrelações.

A pesquisa que originou a presente dissertação está inserida no projeto “O Processo de Assoreamento da baía de Antonina/PR: subsídios para a compreensão da sua gênese e evolução”, que busca analisar diferentes processos físico-naturais e de uso e ocupação da terra nas suas áreas de drenagem, visando em última análise, definir parâmetros para a recuperação de áreas degradadas que ocasionam diversos impactos ambientais e econômicos ao município de Antonina.

A figura 1 apresenta as bacias hidrográficas consideradas como áreas piloto no projeto citado.

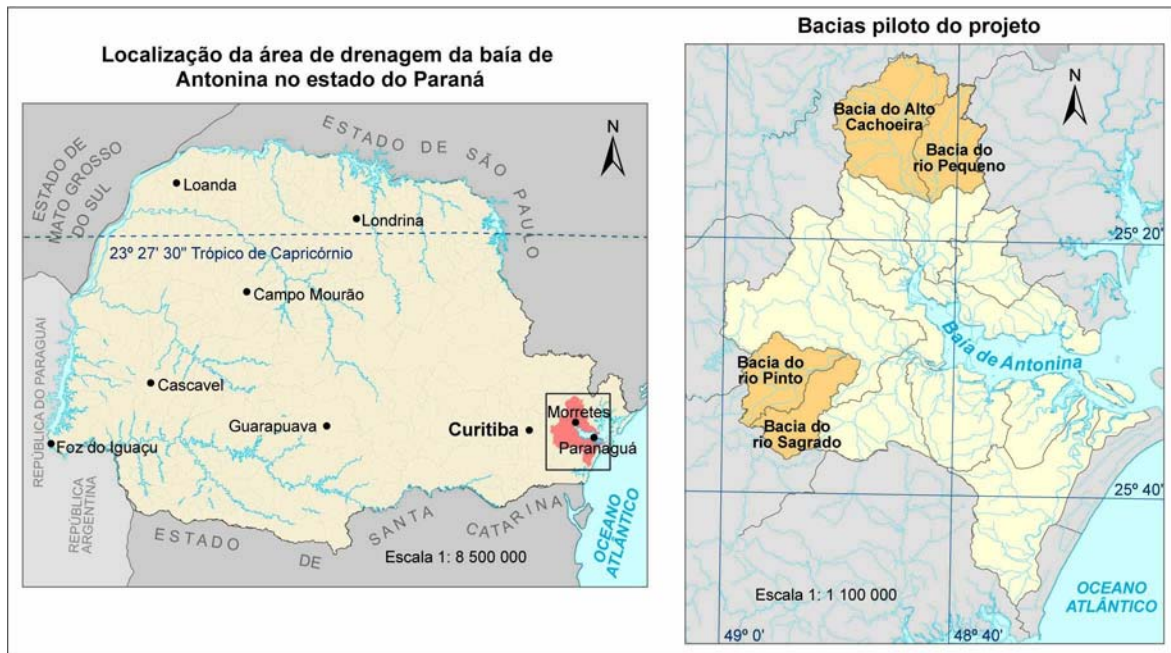


Figura 1: Bacias piloto do projeto. (Fonte: IBGE, 2005; Org: SILVA, J .M. F.; 2010).

Especificadamente para o presente estudo enfatiza-se o registro cartográfico das unidades de relevo da bacia do rio Pequeno, um dos afluentes da bacia do rio Cachoeira, este responsável por boa parte do transporte de sedimentos que se depositam na baía citada.

O objetivo geral da presente pesquisa foi caracterizar e mapear as unidades geomorfológicas da área em estudo, considerando seis níveis taxonômicos e enfatizando as feições de detalhe oriundas de depósitos sedimentares que ocorrem na calha fluvial do rio principal e nas planícies fluviais da bacia.

Os objetivos específicos, contribuindo para a efetivação da pesquisa, foram:

- Analisar os aspectos topográficos, morfométricos e morfológicos e compartimentar os padrões e formas de relevo da área pesquisada, mapeando-as na escala 1: 25.000;
- Compartimentar e caracterizar as feições de depósitos fluviais da bacia, considerando os aspectos fisiográficos e atributos pedológicos na sua classificação;
- Considerar um nível taxonômico do relevo de maior detalhe para propor classificação, simbologia e legenda cartográfica para as feições dos depósitos fluviais da área de estudo;
- Elaborar um mapa dos depósitos fluviais da bacia do rio Pequeno na escala

1:10.000, reunindo informações fisiográficas, pedológicas e morfogenéticas.

A presente dissertação está dividida em quatro capítulos principais: *Revisão bibliográfica*, que apresenta a fundamentação teórico-metodológica da análise do relevo, diferentes métodos para o mapeamento geomorfológico desenvolvidas no Brasil e no mundo e teorias e conceitos necessários para o entendimento dos processos físico-ambientais envolvidos na gênese do relevo, especialmente os responsáveis pela morfologia fluvial; *Métodos e procedimentos*, abordando a maneira como os dados foram obtidos e quais foram às técnicas empregadas; *Resultados e discussões*, apresentando os dados relativos à caracterização e ao mapeamento dos padrões e formas de relevo e das feições dos depósitos fluviais da bacia hidrográfica analisada; e *Considerações finais*, que trata de algumas conclusões a respeito da pesquisa.

1.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo corresponde à bacia hidrográfica do rio Pequeno, localizada no município de Antonina, estado do Paraná, entre as coordenadas geográficas 25°07'30" e 25°17'00" ao sul da linha do Equador; e entre 48°37'30" e 48°44'00" a oeste do meridiano de *Greenwich*. Faz limite com os municípios de Guaraqueçaba a leste e Campina Grande do Sul ao norte e está distante da capital paranaense, Curitiba, aproximadamente 70 km no sentido SW-NE, com principal acesso feito pelas rodovias federais BR-116 ao norte e pela BR-277 ao sul. É interligada aos municípios costeiros do Paraná pelas rodovias estaduais PR-405 ao leste e PR-340 ao sul (Figura 2).

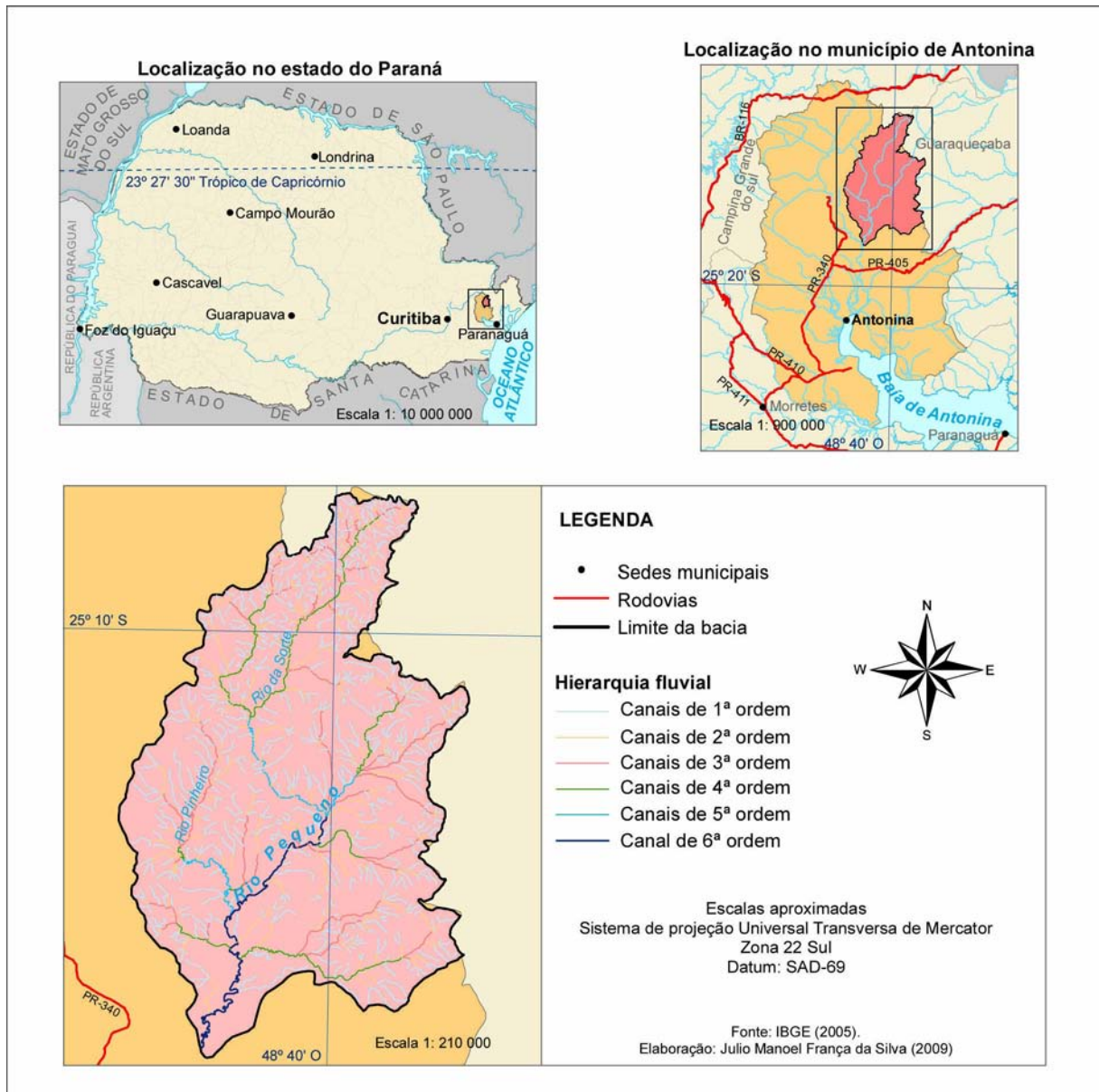


Figura 2: Localização da área de estudo (Fonte: IBGE: 2005; Organização: SILVA, J.M.F., 2009).

Caracteriza-se como uma bacia de sexta ordem na hierarquização fluvial de Strahler (1952). Possui 112,8 km² de área e seu canal hídrico principal homônimo percorre aproximadamente 17 quilômetros, nascendo na unidade de relevo denominada localmente como Serrinha a 566 metros de altitude sobre o nível do mar (*s.n.m.*) e convergindo para o rio Cachoeira na altitude de 9 metros *s.n.m.* Seus principais afluentes são: rio da Sorte, rio do Quebra, rio Pinheiro e rio Gervásio.

O comprimento total dos canais hídricos da bacia é de 428,87 km e a densidade de drenagem situa-se em 3,9 km/km².

Está inserida na Área de Proteção Ambiental (APA) de Guaraqueçaba, criada em 1985 pelo governo federal e que abrange o município de Guaraqueçaba e

parte dos municípios de Antonina, Paranaguá e Campina Grande do Sul, totalizando 313,4 hectares de área (IBAMA, 2009).

A bacia é integrante da unidade fisiográfica Serra do Mar paranaense, limitada a oeste com o Primeiro planalto paranaense ou Planalto de Curitiba e a leste com a planície litorânea, conforme denominações de Maack (1981).

Em termos geológicos a Serra do Mar paranaense está inserida no denominado Cinturão Orogênico do Atlântico, cuja evolução envolveu diversos eventos tectônicos e magmáticos que remetem às sucessivas aberturas oceânicas. Diversos processos tectônicos complexos, com formação e colisão de continentes, originaram dobramentos, falhamentos e extenso magmatismo granítico no final do Proterozóico, formando bacias preenchidas por rochas vulcânicas e sedimentares. A porção paranaense do escudo, que aflora próximo ao litoral e no Primeiro Planalto, é constituída por rochas ígneas e metamórficas com idade entre 2,6 bilhões de anos (Arqueano) e 450 milhões de anos (Proterozóico Inferior). As rochas mais antigas ocorrem na porção sudeste das áreas costeiras, e refere-se à granulitos com alto grau de metamorfismo (MINEROPAR, 2001).

Com relação às condições meteorológicas e atmosféricas, a Serra do Mar é controlada por massas de ar tropicais e polares (tropical atlântica, tropical continental e tropical marítima), que agindo conjuntamente, caracterizam o *Clima subtropical úmido*, cuja ocorrência se dá em quase toda a região sul do Brasil. As características principais deste tipo climático são pluviometria regular ao longo do ano (1250 a 2000 mm) e variabilidade térmica acentuada, ficando entre 15° C a temperaturas negativas no inverno e entre 26 e 40° C no verão (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Segundo Maack (1981) na Serra do Mar a temperatura média diminui 0,6° C a cada 100 metros de altura, sendo verificadas nas áreas mais elevadas temperaturas mínimas inferiores a 10° C. Sobre a influência do relevo nas condições atmosféricas, o autor afirma que forma-se uma barreira natural para os ventos que se originam no oceano no sentido sudeste, concentrando umidade a leste da serra e ocasionado as chuvas orográficas nas encostas, que possuem os maiores índices pluviométricos do estado do Paraná.

A geomorfologia da Serra do Mar, segundo Bigarella *et. al.* (1978), pode ser caracterizada como um grande sistema montanhoso que se estende do Espírito Santo ao sul de Santa Catarina que se desenvolveu paralelo à linha de costa,

constituindo no estado do Paraná, o limite entre o primeiro planalto e a planície costeira, formando serras marginais descontínuas elevadas, com altitudes que variam entre 500 e 1000 metros acima do nível do planalto.

Em território paranaense a Serra do Mar é separada do oceano Atlântico por baixadas colúvio-aluvionares com larguras que atingem até 50 quilômetros. Sua distribuição geográfica, não uniforme, constitui-se como um complexo conjunto de montanhas em blocos “originados pelo rejuvenescimento de antigas linhas tectônicas e realçados consideravelmente pela ação de ciclos erosivos sucessivos”. (BIGARELLA *et. al.*, 1978, p. 69).

A hidrografia do leste do Paraná pode ser dividida em dois compartimentos distintos: a baixada litorânea e a Serra do Mar, tratando-se de um sistema hidrográfico formado por pequenas bacias limitadas a oeste por um relevo bem enérgico na forma de escarpas ou serras marginais. Nas encostas da Serra do Mar, próximo aos topos, nasce à maioria dos rios da porção oriental do estado, na forma de córregos ou riachos. Por se tratar de uma área de drenagem densa, principalmente nas áreas das bacias de recepção, mesmo em períodos de estiagem poucos cursos d'água das encostas da serra secam ou diminuem seu volume, devido os altos índices pluviométricos da região, a boa distribuição de chuvas ao longo do ano, a condensação da umidade atmosférica e as neblinas que recobrem áreas situadas acima de 700 metros de altitude. (MAACK 1981).

Sobre os aspectos pedológicos da Serra do Mar, Bigarella *et. al.* (1978) destaca que os solos são resultantes da interrelação existente entre os componentes do meio físico, como o relevo acidentado, o histórico de movimentos de massa, a alta pluviosidade e as diferentes texturas e estruturas das rochas matrizes. Atrelados a essas características predominam solos com horizontes pouco desenvolvidos nas encostas mais íngremes (cambissolos e neossolos litólicos) solos com espessura em torno de 1 metro nos depósitos coluvionares (latossolos e argissolos) e solos arenosos e hidromórficos nas áreas de deposição fluvial (cambissolos flúvicos, neossolos flúvicos e gleissolos).

Com relação à vegetação, predominam na serra do mar as florestas tropicais úmidas típicas de mata atlântica, denominadas cientificamente como Floresta Ombrófila Densa. Estas são diretamente influenciadas pelas massas de ar quente e úmida do oceano Atlântico e pelas chuvas bem distribuídas ao longo do ano, constituindo elevada diversidade florística, grande endemismo de espécies e

corpo florestal denso, com árvores atingindo até 30 metros de altura (RODERJAN *et. al.*, 2002).

Para os autores a Floresta Ombrófila Densa poder ser subdividida em cinco subunidades: a) Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas; b) Floresta Ombrófila Densa Submontana; c) Floresta Ombrófila Densa Montana; d) Floresta Ombrófila Densa Altomontana; e e) Floresta Ombrófila Densa Aluvial.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 PRESSUPOSTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS DA ANÁLISE DO RELEVO

A geomorfologia é a ciência que analisa e interpreta a geometria, a gênese e os processos que atuam nas formas de relevo, bem como a interação dessas com os demais componentes do meio físico e com as atividades humanas.

Segundo Christofolletti (1980) as formas de relevo sobre a superfície terrestre resultam de processos atuais e pretéritos, originando-se a partir das forças endógenas – resultantes da dinâmica interna da Terra, e das forças exógenas – resultantes da dinâmica externa. Devido à ação dessas forças, o modelado terrestre está em constante mudança, e, dependendo das condições ambientais de uma determinada região, formam-se relevos com características particulares.

Para Guerra (1994) a geomorfologia é:

A ciência que estuda as formas de relevo, tendo em vista a origem e a natureza das rochas, o clima da região e as diferentes forças endógenas e exógenas, que de modo geral, entram como fatores construtores e destruidores do relevo terrestre. Ou sucintamente: a geomorfologia ou morfologia é o estudo sistemático das formas de relevo, baseando-se nas leis que lhes determinam a gênese e evolução (GUERRA, 1994, p. 151).

Para Ross (1990, p. 20) as discussões teórico-metodológicas na geomorfologia iniciaram em meados do século XIX, mas suas raízes estão ligadas ao período renascentista a partir das observações de Leonardo da Vinci. Esse engenheiro e artista italiano, no final do século XV e início do século XVI, estudando os Montes Apeninos, encontrou rochas com conchas semelhantes às encontradas em terrenos baixos, derivadas do fundo do mar, constatando que, possivelmente, teriam ocorrido levantamentos topográficos na região.

Para o autor citado, o que se seguiu a este período foi à concepção do Princípio do Catastrofismo, que se baseava na “crença de que os fatos observados na superfície terrestre eram produtos de acontecimentos excepcionais de caráter catastrófico”, perdurando até o fim do século XVIII.

Em oposição a esse conceito, destacou-se o Princípio do Atualismo, cuja discussão teve início na segunda metade do século XVII com os trabalhos de James Hutton e seus discípulos Playfair e Lyell, que a partir da máxima “O Presente é a

Chave do Passado” estabeleceram as bases necessárias para as pesquisas científicas na geologia e na geomorfologia.

Segundo Abreu (1982) ao longo dos séculos XIX e XX as linhas de abordagem na geomorfologia se reformularam. Neste período, duas correntes ganham destaque: a norte-americana, abrangendo, até a Segunda Guerra Mundial, a maioria da produção nas línguas inglesa e francesa; e a germânica, que englobou a maior parte da produção dos países do leste europeu.

Com base em Abreu (1982) e Casseti (1994; 2007) as contribuições com maior destaque neste período são:

o esquema clássico da erosão torrencial, de A. Surrail, o desenvolvimento das bases da morfologia glacial, de Jean Louis Agassiz; os primeiros conceitos sobre o traçado dos rios, de W. Jukes; as evidências da capacidade de aplainamento das águas correntes, de Andrew Ramsay e Grove Karl Gilbert; o cálculo de ritmos de arraste e deposição (de sedimentos), de John Wesley Powell e Clarence E. Dutton (FLORENZANO, 2008, p. 24).

As discussões teórico-metodológicas na ciência geomorfológica nos Estados Unidos da América evoluíram com a publicação do *Geographical Cycle* (DAVIS, 1899). Na teoria do ciclo geográfico, Davis, tendo como base os estudos de Powell (1875) e Gilbert (1877) propõe que o relevo é produto dos aspectos geológicos e dos processos atuantes ao longo do tempo, e o mesmo passaria pelas fases de: a) *juventude*, onde a ação das forças internas soergueria as superfícies antes aplainadas; b) *maturidade*, onde os processos erosivos condicionados pelas águas correntes dissecariam o relevo até formar uma nova superfície plana; e c) *senelidade*, com a ocorrência de novos soerguimentos e início de um novo ciclo erosivo. Na Europa, o ciclo geográfico foi divulgado por Emmanuel de Martonne (1893-1955) e Henri Baulig (1877-1962). (MARQUES, 1998).

Em oposição à teoria do ciclo geográfico surgem às contribuições da escola alemã, materializada principalmente na obra de Albert Penck (1894) intitulada *Die morphologische analyse*. Nesta obra o relevo passou a ser concebido a partir da integração entre os componentes da superfície terrestre, valorizando os processos geomorfológicos. Nesta abordagem entra em destaque o conceito de depósitos correlativos e o estudo integrado entre os aspectos geomorfológicos, climáticos e biogeográficos da paisagem. A partir desta concepção:

Emersão e denudação acontecem ao mesmo tempo, e quando o processo de entalhamento dos vales é mais intenso que o da denudação, as vertentes convexas dominam na superfície terrestre; quando a intensidade do entalhamento é igual à da denudação, predominam as vertentes retilíneas; quando o entalhamento é menos intenso do que a denudação, as vertentes côncavas dominam (FLORENZANO, 2008, p. 26).

A partir das concepções de Davis e Penck são definidas linhagens epistemológicas da geomorfologia, e alguns autores e suas contribuições são sintetizadas por Abreu (1982) conforme figura 3:

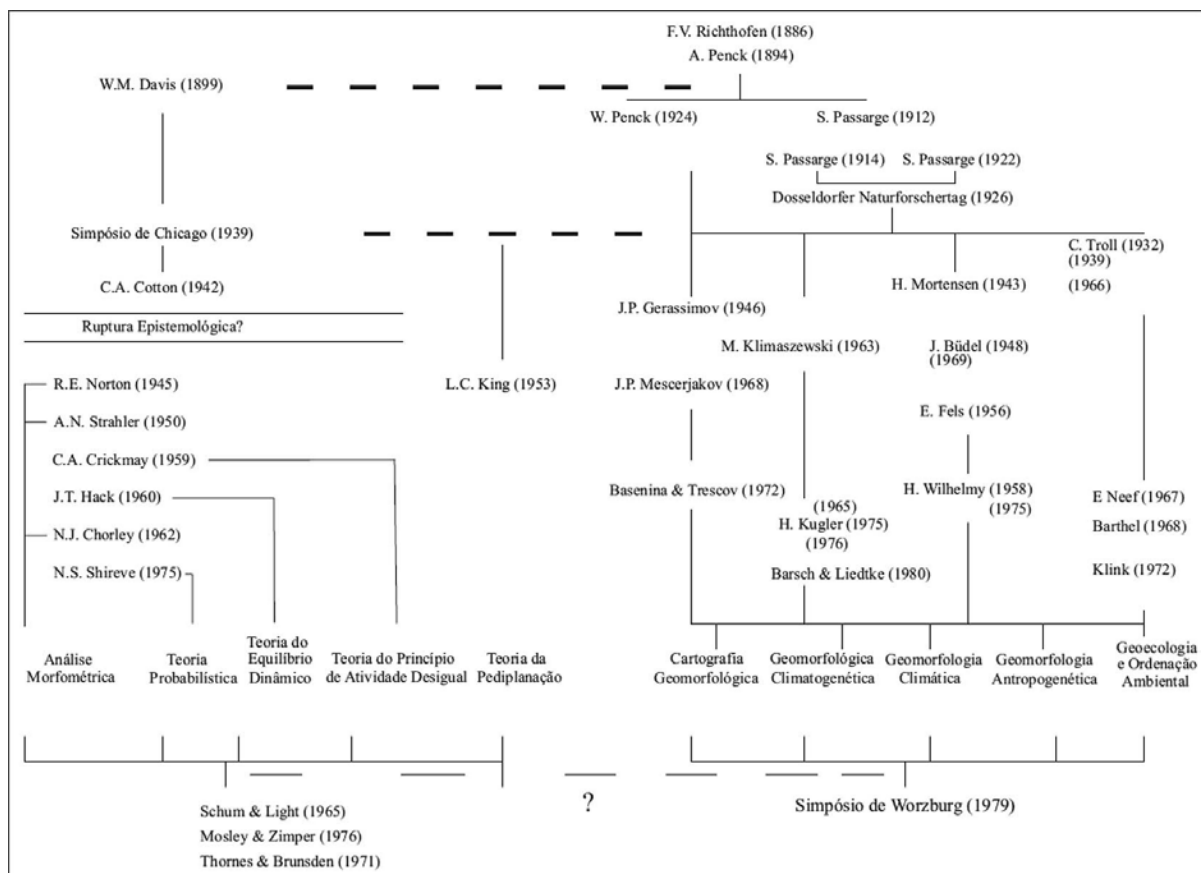


Figura 3: Linhagens epistemológicas da geomorfologia (Fonte: IBGE, 2008, p. 24)

A escola alemã, embasada na postura *penckiana* influenciou grandemente as pesquisas geomorfológicas realizadas em território soviético. Entre os seguidores das teorias alemãs, destacam-se Meserjakov (1968) e Gerassimov e Mescherikov (1968), que sugeriram “os conceitos de morfotectura, morfoestrutura e morfoescultura, fundamentados no resultado de interação das forças endógenas e exógenas, como um novo instrumento de análise geomorfológica”. A morfotectura seria o elemento de ordem superior condicionado pelas forças tectônicas; a morfoestrutura corresponderia aos aspectos geomorfológicos de ordem mediana

inseridos na superfície das morfotecturas; e as morfoesculturas, de ordens inferiores, resultariam da interação entre os fatores endógenos e exógenos (IBGE, 2008, p. 22).

As propostas metodológicas de autores franceses também contribuíram significativamente para o estudo das formas de relevo. Cabe destaque a Tricart (1965) que por meio da obra *Principes et Méthodes de la Géomorphologie*, discutiu conceitos e procedimentos necessários ao desenvolvimento da pesquisa na geomorfologia. Esse autor, junto a Cailleux, propôs níveis taxonômicos para os fatos geomorfológicos, estabelecendo-lhes ordens de grandeza temporal e espacial. Ainda, Tricart (1977), mediante o conceito de unidades ecodinâmicas, indica que o relevo deve ser analisado junto aos outros componentes do meio físico, bem como à atuação desses frente às atividades humanas (ROSS, 1990).

Conforme Florenzano (2008) entre as décadas de 1940 e 1970 destacam-se a abordagem quantitativa no estudo do relevo, baseados na utilização de modelos matemáticos e estatísticos; a teoria dos sistemas e a teoria da tectônica de placas. Nos estudos quantitativos, influenciados pela escola norte-americana, destacam-se as contribuições de Sthahler (1954), Horton (1932) e Gregory e Walling (1973) dirigidas aos estudos de bacia de drenagem. Na teoria de sistemas aplicada à geomorfologia ganham destaque às concepções de Hack (1960), que considera o relevo como um sistema aberto, com troca de energia e matéria constante com os sistemas do meio físico; a de Tricart (1977), baseada no conceito de ecodinâmica para entender o balanço morfogênese/pedogênese; a de Bertrand (1968) e Sotchava (1977) com o conceito de geossistema; e a de Tricart e Kilian (1979) com o conceito de ecogeografia. Com relação à teoria da tectônica de placas, inicialmente baseadas nas contribuições de geólogos estadunidenses, potencializa-se a função dos processos endógenos, que aliados aos processos exógenos, originariam diferentes morfologias na superfície terrestre.

Em território brasileiro, o desenvolvimento da geomorfologia é demonstrado por Marques (1998), que destaca os seguintes acontecimentos:

- A função inicial das contribuições de naturalistas e especialistas estrangeiros (Saint Hilaire, Humboldt, Agassiz, etc.) e das comissões geológicas do país na segunda metade do século XIX;

- Os estudos vinculados a primeira geração de geólogos brasileiros e a alguns estrangeiros até a década de 1940, entre os quais se destacam, Paes Leme, Lamago, Maack e Leinz;
- A criação do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), a expansão das faculdades de filosofia e a forte influência das escolas alemã, francesa e estadunidense da década de 1940 até meados da década de 1950;
- O XVIII Congresso Internacional de Geografia da UGI, realizado em 1956 no Rio de Janeiro, um importante marco devido aos contatos realizados com “novas concepções teóricas e práticas que estimularam o desenvolvimento de muitas pesquisas no país” no âmbito da geomorfologia internacional, com destaque para as contribuições de Cailleux, Troll, Tricart, Ruellan e King entre os estrangeiros e Porto Domingos, Ab' Saber, Guerra, Azevedo, Bigarella e Salamuni, entre os nacionais;
- A Teoria da Pediplanação elaborada em 1956 pelo geomorfólogo sul-africano Lester King logo após o Congresso da UGI, com influência marcante na geomorfologia brasileira mediante os trabalhos de Bigarella e Ab' Saber (VITTE e NIEMANN, 2009).
- Os cenários estabelecidos do final da década de 1960 ao início dos anos 70, com a incorporação dos conceitos da Teoria Geral dos Sistemas e das ideias relativas ao equilíbrio dinâmico; a publicação das obras de Christofolletti (1974) e Penteadó (1974); às coleções relativas aos aspectos físicos das regiões brasileiras editadas pelo IBGE; o projeto RADAMBRASIL, de abrangência nacional, iniciado com o projeto Radar da Amazônia (RADAM); a criação do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e seu papel na divulgação e fornecimento de imagens com atributos importantes para a análise geomorfológica; e a expansão dos programas de pós-graduação em geografia e em geologia que adquiriram novas concepções e tecnologias mediante um maior intercâmbio com importantes centros mundiais de pesquisa.

A partir da década de 1980 começam a se delinear no Brasil e no mundo novas tendências no estudo das formas de relevo. Neste sentido entram em destaque: a) a busca pelo recolhimento mais eficaz e sistemático dos dados geomorfológicos; b) a análise geomorfológica segundo a perspectiva ambiental, que

analisa a diversidade geomorfológica junto às transformações estabelecidas pelas atividades humanas, com grande quantidade de temas a serem investigados, entre os quais os responsáveis pelo desencadeamento dos processos erosivos e a detecção de áreas de risco ambiental no meio urbano; c) a integração com as demais ciências ligadas ao meio físico; e d) a tendência ao reconhecimento das formas de detalhe na paisagem geomorfológica, como os depósitos tectogênicos e as feições em depósitos fluviais, entre outros (MARQUES, 1998).

No desenvolvimento da geomorfologia como ciência cabe destaque à cartografia como método de análise, registro e informação sobre as formas de relevo, baseados em diferentes procedimentos metodológicos desenvolvidos no Brasil e no mundo.

2.2 CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA

A cartografia é entendida como um conjunto de técnicas que tem como objetivo primordial a representação da superfície terrestre ou de parte dela, na forma gráfica ou bidimensional, que recebe o nome geral de mapa ou carta. Assim, um mapa, com respectiva legenda, se caracteriza pela classificação e representação de elementos selecionados em um determinado espaço geográfico, utilizando simbologia e projeção cartográfica que permite analisar e interpretar a realidade de maneira reduzida (LOCH, 2006).

Aplicada à geomorfologia a cartografia possui fundamental importância como método para a representação da gênese, estrutura e processos ocorridos nas formas de relevo de um determinado recorte espacial e permite fornecer idéia precisa da dinâmica do relevo, avaliando fatores ligados a processos de origem e transformação do relevo. Ainda, além de contribuir para a pesquisa geomorfológica de base, auxilia no planejamento físico-territorial e ambiental.

2.2.1 Histórico e problemas

Segundo Guerra e Marçal (2006):

A representação cartográfica do relevo não é uma tarefa muito fácil de se realizar, e isso certamente se deve à complexidade de informações necessárias que devem ser relatadas em uma base cartográfica, quando da

realização dos trabalhos de mapeamento. O fato de o relevo ser um recurso imaterial talvez possa justificar toda a dificuldade e complexidade metodológica de representação do mesmo (GUERRA e MARÇAL, 2006, p. 138).

Para os autores a preocupação com os métodos aplicados à cartografia geomorfológica é relevante desde o início do século XX e principalmente após a segunda guerra mundial, tornando-se um marco para as questões de registro do modelado terrestre, permitindo a aquisição de informações de diferentes tipos de ambientes.

Os diversos temas que podem compor uma carta geomorfológica e novos métodos de trabalho foram discutidos em 1956 durante o Congresso Internacional de Geógrafos no Rio de Janeiro, promovido pela União Geográfica Internacional (UGI) que criou uma subcomissão de geomorfologia com a finalidade de discutir, apresentar sugestões e procurar soluções para a cartografia geomorfológica.

Para a UGI os trabalhos cartográficos envolvendo a geomorfologia devem compreender basicamente quatro aspectos: a) a morfometria, correspondente a altimetria, as dimensões, os desníveis, as extensões, entre outros itens associados à mensuração das unidades de relevo; b) a morfologia, agregada a forma das vertentes, vales, topos, etc.; c) a gênese, ligada à denudação/agradiação; e d) a cronologia (idade relativa à datação absoluta das formas) e o comportamento morfodinâmico.

Mesmo que o congresso mencionado tenha seus méritos e contribuições, o mapeamento geomorfológico seguiu caminhos distintos em diversos países, seja em face à ênfase dada pelos seus geomorfólogos ou pela diversidade de formas de relevo encontradas nesses países. (FLORENZANO, 2008).

Muitos países, sobretudo europeus, propuseram métodos para a sistematização e representação da superfície terrestre nas décadas que se seguiram. Na Europa os geomorfólogos utilizaram ou as unidades litológico-estruturais como base para análise das formas do relevo (franceses, ex- checoslovacos e húngaros) ou os aspectos esculturais das formas do relevo como unidade básica (poloneses, soviéticos, romenos e alemães). (FLORENZANO, *ibid*).

Para a autora dentre os sistemas europeus destaca-se o francês, voltado para as cartas geomorfológicas de detalhe, sendo um dos mais difundidos no Brasil. Enfatizam-se os trabalhos de Tricart e Cailleux (1956), que, utilizando o critério

têmporo-espacial para a classificação do relevo, definiram sete ordens de grandeza taxonômica, sendo ampliada para oito ordens por Tricart (1965).

Para Tricart (1965) um mapa geomorfológico não deve somente indicar as formas de relevo, mas sim interpretá-las com base em sua constituição litológica e nos processos atuantes sobre tais litologias. O trabalho de mapeamento geomorfológico compreende desde os levantamentos e observações diretas no campo, na análise da documentação, nas técnicas de representação cartográfica, linguagem visual, até a interpretação, impressão e publicação definitiva do mapa. Porém, o autor destaca que o mapeamento geomorfológico constitui a base da e não a concretização gráfica da pesquisa, servindo ao mesmo tempo como instrumento de direcionamento e síntese/produto da mesma quando concluído.

O sistema alemão, também muito difundido no Brasil e fundamentado nas formas de relevo, busca expressar o aspecto, o tamanho, a ocorrência e a dureza petrográfica. Segundo Troppmair (1970) o sistema alemão permite leitura rápida e melhor interpretação nos aspectos morfográficos e morfométricos do relevo de uma determinada área e possui vantagens em relação ao sistema francês, já que neste o número elevado de símbolos dificulta a leitura e interpretação do registro cartográfico.

Com suas raízes na obra de Penck (1924), o sistema soviético foi desenvolvido principalmente após a segunda guerra mundial. Em 1946 Gerasimov propôs os conceitos de geotextura, morfoestrutura e morfoescultura equivalentes aos conceitos de morfotectura, morfoestrutura e morfoescultura de Mescerjakov (1968). Os conceitos citados buscaram distinguir as formas de relevo terrestre e seus grupos genéticos. Mescerjakov considerava que:

as morfoestruturas se referem aos grandes conjuntos de relevos como cadeias de montanhas, maciços, planaltos, depressões sobre a superfície dos continentes e dos fundos oceânicos. Sob a ação de fatores exógenos são formados os elementos morfoesculturais do relevo, que se reportam às formas do relevo de ordem inferior como morainas, barcanas, formas cársticas, etc (ROSS, 1990, p. 40).

Ross (*ibid*) mesmo considerando que os pesquisadores soviéticos citados contribuíram significativamente na caracterização das formas de relevo, ressaltou que os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura não podem ser colocados apenas como produtos decorrentes de processos endógenos e exógenos, pois

assim se caracterizariam como estáticos, sendo que, na realidade, os processos morfogenéticos são por essência dinâmicos.

Para Christofolletti (1980), os diferentes critérios (estrutural, climático, têmporo-espacial e genético) estabelecidos para os mapas geomorfológicos não superaram o problema lógico de classificação para a ciência geomorfológica, e além dos problemas metodológicos e de conteúdo existe a questão da escala apropriada, particularmente para mapas de grandes áreas em pequena escala. Ainda destaca a dificuldade na representação cartográfica de todas as informações geomorfológicas e conseqüentemente na sua leitura, principalmente por parte de especialistas e planejadores de outras áreas do conhecimento.

Para Ross (1990) “a cartografia, que é ao mesmo tempo instrumento de análise e síntese da pesquisa geomorfológica, é um dos caminhos mais claramente definidos para a pesquisa empírica no campo da geomorfologia”. Para o autor os mapas geomorfológicos são muito mais complexos do que os demais mapas temáticos, como solo e vegetação, pois estes possuem uma taxonomia internacionalmente consagrada. Outra preocupação do autor é o fato de que a simbologia a ser utilizada, na forma de cores, símbolos ou letras não consegue por si só representar uma determinada morfologia, sobretudo devido ao seu caráter dinâmico. Além disso, o número excessivo de informações ligado à forma, gênese e dinâmica do relevo, torna as cartas geomorfológicas extremamente complexas.

Para a elaboração de um mapeamento geomorfológico Ross (1992) faz as seguintes considerações sobre a ordenação de procedimentos:

A cartografia geomorfológica deve mapear concretamente o que se vê e não o que se deduz da análise geomorfológica, portanto em primeiro plano os mapas geomorfológicos devem representar os diferentes tamanhos das formas de relevo, dentro da escala compatível. Em primeiro plano devem-se representar as formas de diferentes tamanhos e em planos secundários, a representação da morfometria, morfogênese e morfocronologia, que têm vínculo direto com a tipologia das formas (ROSS, 1992, p. 25).

Outra problemática refere-se ao grau de detalhamento ou generalização, e também as questões de escala de obtenção de informação e a geração do produto final. Para o autor o mapa geomorfológico é ao mesmo tempo instrumento que direciona a pesquisa e quando concluído deve representar uma síntese como produto desta.

Segundo Muller Filho e Sartori (1999) o estabelecimento da legenda cartográfica é uma das mais importantes problemáticas a serem consideradas na elaboração dos mapas geomorfológicos. A representação geomorfológica deve ser precedida de critérios de definição que atendam os objetivos propostos e as características específicas da área a ser cartografada, de forma a permitir uma interpretação visual imediata.

Sobre a definição de parâmetros específicos, Argento (1994) afirma que:

Os mapeamentos geomorfológicos ainda não seguem um padrão predefinido, tanto em nível de escalas adotadas, como quanto à adoção de bases taxonômicas a ela aferidas. Nesse ponto recai, essencialmente, a dificuldade de um critério padronizado para a elaboração de mapeamentos temáticos, em bases geomorfológicas (ARGENTO *in* GUERRA e CUNHA, 1994, p. 366).

Para o autor esforços devem ser feitos no sentido de ordenar as legendas de maneira a atender às diferentes perspectivas escalares, seja em nível regional, municipal ou relacionado às especificidades locais.

Com relação às diferentes escalas de representação do relevo, o autor afirma que os métodos do mapeamento geomorfológico devem ter como base:

a ordenação dos fenômenos mapeados, segundo uma taxonomia que deve estar aferida a uma determinada escala cartográfica. Exemplificando: os agrupamentos constituídos de tipos de modelados permitem a identificação de unidades geomorfológicas, assim como os agrupamentos dessas unidades constituem as regiões geomorfológicas, e, dos agrupamentos das regiões geomorfológicas, surgem os grandes domínios morfoestruturais. (ARGENTO *in* GUERRA e CUNHA, 1994, p. 368).

O autor citado destaca que a identificação de grandes domínios morfoestruturais e das regiões geomorfológicas, onde prevalecem às características geológicas, são condizentes com escalas iguais ou menores de 1: 100.000; já a identificação de unidades geomorfológicas, de base morfoclimática, deve ser aferida a escalas de até 1: 50.000. Seguindo esta perspectiva apresenta uma legenda como proposta a projetos de nível regional, com taxonomia compatível com escalas iguais ou menores que 1: 100.000 em função de três níveis de identificação: formas resultantes, processos geradores e informações complementares.

Kohler (2001) recuperando os conceitos de Kugler (1982) sobre pequena escala (abaixo de 1: 1.000.000), média escala (abaixo de 1: 500.000) e de grande

escala (abaixo de 1: 100.000) destaca, para exemplificar a função escalar nos mapeamentos geomorfológicos, os trabalhos de Ab' Saber (1970) sobre as Áreas Nucleares dos Domínios Morfoclimáticos Brasileiros como escala pequena; as cartas do modelado e das formações superficiais do Vale do Parateí, São Pedro e Marília (1978; 1982) elaborados pelo Laboratório de Pedologia e Sedimentologia do Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo como escala média; e os trabalhos elaborados conforme metodologias desenvolvidas para o levantamento de estrutura pedológica como escala grande (Boulet, 1978; Castro, 1989; Barros, 1985; Ruellan *et. al.*, 1989; Ferreira, 1997; Manfredini e Queiroz Neto, 1993; Salomão, 1994).

Para Coltrinari (1978) a escala escolhida nas cartas geomorfológicas determina como os fenômenos serão representados, tanto espacialmente como temporalmente. Assim, as cartas geomorfológicas de menor detalhe (1: 500.000 e menores) são utilizadas para a cartografia dos conjuntos de relevo de dimensões quilométricas, sendo que a influência das forças externas aparece de maneira restrita. As cartas detalhadas (1: 5.000 a 1: 25.000) apresentam características distintas, sendo focalizados preferencialmente os processos que criam as formas e o modelado. Podem figurar nessas cartas objetos de tamanho decamétrico (terraços, nichos) e conjuntos de feições de dimensões um pouco maiores (campo de matacões), enquanto as formas de maiores dimensões permanecem em segundo plano.

Para Demek (1967) o mapa geomorfológico de detalhe tem as seguintes funções: a) o reconhecimento das formas de relevo que ocorrem na área mapeada; b) o estabelecimento de medidas qualitativas e quantitativas das formas; c) a elucidação de sua gênese por meio da determinação da correlação com materiais, processos morfodinâmicos e idade; e d) o estabelecimento do arranjo espacial e de sistema de relações mútuas do relevo representado.

Segundo Tricart (1968) pela natureza dos fatos representados, as cartas geomorfológicas de detalhe são complexas, imprimindo muitos desafios técnicos para a sua elaboração.

As dificuldades se devem aos diversos tipos de informações que devem conter. Em primeiro lugar, representa a morfometria, com os dados fornecidos pelo fundo topográfico devendo ser completados com elementos incorporados à representação das formas (altura de rebordos de terraço, de cornijas, de margem de rio, etc.). A morfografia diz respeito à necessidade de representar as formas de

acordo com a sua morfologia própria, que decorre em graus diversos de suas gêneses. Por exemplo, um fundo de vale côncavo pode ter se originado de vários processos diferentes, combinados ou não entre eles. Sob o ponto de vista cronológico, as formas devem ser localizadas no tempo, fazendo aparecer às associações de feições desenvolvidas em diferentes fases da evolução do relevo. Assim, poderão aparecer na carta gerações de formas sucessivas, em especial aquelas mais recentes, desenvolvidos a partir das mais antigas.

2.2.2 Principais métodos

Como explicitado anteriormente diversos autores no Brasil e no mundo propuseram métodos considerando diferentes critérios e escalas espaciais para a cartografia das formas de relevo.

Em primeiro lugar devemos enfatizar o papel da geomorfologia europeia na evolução da cartografia geomorfológica, a partir dos trabalhos de pesquisadores franceses, alemães, britânicos, poloneses e russos. Estes influenciaram sobremaneira as pesquisas nessa área realizadas em território brasileiro, principalmente a partir da década de 1970, quando mapeamentos sistemáticos do relevo foram feitos a partir de adaptações dos métodos de sistemas europeus.

Segundo Florenzano (2008, p. 108) entre os sistemas de mapeamento geomorfológicos mais conhecidos estão o da IGU – *International Geographical Union* (DEMEK, 1972), da ITC – *International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences* (VERSTAPPEN; ZUIDAM, 1975) e o sistema francês (1972).

Para a autora o sistema IGU, “constitui a principal contribuição a uma proposta unificada para mapas geomorfológicos detalhados”, destacando que o Congresso Internacional de Geografia, realizado no Rio de Janeiro em 1956, possibilitou mais tarde, a geração de uma legenda (BASENINA, ARISTARCHOVA, LUKASOV, 1972) e um manual de mapeamento geomorfológico (DEMEK, 1972), que tiveram como modelo as formas, onde “ênfatiza-se a morfologia e a morfogênese e destacam-se as características das vertentes”.

Para Ross (1992), a contribuição da obra *Generalização de Mapas Geomorfológicos* de Demek publicado em 1965, possibilitou novas aplicações dos mapeamentos geomorfológicos. Demek (1967) preocupado com a representação

dos setores de vertentes, só passíveis de representação em escalas grandes, (1: 25.000 ou maiores) propôs três táxons, conforme tabela 1:

Tabela 1: Taxonomia do relevo de Demek (1967)

<i>Nível</i>	<i>Características</i>
1º Táxon	Superfícies Geneticamente Homogêneas (menor dimensão espacial)
2º Táxon	Formas de Relevo (dimensão espacial intermediária)
3º Táxon	Tipos de Relevo (dimensão espacial maior)

Fonte: Adaptado de ROSS, J. L. S. (1992)

Porém, o autor destaca que, apesar de a proposta de Demek ter contribuído para a cartografia do relevo em escalas de detalhe, mostrou-se pouco eficiente na representação de áreas maiores espacialmente e que apresentam diversidade maior nas categorias das formas.

O ITC também buscou um método internacional para o mapeamento geomorfológico e para isso criou um sistema que teve como base as unidades geomorfológicas e o processo morfogenético relacionado à origem de cada uma delas, usando como procedimento metodológico a fotointerpretação, onde as texturas do relevo são discernidas nas fotografias aéreas e imagens de satélite. Para esse sistema a origem das formas pode ser relacionada a processos estruturais, vulcânicos, denudacionais, fluviais, lacustre/marinhos, glacial/periglaciais, eólicos, cársticos e biológicos. Esse sistema foi mais tarde questionado por Verstappen (1983) e Meijerink (1988) que ressaltaram a dificuldade em classificar as formas que podem envolver mais de um tipo de processo, como por exemplo, relevos vulcânicos muito dissecados ou falhas de origens estruturais já erodidas. Nesses casos, os autores sugerem o agrupamento de classes antes separadas em uma única classe, de forma a combinar os principais processos envolvidos na gênese do relevo (FLORENZANO, 2008).

Verstappen e Zuidam (1975) *in* Cunha *et. al.* (2003) consideram que as cartas que representam o relevo podem ser de três tipos: a) Mapas preliminares: baseados na interpretação de fotografias aéreas; b) Mapas com fins gerais: elaborados para estudos geomorfológicos sem fins específicos; e c) Mapas com fins especiais: elaborados para a resolução de problemas específicos. Os autores afirmam que o mapeamento geomorfológico deve preceder a elaboração de uma carta base, compreendida no sentido de integração dos dados topográficos com os litológicos de determinada área; a realização da fotointerpretação, para a qual

propõem uma simbologia com cores específicas para cada elemento do relevo verificado na fotografia aérea; e a realização de trabalhos de campo, buscando confirmar os dados mapeados.

De acordo com Tricart (1975) as cartas geomorfológicas devem envolver todos os elementos do relevo, contendo informações relacionadas à morfometria, morfografia, morfogênese e cronologia. No entanto, o autor destaca que a análise de muitos elementos pode resultar num mapa com muitos problemas cartográficos e de difícil leitura, pois existe, em muitos casos, a necessidade de sobreposição de símbolos e cores.

A tabela 2 apresenta as ordens de grandeza definidas por Tricart e Cailleux (1956) e Tricart (1965).

Tabela 2: Taxonomia dos fatores geomorfológicos segundo Tricart e Cailleux, 1956 e Tricart (1965)

<i>Orde m G</i>	<i>Unidade de Superfície</i>	<i>Características das Unidades-Exemplos</i>	<i>Unidades climáticas correspondentes</i>	<i>Mecanismos genéticos comandando o relevo</i>	<i>Ordem de grandeza de permanência T/</i>
I	10 ⁷	Continentes, Bacias oceânicas (configuração do globo)	Grandes conjuntos zonais, comandados por fatores astronômicos	Diferenciação da crosta terrestre, SIAL e SIMA	10 ⁹ anos
II	10 ⁶	Grandes conjuntos estruturais (Escudo Escandinavo, Tetís, Bacia do Congo)	Grandes tipos de clima (interferência de influências geográficas com fatores astronômicos)	Movimento da crosta terrestre, como a formação dos geosinclinais, influências climáticas sobre a dissecação	10 ⁸ anos
III	10 ⁴	Grandes unidades estruturais (Bacia de Paris, Jura, Maciço Central)	Feições nos tipos de clima, mas sem grande importância para a dissecação	Unidades tectônicas tendo ligação com a Paleogeografia. Velocidade de dissecação influenciada pela litologia	10 ⁷ anos
IV	10 ²	Unidades tectônicas elementares: maciços montanhosos, <i>horsts</i> , fossas	Climas regionais de influência geográfica, sobretudo nas regiões montanhosas	Influência predominante da tectônica, secundária da litologia	
SOLEIRA DE COMPENSAÇÃO ISOSTÁTICA					
V	10	Acidentes tectônicos: anticlinal, sinclinal, <i>mont</i> , etc.	Climas locais influenciados pela disposição do relevo	Predominância da Litologia e Tectostática. Influências estruturais clássicas	10 ⁷ anos 10 ⁹ anos
VI	10 ⁻²	Formas de relevo: crista, terraço, moraina, cone de dejeção, etc.	Mesoclima diretamente ligado a forma (ex: nicho de nivação)	Predominância do fator morfodinâmico influenciado pela litologia	10 ⁴ anos
VII	10 ⁻⁶	Micorformas: lentes de solifluxão, solos poligonais, ravinas	Microclima diretamente ligado à forma por autocatálise	Microclima diretamente ligado à forma por autocatálise (ex: lapíais)	10 ² anos
VIII	10 ⁻⁸	Feições microscópicas: detalhes de corrosão, de polimento, etc.	Microambiente	Influência da dinâmica e da textura da rocha	

Fonte: Adaptado de Kohler (2001)

Buscando uma análise comparativa entre técnicas para a cartografia do relevo Cunha *et. al.* (2003, p.2) elaboraram mapas geomorfológicos da bacia do Alto Rio Passa Cinco, no estado de São Paulo, segundo as propostas de Tricart (1965) e Verstappen & Zuidam (1975). Sintetizando a diferença entre os métodos citados, os autores afirmam que enquanto Tricart “ênfatiza a importância de se mapear as formações superficiais, interpretando o grau de resistência destas, com a litologia que as sustentam” Verstappen & Zuidam (1975) enfatizam “a simbologia linear que visa identificar as formas, sendo que, as características litológicas são identificadas somente pelo tipo de rocha predominante”. A tabela 3 apresenta os resultados deste estudo comparativo.

Tabela 3: Comparação entre as metodologias de Tricart (1965) e Verstappen & Zuidam (1975)

<i>Elemento</i>	<i>Proposta de Tricart (1965)</i>	<i>Proposta de Verstappen & Zuidam (1975)</i>
Litologia e formações superficiais	Ênfase na resistência dos materiais	Ênfase aos tipos de materiais constituintes
Formas de vertentes	Não apresenta simbologia para a identificação das formas, somente para identificar os tipos de escoamento	Apresenta simbologia para identificar formas e tipos de escoamento
Rupturas topográficas	Apresenta simbologia que identifica diversos graus de desníveis	Apresenta simbologia única, não possibilitando identificar os desníveis
Colos	Apresenta simbologia específica para identificar a presença de colos topográficos	Não contempla tal feição topográfica com simbologia específica
Rupturas topográficas em cursos fluviais	Apresenta simbologia que permite identificar a magnitude de tais rupturas	Apresenta simbologia única para rupturas de diversas magnitudes
Agrupamento das feições morfográficas	Apresenta grupo específico para o modelado antrópico	Não contempla as feições antrópicas em grupo específico
Morfometria	Contempla curvas de nível e linha de cumeada como aspectos morfométricos	Apresenta tanto curvas de nível e linhas de cumeada, como outras feições morfológicas no grupo de morfometria
Uso de cores	Sugere o uso de cores para a cronologia e grau de resistência da litologia	Usa cores diferenciadas para cada grupo de elementos

Fonte: Adaptado de CUNHA *et. al.* (2003)

Outro estudo que buscou analisar diferentes sistemas para a representação cartográfica do relevo foi o de Salomé & Dorsser (1982), que aplicaram os sistemas de mapeamento geomorfológico francês, o polonês, o suíço, o belga, o do ITC e o do IGU em uma região do leste da Bélgica, utilizando a escala espacial 1: 50.000. Para esses pesquisadores, a morfografia destaca-se melhor no sistema belga, enquanto a morfometria é mais bem representada nos sistemas IGU, belga e

polonês. Os dados relacionados à morfogênese aparecem representados em todos os sistemas, porém, ganham destaque no sistema francês, sendo menos informada no sistema suíço. A morfocronologia, que aparece em todas as metodologias citadas, tem as informações melhor esclarecidas no sistema polonês, e é quase inexistente no sistema suíço. As informações relativas à estrutura geológica e a litologia são detalhadas no sistema francês, destacam somente a litologia nos mapas do ITC e não são incluídas nos demais sistemas.

Entre as metodologias elaboradas no Brasil para a cartografia geomorfológica destacam-se as do Projeto Radambrasil, de abrangência nacional (década de 1970), a do Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT (1980), a de Ross (1992), e a de Ross e Moroz (1997).

O Projeto Radambrasil foi elaborado na década de 1970 e 1980 pelo governo federal mediante o Ministério de Minas e Energia e buscou mapear os recursos naturais do país, apoiando-se, principalmente, no sensoriamento remoto para a coleta de dados de todos os componentes da paisagem – geologia, geomorfologia, solos, recursos hídricos e vegetação. Especificadamente para o estudo do relevo, elaborou procedimentos próprios para a cartografia dos fatos geomorfológicos, permitindo informações detalhadas de diversos modelados em território brasileiro.

Para Florenzano (2008, p. 112) o Projeto Radambrasil elaborou um sistema de legenda aberto e flexível, permitindo “acréscimos e adaptações decorrentes da evolução da metodologia”. A autora afirma que a legenda geomorfológica criada destaca a morfologia e a morfogênese, porém, caracteriza-se como de difícil leitura para quem não é especialista no assunto. Baseado nos diferentes documentos elaborados ao longo desse projeto, o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) elaborou no ano de 1995 um manual para a cartografia do relevo, informando conceitos básicos dos tipos de relevo, utilizando blocos-diagrama e imagens de radar utilizados no projeto. Para a autora, apesar de os blocos-diagrama exemplificarem bem os tipos de formas, as imagens selecionadas para o manual não representam claramente a forma ou feição a eles correspondentes.

Segundo o IPT (1981) os mapeamentos sistemáticos do relevo do estado de São Paulo foram executados a partir da análise de imagens do satélite LANDSAT nas escalas 1: 250.000 e 1: 500.000, e de mosaicos de radar na escala 1: 250.000 que foram elaborados para o Projeto Radambrasil. A partir da análise das imagens,

foram identificadas e delimitadas as províncias geomorfológicas propostas por Almeida (1964), sendo efetuada em seguida a separação de conjunto de formas denominada de “sistemas de relevo”, conforme tabela 4.

Tabela 4: Critérios utilizados na identificação de sistemas de relevo de degradação do IPT

<i>Conjunto de sistemas de relevo</i>	<i>Declividade dominante das encostas</i>	<i>Amplitudes locais</i>
Relevo colinoso	0% a 15%	< 100 m
Relevo de morros com Vertentes suavizadas	0% a 15%	100 a 300 m
Relevo de morrotes	> 15%	< 100 m
Relevo de morros	> 15%	100 a 300 m
Relevo montanhoso	> 15%	> 300 m

Fonte: IPT (1981)

Para a representação dos sistemas de relevo na carta geomorfológica, utilizou-se um conjunto de três índices conforme os critérios gênese, embasamento, estágio evolutivo e morfologia, cuja divisão maior da legenda é dada pelo algarismo da centena, definindo cinco grupos:

- 1) Relevos de agradação (100);
- 2) Relevos de degradação, em planaltos dissecados (200);
- 3) Relevos residuais sustentados por tipos litológicos particulares (300);
- 4) Relevos cársticos (400);
- 5) Relevos de transição (500).

Com o estabelecimento desses cinco grupos:

O algarismo das dezenas define a primeira subdivisão dos grupos acima, como por exemplo, (110) – formas construtivas de origem continental, ou (120) – formas construtivas ligadas a processos litorâneos. Os sistemas de relevo são individualizados por meio do algarismo das unidades, que no caso das formas construtivas de origem continental do exemplo acima, pode corresponder a (111) – Planícies Aluviais, ou (112) – Terraços Fluviais (IPT, 1981, p. 17).

Nos limites de cada sistema foram estabelecidas, para a definição das características das unidades de relevo, a amplitude local de cada forma, a declividade das encostas, o perfil das encostas, a extensão e forma dos topos, a área de cada unidade, a densidade e o padrão de drenagem. (IPT, 1981).

Segundo Ross (1992, p. 25) os mapeamentos geomorfológicos elaborados pelo Projeto Radambrasil e pelo IPT, apoiados pelo sensor radar, tiveram como

procedimento técnico-operacional a “identificação visual dos diversos padrões de formas semelhantes, que se definem pelo aspecto fisionômico da rugosidade topográfica ou das diferentes intensidades dos padrões de dissecação do relevo”. Para o autor o âmbito metodológico do IPT teve como partida o “Sistema de Relevos” aplicado anteriormente no mapeamento geomorfológico da Austrália, enquanto o Projeto Radambrasil buscou aprimorar a qualidade das informações ao longo das pesquisas que desenvolveu. No entanto, os mapeamentos citados não conseguiram encontrar modelos adequados para a representação gráfica, pois as propostas metodológicas adotadas sempre valorizaram determinado elemento do relevo em detrimento de outro, não conseguindo representar a morfologia, a morfometria, a morfogênese e a morfocronologia dos fatos geomorfológicos. Para isso devem ser aplicados:

Os mesmos princípios adotados para a cartografia de solos e de geologia, onde representa-se o que estes têm de concreto, ou seja os tipos de solos e as formações rochosas, para a seguir dar outras informações relativas à idade, à gênese e às demais características de um modo descritivo no corpo da legenda (ROSS, 1992, p. 26).

A partir de ensaios técnicos e metodológicos, com base as propostas de Demek (1967), Basenina, Aristarchova e Lukasov (1972), Mecerjakov (1968), e na metodologia desenvolvida pelo Projeto Radambrasil, Ross (*ibid*) apresentou uma classificação do relevo em seis níveis taxonômicos.

O primeiro táxon refere-se às *Unidades Morfoestruturais*, que possuem maior extensão e são identificadas na imagem de radar, com o auxílio de cartas geológicas e controladas por trabalho de campo. Nessa unidade são representados os escudos antigos, as faixas de dobramento proterozóicos e os dobramentos modernos.

No segundo táxon são representadas as *Unidades Morfoesculturais* contidas nas *Unidades Morfoestruturais*. Neste nível já passa a ser privilegiada a ação climática ao longo do tempo geológico (não atual) nos compartimentos geomorfológicos, estes, podendo ser caracterizados, entre outros, como Planaltos em Patamares, Planaltos Residuais, Depressões Periféricas e Depressões Embutidas.

No terceiro táxon o autor denomina o agrupamento de formas relativas aos modelados como *Unidades Morfológicas* ou dos *Padrões de Formas Semelhantes*,

estas, contidas nas *Unidades Morfoesculturais*. São unidades definidas pela semelhança das formas, com relação ao tamanho e aspecto fisionômico, e caracterizados pela influência dos canais de drenagem, que imprimem ao relevo, intensidades diferenciadas de dissecação. Neste táxon os padrões de formas podem ser de acumulação (planícies marinhas, fluviais ou lacustres) ou de denudação (morros, colinas, serras, formas aplanadas, etc.), e sua análise é complementada com o estabelecimento de dados morfométricos (densidade de drenagem, declividades médias das vertentes e matriz dos índices de dissecação do relevo).

O quarto táxon é relativo aos *Tipos de Formas de Relevo*, referente às formas individualizadas que compõe cada unidade do terceiro nível taxonômico, a partir das características gerais de topos, vales ou vertentes. Nessa unidade podem ser inseridas as colinas, os morros e os relevos tabulares.

Os *Tipos de Vertentes* são incorporados no quinto nível taxonômico e refere-se aos tipos ou setores de vertentes contidos em cada uma das formas de relevo, que devem ser mapeadas em escalas de detalhe a partir de fotografias aéreas ou imagens de satélite de grande resolução espacial. Os setores de vertentes podem ser do tipo escarpada (Ve), convexa (Vc), retílineas (Vr), côncava (Vcc), em patamares planos (Vpp), em patamares inclinados (Vpi), com topos convexos (Tc), com topos planos (Tp), entre outros.

No sexto e último táxon são contempladas às *Formas de processos atuais*, que, da mesma maneira que o táxon superior devem ser mapeadas em escalas grandes para que possam ser visualizadas às formas de relevo geradas por processos erosivos e acumulativos relacionados à interferência das atividades humanas, como por exemplo, as ravinas, as voçorocas, os assoreamentos, os deslizamentos, os cortes de taludes, os aterros e as escavações.

Com relação aos índices de dissecação das formas de relevo, o autor citado inverteu a matriz do Projeto Radambrasil, que considerava que quanto menor o valor, maior o índice de dissecação. Assim, na definição do autor citado, uma unidade ao ser representada pelos dígitos 15, demonstra que o relevo possui baixa dissecação no nível vertical (baixo valor, 1) e alta dissecação no nível horizontal (alto valor, 5). Essa matriz foi utilizada por Ross e Moroz (1997) para a caracterização morfométrica do relevo do estado de São Paulo, mapeado na escala 1: 500.000 e que abrangeu a delimitação das unidades correspondentes ao terceiro nível taxonômico do autor.

2.2.3 Geotecnologias e cartografia geomorfológica

As tecnologias empregadas na aquisição, armazenamento, manipulação e distribuição de informações geográficas caracterizam o relativamente recente conceito de geotecnologias. Abrangem as técnicas e equipamentos para obtenção de dados geográficos em campo, as técnicas de sensoriamento remoto (aerofotogrametria, fotointerpretação e processamento de imagens de radar e satélite), os softwares específicos e as metodologias empregadas, além dos recursos humanos envolvidos.

Para Florenzano (2008) foi a partir da utilização da fotografia aérea que a geomorfologia passou a se beneficiar da tecnologia do sensoriamento remoto, por meio das quais passou a ser possível a obtenção de informações sobre o relevo com riqueza de detalhes, além de dados sobre o uso e cobertura da terra, dos sistemas hidrológicos, da estrutura geológica, entre outros. O uso da estereoscopia para a interpretação das fotos permitiu estudar o relevo a partir de uma visão tridimensional, com as pequenas feições do relevo e as marcas dos processos morfodinâmicos sendo facilmente identificadas, enquanto as medidas de extensão e ângulos de inclinação das vertentes puderam ser determinadas com precisão aceitável.

Segundo a autora, na atualidade, graças aos avanços tecnológicos, a geomorfologia tem a seu dispor imagens com melhor resolução espacial, espectral e temporal, geradas a partir de sensores ópticos e de radares interferométrico na órbita terrestre. Estes dados permitem visualizar o espaço geográfico em três dimensões e aliados aos Sistemas de Informações Geográficas, obtêm-se variáveis morfométricas que são essenciais nos estudos geomorfológicos, como dados de altitude, de declividade, orientação de vertentes, entre outros.

De acordo com IBGE (2008, p. 116) “a incorporação do Processamento Digital de Imagens – PDI na análise ambiental é uma clara tendência nas geociências e atualmente representa a maneira mais eficiente e completa de executar pesquisas e levantamentos temáticos”.

O sensoriamento remoto na geomorfologia possibilita a geração de novas aplicações, maior precisão nas análises e maior capacidade de processamento de dados. As imagens orbitais, além de aspectos relacionados à morfogênese,

contribuem significativamente nas atividades do mapeamento geomorfológico, “seja na classificação dos domínios nos aspectos morfoestruturais do relevo, ou na sua subdivisão em regiões e unidades geomorfológicas de acordo com o seu contexto evolutivo”, abrangendo, portanto, aspectos do relevo em escala mais abrangente até formas de maior detalhe, como as feições de depósitos fluviais (IBGE, 2008, p. 116).

Segundo Florenzano (*ibid*, p. 31) “os sensores ópticos dependem da energia solar ou do calor emitido pela Terra para captar dados da superfície terrestre. Os radares registram a energia que retorna do pulso de radiação de micro-ondas enviado por sua própria antena”.

Para a análise e interpretação do relevo com uso de imagens orbitais, é necessário levar em conta qual tipo de sensor corresponde melhor aos objetivos da pesquisa. Assim:

Dois parâmetros são fundamentais para a seleção do sensor e das bandas espectrais para um determinado projeto: a resolução espacial, relacionada com a escala de trabalho, e resolução espectral, relacionada com a capacidade de discriminação dos alvos espectralmente semelhantes. Acrescentem-se, ainda, parâmetros referentes às resoluções radiométrica e temporal (IBGE, 2008, p. 117).

A resolução espectral refere-se à capacidade que um determinado sensor possui para discriminar objetos em função da sensibilidade espectral; a resolução espacial é relativa à capacidade que o sensor possui para discriminar o tamanho dos objetos imageados; a resolução radiométrica refere-se à discriminação dos objetos em função da intensidade de energia emitida ou refletida pelos mesmos; e a resolução temporal condiz com a frequência com que uma mesma área é imageada, variando de dias ou meses até poucas horas (FLORENZANO, 2008).

Segundo Florenzano (2007, p. 43) “interpretar fotografias ou imagens é identificar objetos nelas representados e dar um significado a esses objetos”. Nas fotografias ou imagens são identificadas e delimitadas aspectos de objetos, áreas e fenômenos, sendo armazenadas em planos de informação para posterior geração de mapas, cartas, gráficos ou tabelas. Para a autora os elementos de interpretação de imagens são:

- a) *tonalidade/cor*: representa as variações que uma cor obtém a partir da quantidade maior ou menor de reflexão ou emissão de luz e energia, bem como pela mistura entre as cores;
- b) *textura*: se refere ao aspecto liso ou rugoso dos objetos, podendo fornecer informações precisas de aspectos geomorfológicos;
- c) *tamanho*: possui a função escalar na distinção entre os objetos imageados;
- d) *forma*: refere-se à identificação de objetos a partir do formato que este apresenta, seja linear, pontual ou poligonal, e podem indicar, com base em pressupostos, se é relativo a objetos naturais ou artificiais/culturais;
- e) *sombra*: por onde se obtém informações sobre altura, forma e tamanho dos objetos;
- f) *padrão*: refere-se ao arranjo espacial ou à organização dos objetos;
- g) *localização geográfica*: que permitem um conhecimento prévio das características da área imageada.

Sobre o potencial dos sistemas de sensores na análise geomorfológica, IBGE (2008) destaca:

- a) *Programa CBERS*: permite a observação de modelados, feições e processos por meio da Câmera Imageadora de Alta Resolução (CDD), que possui resolução espacial de 20 metros em quatro bandas espectrais e uma pancromática na faixa espectral do visível e do infravermelho próximo.
- b) *Sistema ALOS*: mediante o sensor AVNIR 2, com resolução espacial de 10 metros e com diferentes composições coloridas de bandas espectrais na faixa do visível, permite a identificação de diferentes modelados, destacando-se as feições de detalhe;
- c) *Sistema Landsat*: com sensor multiespectral, possui resolução de 15 a 30 metros e produz imagens de oito bandas – uma pancromática e sete multiespectrais, que podem ser processadas individualmente ou combinadas. Na geomorfologia destacam-se a banda 3 na análise de feições erosivas; a banda 5, que ressalta a rede de drenagem, a intensidade de dissecação e a morfologia e áreas de contato entre as unidades de relevo; e a banda 7 que ressalta as feições de relevo relacionadas aos processos de degradação;

- d) *Sistemas de alta resolução*: direcionadas ao reconhecimento das feições de detalhe e aos processos morfodinâmicos atuais (Ex. Eros, Ikonos e QuickBird);
- e) *Sistema de radar GEM*: sistema de radar aerotransportado com comprimento de onda de 3,2 cm e resolução de 16 metros, utilizado pelo Projeto RADAMBRASIL na interpretação geomorfológica por meio de mosaicos analógicos;
- f) *Sistema de radar RADARSAT*: operando com resoluções de até 2 metros, podem ser utilizados em áreas que possuem relevo com pequeno desnível altimétrico ou nas planícies, onde podem ser ressaltadas formas em nível detalhado;
- g) *Sistema de radar SRTM*: Possui resolução de 90 metros e é eficaz na compartimentação geomorfológica, pois a topografia bem contrastada realça as unidades de relevo, principalmente em áreas de transição entre serras, tabuleiros ou planícies costeiras;
- h) *Integração do Sensoriamento Remoto com o Sistema de Informações Geográficas*: como os diferentes sensores possuem potencialidades específicas na interpretação e delimitação das unidades de relevo, as imagens deles derivadas podem ser processados de maneira conjunta, buscando o melhor aproveitamento das informações geradas. Exemplificando, dados geomorfológicos oriundos do satélite LANDSAT e do Radar SRTM, quando sobrepostas, podem realçar alguns aspectos que não são muito bem representados quando da análise individual dessas imagens.

Com relação às formas de relevo originadas por deposição fluvial Novo (2008) destaca que o sensoriamento remoto permite a obtenção de informações espaciais, espectrais, de intensidade de energia refletida ou emitida e o registro das variações dessas ao longo do tempo. Porém, é necessária a utilização de sensores com alta resolução, visto que essas formas só podem ser identificadas em análises que considerem escalas grandes.

2.3 GEOMORFOLOGIA FLUVIAL

A geomorfologia fluvial estuda os processos fluviais e as formas resultantes do escoamento das águas, bem como as características das bacias hidrográficas

que condicionam o regime hidrológico, levando em consideração os aspectos geológicos, geomorfológicos, hidrológicos, climáticos, e de uso e cobertura da terra (CUNHA, 1994).

2.3.1 Cursos fluviais

Os rios podem ser definidos como cursos naturais de água que escoam permanente ou sazonalmente em direção a outro curso fluvial, lago, mar ou oceano, e são alimentados pela precipitação pluviométrica, pelo escoamento superficial ou subsuperficial e pela convergência com seus tributários ao longo do seu curso. É um dos principais componentes do ciclo hidrológico e está intrinsecamente ligado ao fluxo e as variações de energia e matéria da hidrosfera (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Para Suguio (2003) os rios podem ser efêmeros (temporários) ou perenes (permanentes). Os primeiros correspondem a canais hídricos que fluem somente durante parte do ano, por ocasião de chuvas com volume de precipitação considerável, com suas águas dirigindo-se para o lençol freático. Os segundos são relativos aos rios que fluem durante o ano todo e recebem águas provenientes do lençol freático.

Segundo Christofolletti (1980):

Os rios constituem os agentes mais importantes no transporte dos materiais intemperizados das áreas elevadas para as mais baixas e dos continentes para o mar. Sua importância é capital entre todos os processos morfogenéticos. (...). Todos os acontecimentos que ocorrem na bacia de drenagem repercutem, direta ou indiretamente, nos rios. As condições climáticas, a cobertura vegetal e a litologia são fatores que controlam a morfogênese das vertentes e, por sua vez, o tipo de carga detrítica a ser fornecida aos rios (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 65).

Quando são estabelecidos os canais fluviais, os mesmos passam a compor uma hidrodinâmica de escoamento que origina os processos fluviais, esses entendidos como o conjunto de princípios físicos que regulam o escoamento da água na superfície terrestre, responsáveis pela esculturação do relevo e regulação dos níveis de transporte e deposição dos sedimentos ou carga detrítica. Dessa regulação resultam efeitos sobre o arranjo espacial diferenciado da calha fluvial em todo o seu percurso e define-se a fisiografia fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1981).

2.3.2 Processos fluviais

Segundo Cunha (1994) os processos fluviais referem-se à erosão, transporte e deposição de sedimentos no leito fluvial, que se alternam no espaço e no decorrer do tempo e são definidos pela velocidade e turbulência do fluxo no canal hídrico.

Para a autora a capacidade de erosão das águas:

Depende da velocidade e turbulência, do volume e das partículas por elas transportadas em suspensão, saltação e rolamento. A erosão das paredes e do fundo do leito pelas águas correntes atua de três formas: pelas ações corrosiva e corrosiva, e pelo impacto hidráulico. A corrosão ou efeito abrasivo das partículas em transporte sobre as rochas e sobre outras partículas tende a reduzir a rugosidade do leito, enquanto a ação corrosiva resulta da dissolução de material solúvel no decorrer da percolação da água ainda no solo (CUNHA, 1994, p. 231).

No estudo dos processos fluviais devem ser consideradas as características do perfil longitudinal e transversal dos rios, que definem o comportamento da velocidade e turbulência das águas, e a velocidade de decantação dos grãos dos sedimentos. Ao longo do perfil longitudinal as águas podem fluir de duas maneiras: a) *fluxo laminar*, quando as águas fluem em camadas de velocidade lenta, constituindo diminuição dos processos erosivos e capacidade de transporte de partículas; e b) *fluxo turbulento*, onde ocorrem velocidades variadas devido à existência de obstáculos no leito do rio, possibilitando o transporte de partículas maiores. No perfil transversal, a velocidade e turbulência das águas, que são variáveis, definem os locais de erosão e deposição das partículas. A maior velocidade das partículas encontra-se imediatamente abaixo da superfície da água, e todos os sedimentos, independente do tamanho, são transportados. Sua velocidade depende da relação com o atrito do ar e com a forma dos canais. Assim:

Em leito assimétrico, de padrão meândrico, a zona de máxima velocidade e turbulência localiza-se nas proximidades das margens côncavas, decrescendo de valor em direção à margem de menor profundidade (convexa). Junto ao fundo do leito e nas paredes laterais do canal localizam-se as menores velocidades e turbulências. As áreas de máxima turbulência refletem as variações verticais do leito, como, por exemplo, as ondulações e os desníveis representados pelas soleiras, depressões e obstáculos, como tronco de árvores e blocos rochosos, sendo ladeadas, em geral, por uma zona de máxima velocidade. (CUNHA, 1994, p. 233).

Com relação à velocidade de decantação dos grãos, a autora afirma que quando esses são muito pequenos (silte e argila) “é diretamente proporcional às diferenças de densidades entre a partícula e o fluido, à esfericidade da partícula e ao quadrado do diâmetro da partícula; e inversamente proporcional à viscosidade do fluxo”. Quando os grãos são maiores (areias), “as velocidades de decantação são independentes da viscosidade do fluido; diretamente proporcionais à raiz quadrada do diâmetro da partícula e à diferença entre as densidades da partícula e do fluido dividida pela densidade do fluido”.

Segundo Christofletti (1980, p. 73), a granulação dos sedimentos fluviais é menor em direção à jusante, diminuindo a competência do rio como resultado do seu cisalhamento, este, representando a proporção entre a declividade e profundidade média do leito do rio.

De acordo com o autor “os sedimentos são carregados pelos rios por meio de três maneiras diferentes - solução, suspensão e saltação” podendo constituir: a) *carga dissolvida dos cursos de água*, quando são transportados em solução química, determinada por fatores climáticos, geológicos, topográficos e vegetacionais, sendo depositados quando ocorre saturação hídrica; b) *carga de sedimentos em suspensão*, quando o silte e a argila, por possuírem granulação reduzida, conservam-se em suspensão mesmo no fluxo turbulento que somente ao atingir seu limite crítico deposita as partículas; c) *carga do leito do rio*, formadas pelas partículas de granulação maior (areias e cascalhos), que são roladas, deslizadas ou saltam ao longo do leito dos rios, movendo-se de forma mais lenta que o fluxo de água.

Sobre a erosão fluvial, o autor afirma que a mesma pode ocorrer por meio três processos distintos: a) *corrosão*, que resulta do intemperismo químico que se dá pelo contato da água com o canal e o leito fluvial; b) *abrasão*, que representa o desgaste gerado pelo atrito do impacto das partículas presentes na água; e c) *cavitação*, que ocorre quando as águas atingem velocidades elevadas, geralmente corredeiras e quedas d’água, e as variações de pressão sobre as paredes do canal ocasionam a fragmentação das rochas. Mediante esses processos, os canais hídricos podem ser erodidos verticalmente, resultando no aprofundamento do talvegue, ou lateralmente, ocasionando o alargamento do canal. A erosão vertical resulta da remoção de areias e cascalhos do leito fluvial, enquanto a erosão lateral resulta do solapamento basal e do colapso das margens do canal.

Com relação à deposição fluvial, Novo (2008) afirma que os mesmos podem ser classificados em função do local em que ocorrem:

a) depósitos de canal: podem ser classificados em transitórios, intermitentes e de preenchimento. Os transitórios são acumulações depositadas no leito fluvial entre dois episódios sucessivos de variação na vazão do rio, e são removidos quando a capacidade de transporte é recuperada. Os intermitentes se mantêm por mais tempo no leito e sua movimentação requer maior competência fluvial. Os de preenchimento referem-se a canais inativos, como os meandros abandonados, que somente nas enchentes recebem sedimentos.

b) depósitos da planície de inundação: Incluem os depósitos que se localizam próximos ao canal fluvial, como os diques marginais, faixa elevada, alongada e descontínua que acompanha o canal fluvial; os depósitos de transbordamento, quando os diques, sem sofrer rompimento, são ultrapassados pelas águas das cheias; e os depósitos de rompimentos, quando os diques, depois de se romperem, formam canais efêmeros que evoluem para canais secundários, transportando água e sedimentos do canal principal para a planície de inundação.

2.3.3 Feições fluviais

A planície fluvial é constituinte geomorfológico de vales fluviais mais desenvolvidos, e sua diversidade resulta da interação entre diferentes fatores naturais, tanto endógenos quanto exógenos, sendo associada a uma escala de tempo específica (MAACK, 1981).

Segundo Christofletti (1981) a planície de inundação é uma faixa composta por sedimentos aluviais que bordejia o curso d' água e é periodicamente inundada pelas águas oriundas do transbordamento dos rios. Para esse autor, a descontinuidade entre o sistema canal fluvial e sistema planície de inundação é assinalada pelo estágio de margens plenas. Até atingir esse estágio, o escoamento das águas ocorre no interior do canal e origina diversas formas topográficas. Quando o estágio das margens plenas é ultrapassado as águas espraiam-se e há relacionamento diferente entre as variáveis geométricas hidráulicas.

Uma forma que tem importante função na explicação da gênese e evolução do relevo é o terraço fluvial. Segundo McGee (1897) *apud* Suguio e Bigarella (1990, p. 72-73) o terraço é um produto da erosão fluvial e refere-se a “um plano horizontal, de maior ou menor extensão, limitado de um lado por um terreno mais elevado e do outro por uma escarpa”, registrando que o nível da água originalmente estava acima dele.

Segundo os autores os terraços fluviais representam antigas planícies de inundação que foram abandonadas e surgem na paisagem como formas patamarizadas e aplainadas. Variam em largura e são limitadas por uma escarpa em direção ao curso de água, que não o recobrem mesmo nas épocas das cheias. Quando os terraços relacionam-se aos materiais depositados na antiga planície de inundação, são denominados *terraços aluviais* e quando foram esculpidos sobre as rochas que compõe as encostas dos vales, denominam-se *terraços rochosos*.

Para Christofolletti (1981) várias hipóteses buscaram explicar o abandono da planície de inundação. A primeira delas é relacionada “à tendência contínua do entalhamento fluvial até atingir o perfil de equilíbrio” proposta inicialmente por Davis em 1902. A segunda, introduzida por Baulig em 1935, considera que os terraços resultam “da influência regressiva dos epiciclos erosivos em função dos movimentos eustáticos”, com as oscilações do nível do mar, atrelados às glaciações, promovendo modificações na posição do nível de base geral dos rios e ocasionando fases erosivas relacionadas às regressões marinhas (*epiciclos*) e fases deposicionais relacionadas às transgressões marinhas. Outra perspectiva é ligada às oscilações climáticas, onde nas regiões intertropicais, o clima úmido promoveria o entalhamento fluvial, enquanto o clima seco promoveria aplainamento lateral devido às vertentes fornecerem maior quantidade de detritos.

Para Suguio e Bigarella (1990) os terraços auxiliam a interpretação da evolução da paisagem, e podem ser relacionados às mudanças ambientais ocasionadas por oscilações climáticas, que afetam a hidrodinâmica do sistema fluvial e influem na descarga líquida ou na carga sedimentar do rio. Os estudos dos terraços fluviais devem ser feitos considerando suas condições ambientais, os processos envolvidos e a sua sedimentologia. Ainda:

Do estudo dos terraços podem ser inferidas conclusões relativas aos paleoclimas e condições hidrológicas da bacia de drenagem. Mudanças climáticas profundas causaram modificações extremas no regime das

correntes. Estas mudanças foram cíclicas incluindo: 1 – fases de agradação num sistema fluvial anastomosado, sob condições climáticas do tipo semiárido; 2 – fases de erosão dissecando o terreno e removendo grande quantidade de material previamente depositado, bem como aprofundando o vale; 3 – fases de desenvolvimento de planícies de inundação sob condições de clima úmido (SUGUIO e BIGARELLA, 1990, p. 27).

Bigarella e Mousinho (1965) estudando o quaternário do sul e sudeste brasileiros buscaram correlacionar os processos fluviais que ocorrem nas calhas de drenagem com os que ocorrem nas áreas de pedimentação, sendo os primeiros “responsáveis pela elaboração de terraços com cascalheiros enquanto que os últimos resultaram na formação de pedimentos situados na área periférica à calha de drenagem ou nos maciços regionais”. Para explicar esses processos atribuem importância tanto aos vários níveis de deposição de sedimentos relacionados aos cursos d’água (terraços e várzeas) quanto aos produtos detríticos oriundos das vertentes e que recobrem os sedimentos e as formas resultantes de ações fluviais (rampas de colúvio).

Zancopé (2008, p. 76), recuperando as proposições de Allen (1964) e Leopold e Wolman (1960) afirma que os sedimentos se depositam por acréscimo vertical quando ocorre transbordamento das margens fluviais, formando, por exemplo, os depósitos de diques marginais e os depósitos de rompimento de diques marginais; ou no interior das planícies fluviais (depósitos distais), como nos pântanos ou nas bacias de decantação. Os sedimentos de acréscimo lateral, por sua vez, ocorrem “nas margens do canal fluvial pela atividade de fluxo, onde os sedimentos são dispostos, frequentemente, em barras inclinadas, originadas pela migração lateral do canal, como os cordões marginais convexos e os depósitos residuais ou de defasagem”.

Para Leopold, Wolman e Miller (1964) nas planícies de canais meandantes predomina a acresção lateral devido à divagação dos meandros, sugerindo que entre 60 e 80% da deposição de sedimentos estão atrelados a esse processo. No entanto, Christofolletti (1981) alerta que em canais meandantes de migração mais lenta, os sedimentos dispõem de longos períodos de deposição, e, por esse motivo, podem formar espessos depósitos de acréscimo vertical.

Em Knighton (1984) e Miall (2006) é discutida a relação migração fluvial e depósitos sedimentares. Para esses autores, predominam nas camadas inferiores da sequência sedimentar, grânulos mais grosseiros e correspondem à carga

detrítica do leito de fundo (cascalhos), transportados por fluxos de energia elevada; nas camadas intermediárias os sedimentos apresentam granulometria média (areias) relativos aos processos de acreção lateral; e nas camadas superiores ocorrem sedimentos com granulação fina (siltes e argilas), transportados em suspensão por fluxos de menor energia e depositados por acreção vertical. Nessas camadas de sedimentos finos, ocorrem: a) lentes arenosas que sinalizam a transição entre os depósitos de canal e de planície (proximais) na porção basal; e b) mosqueamentos e feições de bioturbação, devido à influência das marcas de raízes e das tocas geradas por pequenos animais (pedotúbulos).

Segundo Christofletti (1981) as formas fluviais surgem como resposta aos processos deposicionais, as condições de sedimentação e o arranjo estrutural do acamamento sedimentar. Nos ambientes tropicais úmidos predominam, nas áreas mais elevadas, os sedimentos médios a finos e, nas áreas mais rebaixadas e próximas ao canal hídrico, predominam os sedimentos grosseiros, colaborando com o seu meandramento.

De acordo com o autor, em rios meandantes, a planície de inundação apresenta topografia diversificada e a migração das curvas meândricas faz com que muitos aspectos relacionados à erosão e sedimentação integrem a configuração das feições da planície de inundação, como os cordões marginais convexos e os meandros abandonados. Ainda, há formas de relevo desenvolvidas por processos de sedimentação que ocorrem fora do canal, na superfície da planície de inundação, constituindo formas características: os diques marginais, os sulcos e os depósitos de recobrimento e as bacias de inundação.

Para o autor supracitado, as formas geradas por migração do leito são muito ativas nas planícies fluviais meândricas. Nestes ambientes, é comum o processo de abandono da curva meândrica, que resulta de um conjunto de processos que erodem os materiais sedimentares das margens côncavas e os depositam nas margens convexas. O abandono dos canais meândricos pode ocorrer pelo deslocamento de uma parte ou conjunto do meandro, o que resulta no abandono de parte do canal ou pela separação do meandro do canal hídrico, formando lagos isolados.

Riccomini *et al.* (2000) classifica os depósitos fluviais de canais meândricos conforme a alocação do sedimento na planície fluvial adotando as seguintes denominações:

- a) *depósitos de canais*, que abrangem os sedimentos mais grossos (predominantemente areia média a grossa) alocados nas partes mais profundas do leito num sistema fluvial meandrante;
- b) *depósitos de barras de pontal*, que comporta os sedimentos erodidos nas margens côncavas e depositados nas margens convexas dos meandros seguintes, sempre dependentes da sinuosidade do canal e características da carga transportada;
- c) *depósitos de atalho*, subdivididos em *atalho em corredeira*, quando o canal ocupa antigo local de sedimentação e o fluxo fluvial diminui paulatinamente; e em *atalho em colo*, formado quando ocorre abertura de um novo canal entre dois meandros;
- d) *depósitos de meandros abandonados*, caracterizados pelo predomínio de depósitos pelíticos e formados quando ocorre mudança abrupta no curso do rio e diminuição repentina do afluxo de sedimentos de carga de fundo;
- e) *depósitos de diques marginais*, feições elevadas na planície formadas em períodos de inundação, onde a água extravasa e deposita areias médias a finas próximo às margens do canal, formando corpos alongados nas suas bordas;
- f) *depósitos de rompimento de diques marginais*, formados durante enchentes de grande porte, onde o rompimento dos diques antecede a formação de canais efêmeros e pouco definidos sobre a planície de inundação. São compostos de areias e argilas misturados com os depósitos do dique marginal e da planície de inundação e recobertas por camadas de argila da planície de inundação sucessora;
- g) *depósitos de planície de inundação*, constituídas como planos aluviais alongados e recobertos nas enchentes, predominando processos de suspensão que geram coberturas de silte e argila laminadas. Estes depósitos formam nas partes mais baixas da planície as bacias de inundação, freqüentemente cobertas por água. São intensamente vegetadas e podem apresentar horizontes de solo, marcas de raízes, gretas de contração e depósitos de turfa e carvão.

Os sistemas deposicionais podem ser representados pelos modelos de fácies, que envolvem desde sedimentos recentes até rochas sedimentares antigas

(Figura 4). Os modelos de fácies, por reunir informações de diferentes exemplos de um sistema de deposição, podem ser utilizados como referência na interpretação de novos casos estudados e permitir a inclusão de dados desses novos casos (Walker, 1994).

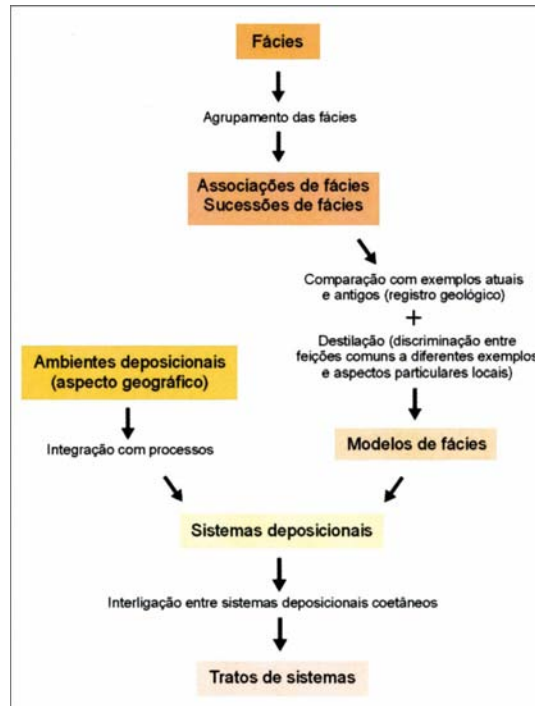


Figura 4: Modelo de fácies sedimentares (Fonte: Riccomini *et. al.* 2000)

Segundo Zancopé (2008) “a relação entre a migração lateral do canal fluvial e os processos de deposição promove uma rede de fácies sedimentares e formas de relevo nas planícies aluviais de rios meandrantés”. Os processos pedogenéticos, interagindo com a migração do canal e com as taxas de sedimentação, agem sobre esses materiais, originando um complexo mosaico de tipos de solo. Assim:

fácies, relevo e solos são resultantes das condições de sedimentação, do arranjo estrutural do acamamento sedimentar, da distância em relação ao canal, da flutuação do nível freático, da posição topográfica na planície, da composição mineralógica dos sedimentos, bem como do tempo de exposição aos processos pedogenéticos (ZANCOPÉ, 2008, p. 93).

Enquanto o termo *catena* descreve a variação lateral dos solos ao longo das vertentes, considerando a ausência de condições erosivas, o termo *pedofácies* refere-se à variação lateral dos solos formados a partir da acumulação de sedimentos originados em função de altas taxas de acumulação sedimentar. Essa

variação pedológica lateral poderia ocorrer nas planícies fluviais, devido os fluxos de inundação ou transbordamento de curta duração.

Além de explicar a variação lateral dos solos em planícies, as pedofácies permitem a compreensão dos processos causadores da migração dos canais fluviais e nas mudanças dos processos agradacionais. Ainda, podem ser constatados aspectos relacionados a mudanças do nível de base e fatores climáticos e tectônicos que agem sobre o sistema fluvial. (BOWN e KRAUS, 1987).

Com relação aos níveis de maturação dos solos de planícies, os autores supracitados afirmam que, em áreas onde ocorrem taxas altas de acumulação de sedimentos, com granulometria maior, como nos cordões marginais convexos, nos diques marginais e nos depósitos de rompimento de diques, se formariam solos pouco desenvolvidos ou imaturos. Solos de maturação intermediária ocorreriam na transição entre a planície proximal (mais próximas ao canal hídrico) e a planície distal (mais distante do canal hídrico). Já os solos maduros ou mais desenvolvidos formar-se-iam em locais mais distantes do canal hídrico, com taxas de acumulação mais baixas e menor granulometria dos sedimentos, como nas bacias de decantação.

A figura 5 demonstra diferentes compartimentos da planície e sua relação lateral (A); e a sequência de pedofácies, com seus estágios de desenvolvimento e posições na planície (B).

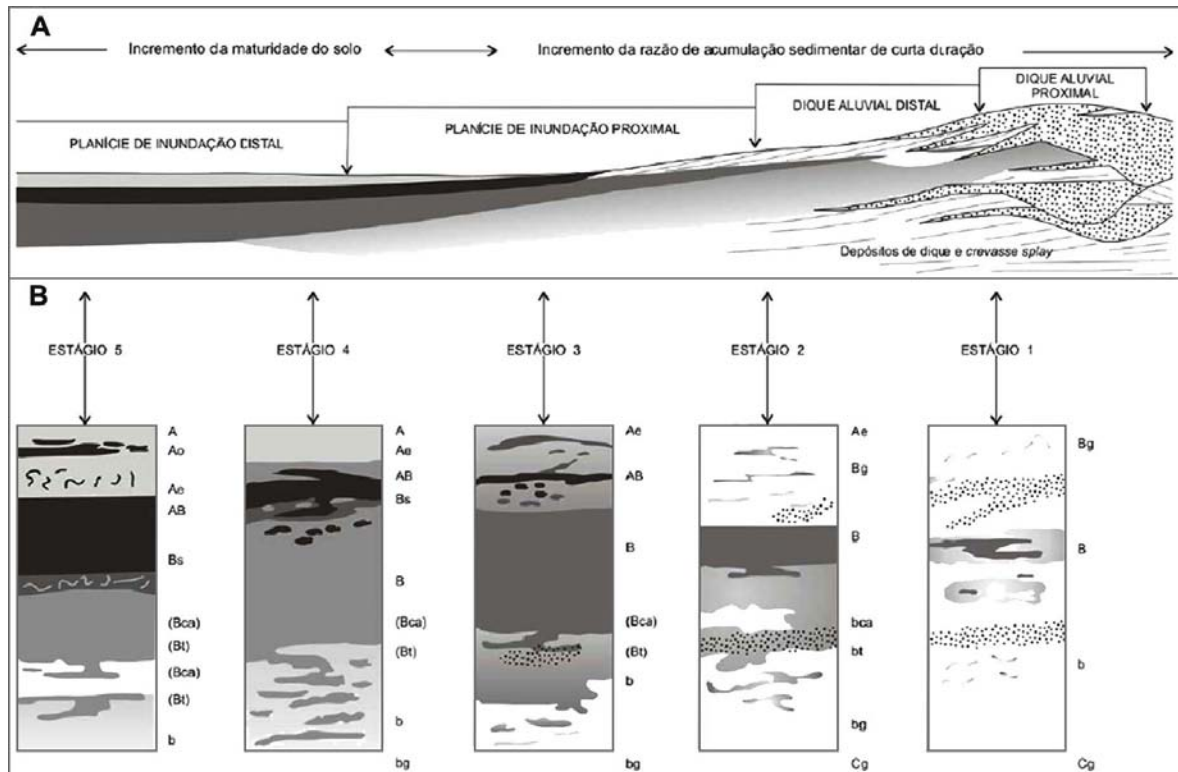


Figura 5: Modelo de pedofácies (Fonte: Zancopé, 2008)

3 MÉTODOS E PROCEDIMENTOS

Os métodos e procedimentos adotados na pesquisa podem ser divididos em três etapas principais: 1) trabalhos de gabinete, envolvendo revisão bibliográfica, ambiente de geoprocessamento e redação; 2) trabalhos em campo, relativos a confirmação das unidades geomorfológicas e coleta de amostras das feições fluviais; e 3) análise em laboratório: referente a análise granulométrica e de carbono orgânico das amostras de campo.

3.1 ATRIBUTOS TOPOGRÁFICOS

Os atributos topográficos representam dados quantitativos que puderam ser utilizados como parâmetros no mapeamento geomorfológico, auxiliando a análise das formas de relevo posteriormente compartimentadas. Na pesquisa referem-se a mapa hipsométrico, ao modelo digital do terreno e ao mapa de declividade, gerados a partir da base topográfica com curvas de nível de equidistância de 10 metros, fornecidas pelo Instituto de Terras, Cartografia e Geociências do governo do Paraná (2009).

O mapa hipsométrico consiste no armazenamento de cotas de elevação do terreno em arquivo digital estruturado em linhas e colunas. Este mapa foi confeccionado pela interpolação entre o limite da bacia hidrográfica, as curvas de nível, os pontos cotados e a hidrografia detalhada por meio das extensões *3D Analyst* do *software* ArcGis 9.3, tendo como método a *Triangulated Irregular Network (TIN)* em português Grade Triangular Irregular, na qual a representação do relevo é feita por facetas triangulares associadas a valores de altitude, declividade e orientação. Em seguida foram atribuídas a variação de cores e as classes de altitude.

O mapa de declividade, que representa o ângulo de inclinação da superfície local em relação ao plano horizontal, foi elaborado a partir dos dados hipsométricos. A inclinação das vertentes foi expressa inicialmente em graus e convertida para porcentagem por meio da seguinte fórmula:

$$X/100 * \text{inverso da tangente, sendo } X \text{ o valor em graus}$$

O próximo passo foi estabelecer os intervalos de classe de declividade conforme a proposta de Ross (1992), demonstrada na tabela 5.

Tabela 5: Intervalos de classes de declividade

<i>Declividade (%)</i>	<i>Declividade (°)</i>
< 5	< 2,9
5 – 12	2,9 – 6,8
12 – 30	6,8 – 16,7
30 - 47	16,7 – 25,2
> 47	> 25,2

Fonte: Adaptado de ROSS (1992)

O Modelo Digital do Terreno demonstra a configuração geométrica das unidades geomorfológicas em três dimensões e foi elaborado com o uso da extensão *ArcScene* do *software* ArcGis 9.3, utilizando-se de ferramentas que permitem a visualização em perfil das características do relevo.

3.2 TAXONOMIA E MAPEAMENTO

3.2.1 Taxonomia e mapeamento das unidades geomorfológicas

Os procedimentos de trabalho utilizados para o mapeamento das unidades geomorfológicas são sintetizados na figura 6:

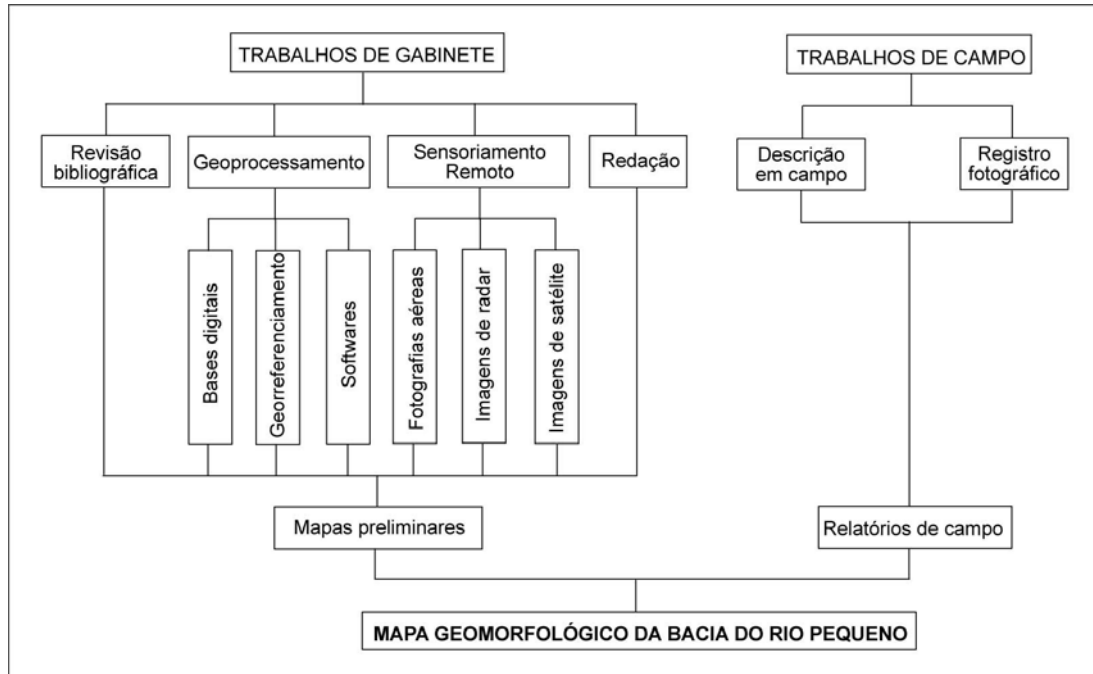


Figura 6: Procedimentos metodológicos utilizados no mapeamento das unidades geomorfológicas
 O Mapa Geomorfológico da Bacia do Rio Pequeno, elaborado na escala 1: 25.000, abrange até o quinto nível taxonômico estabelecido por Ross (1990, 1992) conforme figura 7:

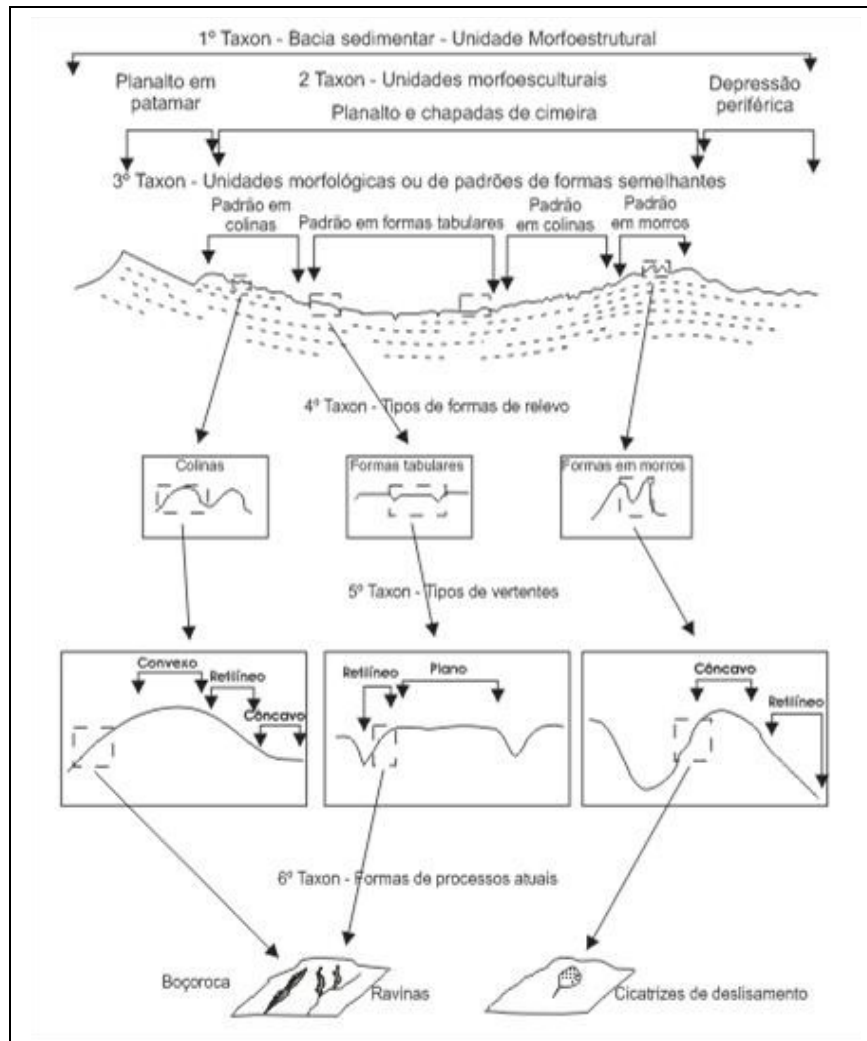


Figura 7: Representação das unidades taxonômicas de Ross, 1992. (Fonte: CASSETI, 2007).

Pela adaptação desta metodologia foram definidas: *Unidade Morfoestrutural* (primeiro táxon), *Unidades Morfoesculturais* (segundo táxon), *Subunidades Morfoesculturais* (terceiro táxon), *Padrões de Relevo* (quarto táxon) e *Formas de Relevo* (quinto táxon).

Para a delimitação dos Padrões de Relevo foram utilizadas fotografias monocromáticas de 152,42 mm² na escala 1: 25.000 de um levantamento aéreo feito nos dias 4 e 5 de agosto de 1980 pelo Instituto de Terras e Cartografia do Paraná (ITC-PR), conforme mosaico demonstrado pela tabela 6.

Tabela 6: Mosaico das fotografias aéreas da bacia do rio Pequeno

Faixa 1	53595	53594	53593	53592	53591
Faixa 2	55595	55594	55593	55592	55591
Faixa 3	53624	53625	53626	53627	53628
Faixa 4	53646	53645	53644	53643	53642

Fonte: ITC-PR, 1980

As fotografias aéreas foram interpretadas com estereoscópio de espelho e sobrepostas em *overlays* conforme a metodologia de Soares e Fiori (1976), para os quais o processo de fotointerpretação envolve inicialmente a identificação dos elementos das imagens com os objetos e a análise das relações entre as imagens e, finalmente, a descoberta ou avaliação do significado e função dos objetos e suas relações. Para isso seguem-se três procedimentos principais:

- *Fotoleitura*: reconhecimento e identificação dos elementos das imagens com os objetos correspondentes e sua repartição;
- *Fotoanálise*: análise da textura e estrutura na imagem fotográfica, definição de zonas homólogas e limites, análise da forma de drenagem e análise da forma de relevo;
- *Fotointerpretação*: reconhecimento nas fotografias de aspectos relacionados à geologia e as formas de relevo.

Como auxílio às fotografias aéreas foram utilizados informações de hidrografia e de curva de nível com equidistância de 10 metros, ambos fornecidos por ITCG (2009); e imagem de radar SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) feitas por vô da NASA em 2000 e, fornecidas pela EMBRAPA (2009) que melhorou por meio da geoestatística a resolução das imagens originais (de 90 para 30 metros).

As Formas de Relevo correspondem às informações sobre os níveis de dissecação do relevo, tipos de topos, tipos de vales e formas de vertentes e resultam da interpretação visual das fotografias aéreas e imagens de radar e satélite, sendo representados conforme simbologias adotadas e/ou adaptadas das propostas de IPT (1981), Ross e Moroz (1997) e IBGE (2008).

A dissecação do relevo pode ser definida pela associação da densidade de drenagem com o grau de entalhamento dos canais, que resulta em rugosidade topográfica (Tabela 7).

Tabela 7: Matriz dos índices de dissecação do relevo de Ross e Moroz (1997)

Grau de entalhamento dos vales	Dimensão Interfluvial Média				
	Muito grande (1) > 3750 m	Grande (2) 1750 a 3750 m	Média (3) 750 a 1750 m	Pequena (4) 250 a 750 m	Muito pequena (5) < 250 m
Muito fraco (1) < 20 m	11	12	13	14	15
Fraco (2)	21	22	23	24	25

20 a 40 m					
Médio (3) 40 a 80 m	31	32	33	34	35
Forte (4) 80 a 160 m	41	42	43	44	45
Muito forte (5) > 160 m	51	52	53	54	55

Fonte: Adaptado de ROSS (1997)

A simbologia adotada para as formas de relevo foi estabelecida nos seguintes critérios:

a) *Processos morfogenéticos*: representados pela letra (*D*) quando o relevo for de denudação ou pela letra (*A*) quando relevo de acumulação, sendo este último subdividido em (*Apf*) para a planície fluvial e (*Ac*) para as áreas coluviais;

b) *Tipos de topos*: representados pelas letras (*l*) quando se configura alongado, (*r*) quando arredondado e (*g*) quando anguloso;

Tipos de vales: representados pelas letras (*u*) quando apresenta a forma côncava, (*a*) quando aberto e (*v*) quando encaixado;

d) *Dissecação*: representados pelo número corresponde aos dados matriciais apresentados na tabela 7.

Assim, exemplificando, uma forma de relevo denudacional, com topos angulosos, vales encaixados e dissecação muito forte (grau de entalhamento dos vales) e muito grande (dimensão interfluvial) foi representada pelo símbolo DGv51.

As formas de vertentes referem-se à forma convexo/côncavo do terreno, quando analisado em perfil. São diferenciadas segundo a conformação das curvas de nível na carta topográfica e sua sequência altimétrica e foram representadas no mapa conforme predominância. São classificadas em: a) *Côncavas* – quando o afastamento entre as curvas de nível aumenta conforme as altitudes diminuem (curvatura negativa); b) *Retilíneas* – quando há igual afastamento entre as curvas de nível; e c) *Convexa* – quando o afastamento entre as curvas diminuem conforme as altitudes aumentam (Figura 8).

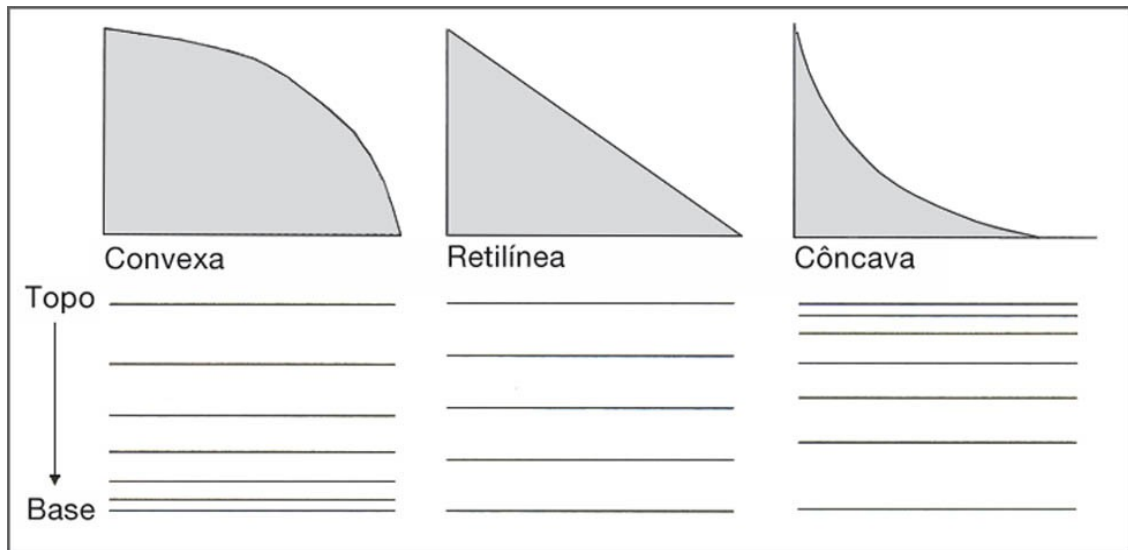


Figura 8: Formas de vertentes (Fonte: VALERIANO, 2008).

Na caracterização dos padrões de relevo foram considerados aspectos adicionais relativos às litologias e os grupos de solos predominantes. Os dados litológicos são baseados no Mapa Geológico do Estado do Paraná (2002), de escala 1: 100.000, fornecidos pela Minerais do Paraná S/A (MINEROPAR); e os grupos de solos são baseados no mapeamento realizado por Santos *et. al.* (2009) na área que integra as bacias que drenam pra baía de Antonina, tendo como base dados de EMBRAPA (2008) e IPARDES (1989).

Em ambiente de geoprocessamento foi elaborado o Mapa Geomorfológico da bacia do rio Pequeno, na escala 1: 25 000, reduzida para 1: 45 000 para fins de impressão.

3.2.2 Taxonomia e mapeamento das feições fluviais

Os procedimentos adotados no mapeamento das feições fluviais da área de estudo encontram-se sintetizados na figura 9:

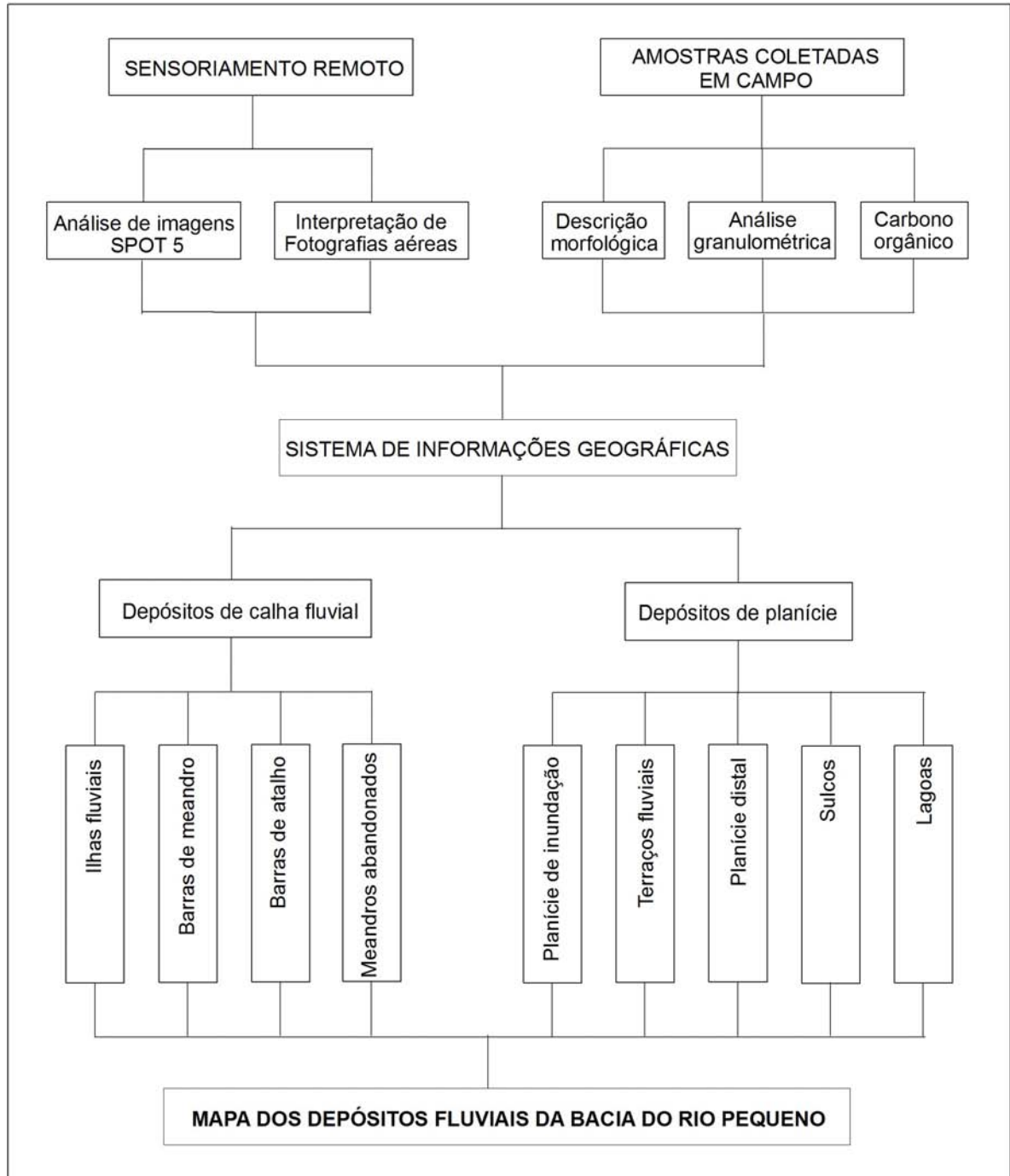


Figura 9: Procedimentos metodológicos utilizados no mapeamento das feições fluviais

As feições fluviais compõem o sexto nível taxonômico da área de estudo e foram denominadas conforme adaptação da classificação de Riccomini *et. al.* (2000) para os depósitos sedimentares em sistemas fluviais meandranes. Foram estabelecidas as seguintes unidades:

- a) *Depósitos de calha fluvial*: ilhas fluviais, barras de meandro, barras de atalho e meandros abandonados.

- b) *Depósitos de planície*: planície de inundação, terraços fluviais, planície distal, sulcos e lagoas.

Estas unidades estão inseridas em dois grupos conforme a proposição de Ruhe (1975) segundo os tipos de acresção das formas deposicionais, que podem ser laterais ou verticais.

Os depósitos de canais foram descritos conforme feição apresentada, características das camadas que os formam, ocorrência na calha fluvial, posição no perfil longitudinal e relação com o índice de sinuosidade do rio.

O perfil longitudinal do rio Pequeno foi feito a partir da metodologia de Müller Filho e Sartori (1999) com base em dados topográficos e hidrográficos digitais na escala 1: 25.000, fornecida por ITCG (2009).

O índice de sinuosidade representa a relação entre o comprimento verdadeiro do rio (projeção ortogonal) com a distância vetorial (em linha reta) considerando dois pontos extremos do rio principal. Na classificação de Rust (1978) valores abaixo de 1,5 demonstram tendência de o canal ser retilíneo, e valores acima de 1,5 indicam que o canal tende a ser meandrante. Esses valores são expressos por:

$$Is=L/dv,$$

onde L representa o comprimento do canal principal e dv é a distância vetorial entre os pontos extremos do canal principal.

A caracterização do rio Pequeno segundo os índices de sinuosidade apresentados baseiam-se na seguinte classificação: sinuoso para valores de Is menor que 1,0; tortuoso para Is entre 1,0 e 1,5; e meandrante para Is acima de 1,5.

Os depósitos de planície foram descritos e cartografados conforme relação entre forma, características pedológicas e dados de uso e cobertura da terra conforme classificação adotada para a Serra do Mar paranaense no Projeto Pró-Atlântica (ITCG, 2009).

Como os depósitos fluviais foram analisados em escala espacial de maior detalhe (1: 10.000) e com procedimentos metodológicos diferentes ao das outras unidades de relevo, foram representados em um mapa separado, com escala reduzida para 1: 18.500 para fins de impressão.

Na delimitação das formas em depósitos fluviais foram utilizadas imagens do satélite SPOT 5 (*Satellite pour L'Observation de la Terre*) lançado em 2002 pela instituição *Centre National d' Etudes Spatiales* (CNES) do governo francês em parceria com a Bélgica, Suécia e Itália. As imagens deste satélite possuem capacidade de visada lateral de 27° e resolução espacial de 5 metros em canal pancromático. Esta resolução permite compartimentar, em nível detalhado, feições existentes ao longo do canal, na planície de inundação e as formas originadas pelas atividades antrópicas.

O processamento digital da imagem mencionada foi feito considerando os elementos explicitados por Florenzano (2007) quais sejam: tonalidade/cor, textura, tamanho, forma, sombra, padrão e localização.

Utilizou-se da extensão *ArcToolbox* do software *ArcGis 9.3* para combinação das bandas RGB das imagens, mediante as ferramentas *Data Management Tools/Raster/Raster Processing/Composite Bands*.

Essas ferramentas permitem combinar diferentes faixas monocromáticas e/ou pancromáticas, buscando uma melhor visualização e posterior delimitação de polígonos para a representação das feições existentes (Figura 10).

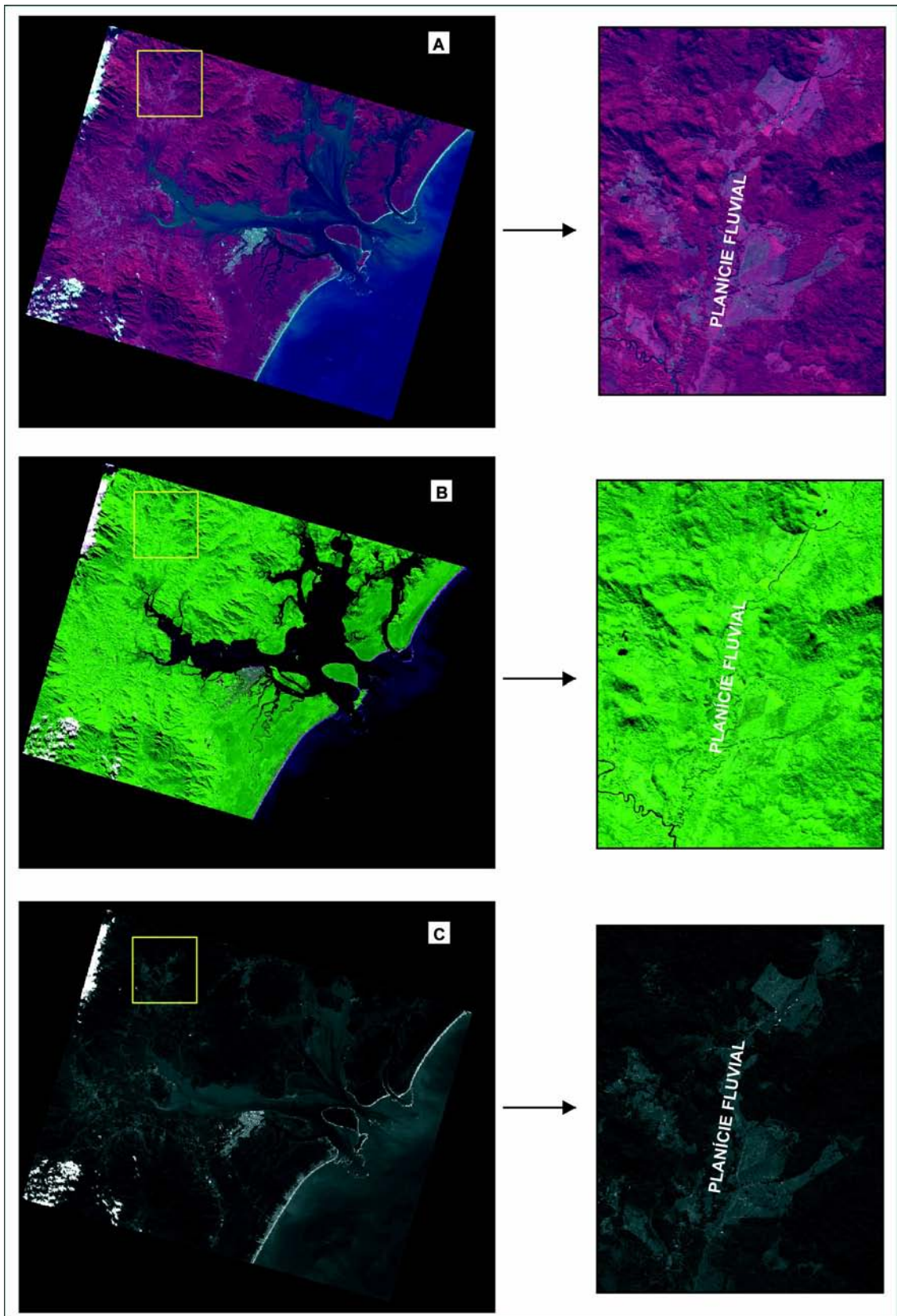


Figura 10: Imagens SPOT em diferentes faixas espectrais

3.3 CONTROLE DE CAMPO

Num primeiro momento os trabalhos de campo buscaram a confirmação dos padrões e formas de relevo mapeadas preliminarmente. Fez-se uso de aparelho de GPS (*Global Position System*) para correlacionar, por meio de coordenadas geográficas, a posição no campo com os dados geomorfológicos em mapas impressos da base cartográfica, das unidades geológicas, de imagens de radar e satélite e dos padrões e formas de relevo compartimentadas preliminarmente em gabinete. A figura 11 representa as áreas na bacia que foram percorridas com esse objetivo.

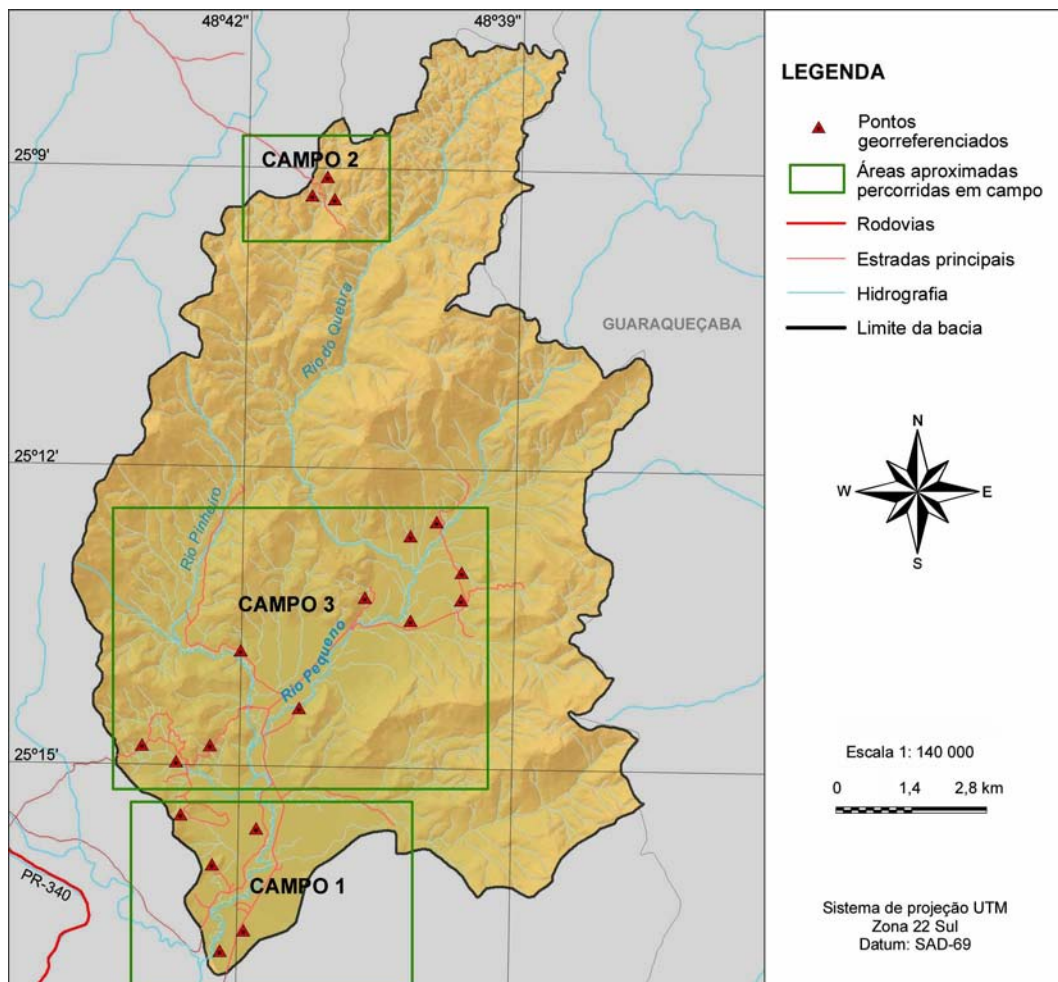


Figura 11: Áreas percorridas nos trabalhos de campo de mapeamento dos padrões e formas de relevo.

Em cada unidade de relevo foi feito registro fotográfico e das coordenadas UTM. Suas características foram descritas numa ficha de campo considerando os

aspectos do relevo considerados na pesquisa, de acordo com os procedimentos e métodos adotados

Num segundo momento os campos enfatizaram a caracterização das feições morfológicas dos depósitos fluviais (Figura 12). Em cada feição foram estabelecidos pontos de análise em áreas representativas considerando sua posição geográfica em cartas preliminares impressas e com uso do GPS. Em seguida foram coletadas amostras para descrição e análise granulométrica e do teor de carbono orgânico das camadas (horizontes) que compõem às formas fluviais, quais sejam ilhas fluviais, barras de pontal, barras de atalho, meandros abandonados, planície de inundação, terraços fluviais, planície distal, sulcos e lagoas.

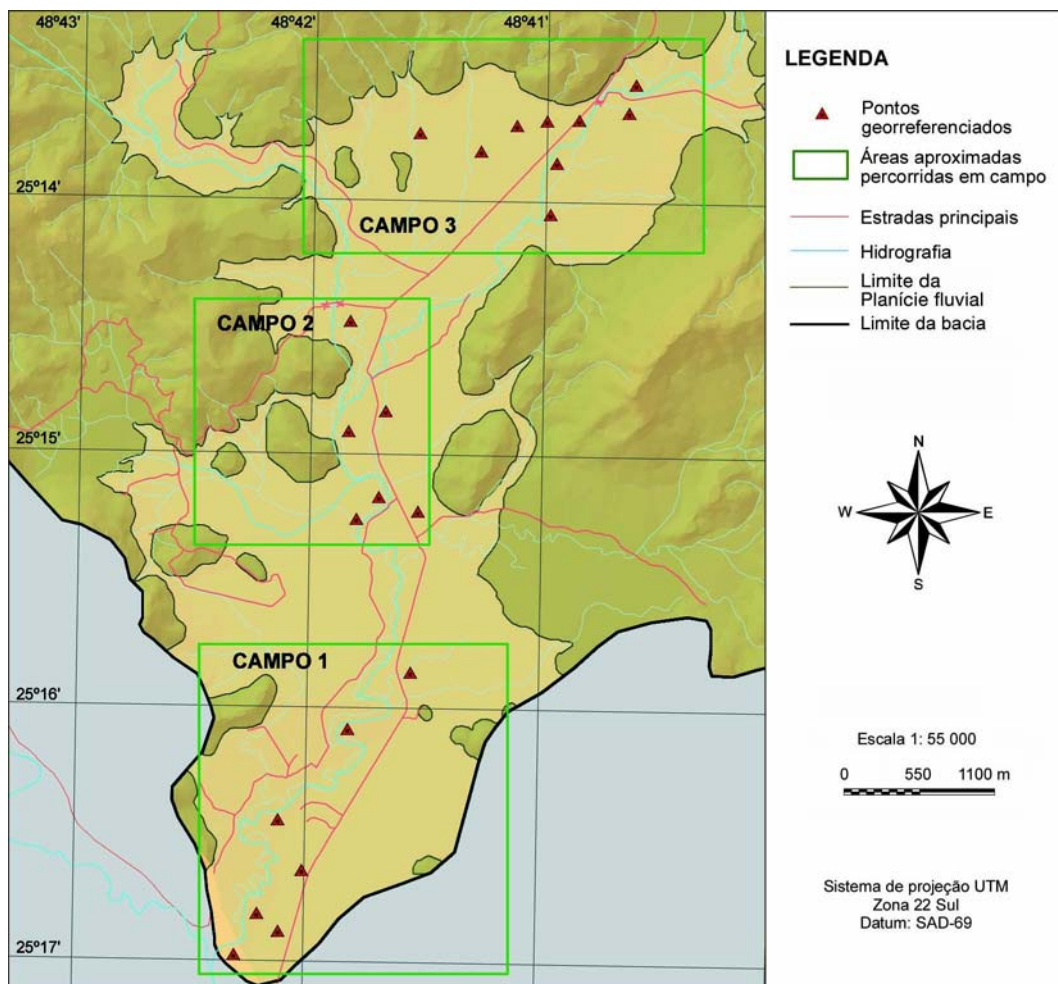


Figura 12: Áreas percorridas nos trabalhos de campo de mapeamento das feições de depósitos fluviais

3.4 ATRIBUTOS PEDOLÓGICOS DAS FEIÇÕES FLUVIAIS

Afim de melhor caracterizar os depósitos fluviais da bacia do rio Pequeno, utilizando do material coletado em campo, considerou-se alguns atributos pedológicos de cada feição mapeada. Foram selecionados pontos representativos, e em campo, realizaram-se os seguintes procedimentos:

- Uso dos mapas preliminares das feições fluviais;
- Uso do GPS para localização dos pontos das feições fluviais mapeadas e selecionadas preliminarmente;
- Coleta de solo em profundidade a cada 10 cm com uso de trado holandês de 1,40 metros de extensão;

As amostras coletadas foram descritas e interpretadas segundo a distinção entre as camadas (horizontes) em trabalhos de campo e com os resultados de análises laboratoriais, levando-se em consideração os seguintes aspectos:

1) *Espessura das camadas*: utilização de trema considerando o limite total de 140 cm;

2) *Textura*: expressa a composição granulométrica predominante dos constituintes dos solos e foi analisada segundo a classificação explicitada em Manfredini *et. al.* (2008), quais sejam:

- a) Textura arenosa – material grosso e solto e pouca presença de material fino;
- b) Textura média – equilíbrio nas proporções argila/areia, com os grãos de areia envoltos por massa fina de argila;
- c) Textura argilosa – material fino e pastoso, com pouca presença de areia;
- d) Textura muito argilosa – material fino e muito pastoso, sem a presença visível de areia.

3) *Cor*: descrita conforme a tabela de Münsell (2000) que segundo Manfredini *et. al.* (2008, p. 89) trata-se “de um sistema universal que parte das cores primárias do espectro e classifica as misturas entre elas, que representam as cores secundárias”. Neste sistema cada página da tabela corresponde a uma matiz, as colunas verticais correspondem as possíveis tonalidades de cor ou valores (*value*) e as seqüências

horizontais correspondem a intensidade de saturação da cor (*chroma*) que representa a mistura da cor da matiz com o cinza.

4) *Atividade biológica*: analisadas segundo a presença de matéria orgânica (restos vegetais ou raízes);

5) *Teor de carbono orgânico*: analisado pelo Laboratório de Química e Fertilidade do Solo, vinculado ao Departamento de Solos da UFPR, conforme método de Marques e Motta (2003), cuja análise baseia-se na oxidação a quente com dicromato de potássio e titulação com sulfato ferroso amoniacal, sendo expressos em g/dm³;

6) *Granulometria*: busca definir o tamanho das partículas dos componentes sedimentares e a porcentagem que cada fração possui em relação à massa total de uma determinada amostra em análise. A análise granulométrica das amostras foi feita pelo Laboratório de Física do Solo do Departamento de Solos da UFPR, mediante o método da pipeta (EMBRAPA, 1997), que baseia-se na velocidade com que as partículas que compõe o solo se deslocam na suspensão com água após a adição de hidróxido de sódio, sendo expressas por g/kg. A classificação das frações baseia-se no diâmetro dos grânulos, conforme tabela 8:

Tabela 8: Classificação granulométrica segundo EMBRAPA (1997)

<i>Classificação</i>	<i>Diâmetro dos Grãos</i>
Argila	menor que 0,002 mm
Silte	entre 0,06 e 0,002 mm
Areia Fina	entre 2,0 e 0,06 mm
Areia Grossa	maior que 2,0 mm

Ainda foram considerados os sedimentos de granulometria maior que areia grossa (2,0 mm) caracterizados como cascalhos, podendo ser arredondados ou angulosos.

Finalmente, os atributos pedológicos considerados, foram incorporados ao mapa final por meio de ilustrações que representam as características dos perfis representativos das feições fluviais, servindo como um dos parâmetros para a classificação dos mesmos.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

No presente trabalho o primeiro táxon da área de estudo é a unidade morfoestrutural *Cinturão Orogênico do Atlântico*.

O segundo táxon refere-se às unidades morfoesculturais *Primeiro Planalto Paranaense e Serra do Mar Paranaense* conforme proposto por Maack (1981).

O terceiro táxon do relevo é relativo às subunidades morfoesculturais: *Complexo Gnáissico-migmatítico, Serra do Mar, Rampas de Pré-Serra e Planícies*, conforme denominação adotada no Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná realizado por Santos *et. al.* (2006), onde foram cartografados dados morfoestruturais e morfoesculturais na escala 1: 250.000.

Para o quarto táxon, relativo aos *Padrões de Relevo* foi feita adaptação da denominação adotada pelo IPARDES (1989) para o zoneamento do litoral paranaense – *Planalto Dissecado, Serras, Morros, Áreas Coluviais e Planícies Fluviais*.

No quinto nível taxonômico, inseridos em cada compartimento dos padrões de relevo (4º táxon), são consideradas as *Formas de Relevo*, relacionando dados de níveis de dissecção, tipos de topos, tipos de vales, declividade e tipos de vertentes (curvatura vertical), representados no mapa por meio de símbolos.

O sexto nível taxonômico refere-se às feições dos depósitos fluviais da bacia do rio Pequeno, relacionando a configuração espacial com as características das camadas que os constituem.

4.1 UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DO PRIMEIRO, SEGUNDO E TERCEIRO NÍVEL TAXONÔMICO

A figura 13 apresenta imagens do radar *SRTM* e corresponde às unidades geomorfológicas que abrangem o primeiro, segundo e terceiro nível taxonômico, relativas, respectivamente, a unidade morfoestrutural, unidades morfoesculturais e subunidades morfoesculturais.

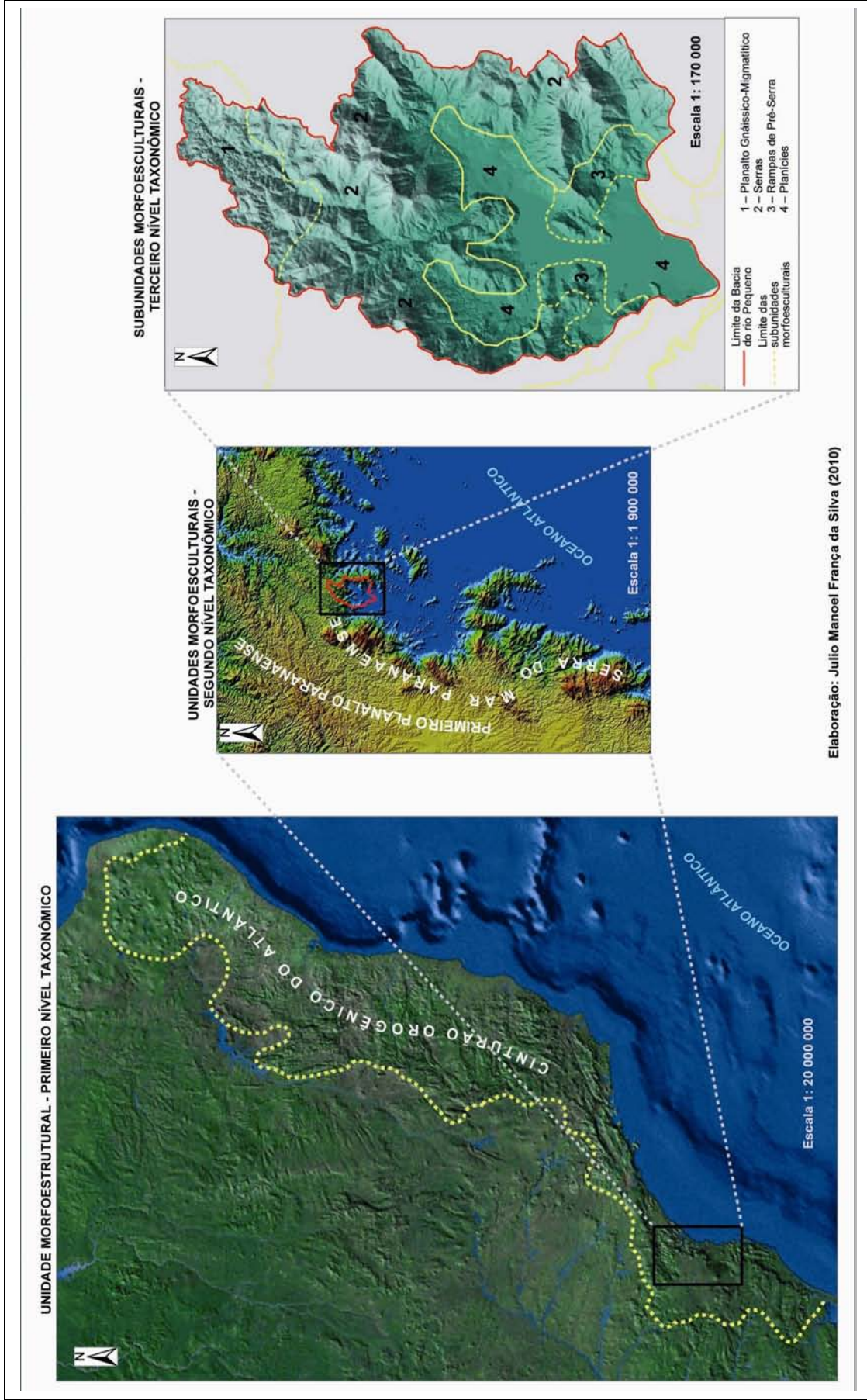


Figura 13: Modelos Digitais do Terreno do 1º, 2º e 3º nível taxonômico das unidades geomorfológicas

4.1.1 Unidade morfoestrutural – primeiro nível taxonômico

A Serra do Mar acompanha as estruturas do Cinturão Orogênico do Atlântico no sentido ENE e seus estágios evolutivos são ainda pouco conhecidos. O traçado da Serra do Mar é descontínuo entre o Maciço de Itatins até o limite de São Paulo e Paraná, onde a erosão avançou para o interior do continente, alcançando rochas da bacia Açungui (filitos, metarenitos, xistos, rochas carbonáticas e dolomíticas, e rochas metavulcânicas) afetadas por cavalgamentos, dobramentos e transcorrências (FIORI, 1994).

No estado do Paraná, as escarpas da Serra do Mar não atingiram as rochas da bacia Açungui, devido à ação de um conjunto de *stocks* e batólitos graníticos finibrasianos, que retardaram os processos erosivos. Além disso, “a erosão remontante da bacia hidrográfica do rio Ribeira propiciou forte entalhamento que se abre desde a zona costeira (...) até atingir a região norte de Curitiba, aproveitando sua menor resistência à erosão diferencial” (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998, p. 136).

4.1.2 Unidades morfoesculturais – segundo nível taxonômico

A Serra do Mar Paranaense atua como uma serra marginal de borda de planalto, mais escarpada do lado atlântico que do lado continental, e é dotada de taludes íngremes e vertentes vigorosas tanto em relação ao primeiro planalto como em relação à zona pré-Serra do Mar e planície costeira atlântica. A gênese dos acidentes topográficos da serra do mar resulta de uma série de dobramentos e falhamentos que devem ter ocorrido durante o Terciário ou no término do Cretáceo, associados aos eventos tectônicos que deram origem à Cordilheira dos Andes.

Neste contexto, a borda leste do continente sul-americano, desequilibrada devido os dobramentos geossinclinais da cordilheira e a formação da sinclinal da Bacia do Paraná, foi submetida a tensões e zonas de abaixamento, expondo depósitos de antigos vales do Terciário ou Pré-Terciário, condicionando a ingressão das águas do oceano Atlântico. Com a compensação das tensões tectônicas, iniciaram-se levantamentos epirogênicos, que ocorrem desde o Pleistoceno até o presente. A epirogênese fez com que as águas oceânicas regredissem, iniciando processos de erosão e sedimentação de detritos do Quaternário quando os antigos

vales ficaram expostos. Esses processos originaram as baías de Paranaguá e Guaratuba (MAACK, 1981).

O Primeiro Planalto Paranaense, também denominado Planalto de Curitiba, possui altitudes médias entre 850 e 950 metros. Seu relevo, suave ondulado, foi esculpido em rochas cristalinas (xistos metamórficos e gnaisses, cortados por diques de pegmatitos e intrusões graníticas) que se intercalam com áreas de planície e várzeas formadas por sedimentos colúvio-aluvionares recentes ao longo dos cursos hídricos principais. Na bacia de Curitiba o relevo é formado por colinas esculpidas nos sedimentos da Formação Guabirota (Pleistoceno) e articulados às planícies fluviais por meio de rampas suaves. Ao norte, em altitudes que variam entre 400 e 1200 metros, e esculpido sobre rochas do Grupo Açungui, o relevo apresenta-se montanhoso, intensamente dissecado pela drenagem do rio Ribeira. (SANTOS *et. al.*, 2006).

4.1.3 Subunidades morfoesculturais – terceiro nível taxonômico

Na área de estudo, de acordo com a denominação adotada na classificação de Santos *et. al.* (2006), as subunidades morfoesculturais são os compartimentos geomorfológicos Planalto do Complexo Gnáissico-Migmatítico, Rampas de Pré-Serra, Serra do Mar Paranaense e Planícies.

O Planalto do Complexo Gnáissico-Migmatítico refere-se à borda leste do Primeiro Planalto Paranaense. Seu relevo, modelado sobre rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, apresenta predominantemente dissecção alta, declividades variando entre baixa a alta, gradiente altimétrico de 740 metros, topos alongados e arredondados, vertentes convexas e vales em “V” aberto.

A subunidade Serra do Mar Paranaense, de maneira geral, possui relevo com direção NE-SW, N-S e NW-SE, e em predomínio apresenta dissecção e declividade alta, gradiente altimétrico de 1320 metros, topos angulosos, vertentes retilíneas e vales em “V” encaixado.

As Rampas de Pré-Serra refere-se a relevo dissecado que se articula com as áreas de planície, onde predominam declividades médias, vertentes retilíneas e vales em “V”. Apresenta gradiente altimétrico de 400 metros, com altitudes que variam de 200 metros (mínima) e 600 metros *s.n.m.* (máxima).

A subunidade Planícies é relativa às áreas onde ocorre deposição de sedimentos inconsolidados do período quaternário. Na bacia abrange os sedimentos recentes de origem fluvial e a articulação desses com os de origem coluvial.

4.2 CARACTERIZAÇÃO E MAPEAMENTO DOS PADRÕES DE RELEVO E FORMAS DE RELEVO – QUARTO E QUINTO NÍVEL TAXONÔMICO

Na figura 14 é apresentado o modelo digital do terreno que demonstra, em três dimensões, a distribuição dos padrões de relevo da bacia do rio Pequeno.

O mapa 1 (anexo 1) refere-se às unidades geomorfológicas da Bacia do Rio Pequeno, levando em consideração os cinco primeiros níveis taxonômicos adotados, enfatizando os *Padrões de Relevo* (4º táxon) e as *Formas de Relevo* (5º táxon).

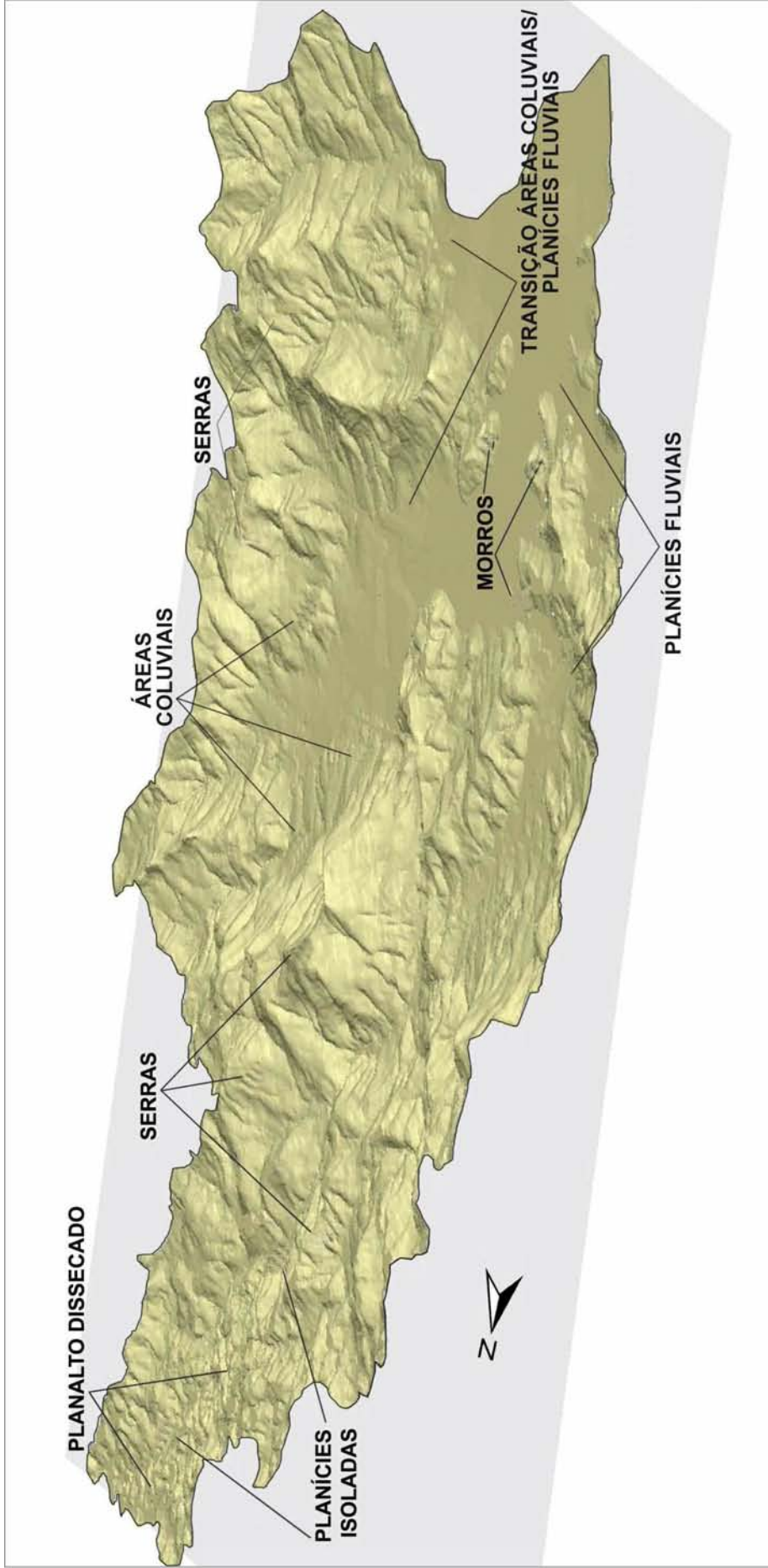


Figura 14: Modelo Digital do Terreno da bacia do Rio Pequeno

4.2.1 Planalto Dissecado

O Planalto Dissecado (Fotografia 1) refere-se aos setores da borda oriental do Primeiro Planalto Paranaense que antigamente drenavam para a bacia do Rio Iguaçu, e que atualmente encontra-se em vários estágios de dissecção, como consequência de contínuas capturas de drenagem determinadas pela dinâmica tectônica da região (IPARDES, 1989).

O limite com as serras é definido pelo controle estrutural ocasionado por dique de direção SW-NO e por falha aproximada no sentido SO-NE. No seu interior o relevo é entrecortado por falhas definidas de direção preferencial SO-NO e SE-NE.



Fotografia 1: Padrão de relevo Planalto Dissecado (Crédito: SILVA, J.M.F., 2009).

No mapeamento da área de estudo foi subdividido em duas subunidades conforme diferenças em alguns aspectos morfológicos.

A primeira subunidade possui 6,15 km² de extensão e localiza-se no extremo norte da bacia. O relevo possui dissecção elevada e é predominantemente ondulado, com topos arredondados, interflúvios com extensão média aproximada de 280 metros de extensão e vales abertos com grau de entalhamento médio de 90 metros. Sua amplitude altimétrica é de 222 metros, com maior altitude atingindo 762 metros *s.n.m.* Predominam vertentes convexas com declividades médias entre 12 e 30% (6,8 a 16,7°). Foi modelado sobre rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico e Complexo Granítico-gnáissico; e sobre Suíte Álcali-granitos, com rochas derivadas

do Granito Rio do Salto. Com relação às características pedológicas predominam nessa subunidade os Cambissolos Háplicos e a associação entre Cambissolos Háplicos e Latossolos Vermelho-Amarelos nas bordas oeste e norte da bacia

A segunda subunidade possui 4,18 km² de extensão e marca a transição do primeiro planalto paranaense com a serra do mar. O relevo, sustentado por rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico (predominantemente) e Suíte Álcali-grantios, varia de ondulado a acidentado, apresentado forte dissecação, com topos alongados, dimensão interfluvial com aproximadamente 370 metros em média e vales côncavos com grau de entalhamento médio de 120 metros. Predominam vertentes côncavas com declividades altas (entre 30 e 47% ou 16,7 e 25,2°) e os grupos de solos predominantes são os mesmos da primeira subunidade.

4.2.2 Serras

As Serras (Fotografia 2), mapeadas em 5 subunidades, referem-se à relevos que possuem grandes desníveis topográficos e fortes declividades. Nesta unidade é comum a ocorrência, nas altitudes mais elevadas, de movimentos de massa e afloramentos que expõem rochas de formações geológicas do Arqueano-Proterozóico Inferior. Os materiais removidos por esses eventos morfogenéticos depositam-se nas porções inferiores das encostas, que passam a ter aspectos morfológicos e litológicos distintos em relação à caracterização geral das Serras.

Estruturalmente é entrecortado por diques de sentido preferencial SE-NO, falhas definidas de direção SO-NE e falhas aproximadas de direção SO-NE.



Fotografia 2: Padrão de relevo Serras (Crédito: SILVA, J. M. F., 2009)

Localizada na porção oeste da bacia, a primeira subunidade das *Serras* possui 16,6 km² de área e altitudes que variam entre 60 a 742 metros. O relevo é acidentado e forma-se sobre rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico e do Suíte Álcali-granitos. Predominam vertentes convexas, declividades que variam entre 12 e 47% (6,8 a 16,7°), topos angulosos, vales abertos e dissecação elevada por conta do grau de entalhamento dos vales muito forte (média aproximada de 240 metros) e dimensão interfluvial pequena (média aproximada de 550 metros). Os solos formados sobre esta subunidade são o Cambissolo Háplico e Associação Cambissolo Háplico e Latossolo Vermelho-Amarelo.

A segunda subunidade, localizada na porção nordeste da bacia, possui 12,5 km² e apresenta amplitude altimétrica de 591 metros, com maior altitude situada a 841 metros *s.n.m.* O relevo, sustentado por rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico e pelo Suíte Álcali-granitos, apresenta predomínio de vertentes côncavas, declividade acima de 30% (16,7°) de inclinação, topos angulosos e vales encaixados. Com relação aos níveis de dissecação apresenta grau de entalhamento dos vales muito forte (média de 175 metros) e dimensão interfluvial pequena (média de 445 metros). Os solos formados nesta subunidade são rasos e abrangem os grupos Cambissolo Háplico e Associação Cambissolo Háplico e Neossolo Litólico.

A terceira subunidade das *Serras*, com 14,7 km², possui altitudes que variam entre 160 e 783 *s.n.m.* O relevo é muito íngreme e intensamente dissecado, formado no Granito Rio do Salto (Suíte Álcali-granitos) na porção centro-norte e no Complexo

Gnáissico-Migmatítico na porção oeste da bacia. Em predomínio apresenta vertentes retilíneas, com grau de inclinação superior a 47% (25,2°), topos angulosos e vales encaixados. O grau de entalhamento dos vales situa-se em torno de 295 metros (muito forte), e a dimensão dos interflúvios é de aproximadamente 780 metros (média). Os grupos de solos predominantes são Cambissolo Háplico e Associação Cambissolo Háplico e Neossolo Litólico.

Com 8,3 km² e localizada na porção leste da bacia pesquisada, em altitudes que variam de 90 a 568 metros *s.n.m.*, a quarta subunidade possui relevo menos acidentado em relação às demais subunidades das Serras, esculpido sobre rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico (predominantemente) e, em menor parte, sobre Intrusivas Granitóides. Predominam vertentes convexas, declividade acima de 47% (25,2°) de inclinação, topos angulosos e vales abertos. Dissecado, apresenta grau de entalhamento dos vales em torno de 210 metros (muito forte) e, em média, dimensão interfluvial de 460 metros (pequena). Pedologicamente abrange os grupos Cambissolo Háplico e Associação Cambissolo Háplico e Neossolo Litólico.

A quinta subunidade das Serras possui 13,7 km² e ocorre na porção sudeste da área pesquisada em altitudes que variam de 60 a 739 metros *s.n.m.* Em termos geológicos forma-se sobre rochas do Complexo Serra Negra e do Complexo Cachoeira. Os padrões morfológicos predominantes são relativos à vertentes retilíneas, com grau de inclinação superior a 47% (25,2°), topos angulosos e vales encaixados. Com relação aos níveis de dissecção apresenta grau de entalhamento dos vales em torno de 220 metros (muito forte) e dimensão interfluvial de 540 metros em média (pequena). Os grupos de solos formados nesta subunidade são Cambissolo Háplico, Neossolo Litólico e Associação Cambissolo Háplico e Neossolo Litólico.

4.2.3 Morros

Os Morros (Fotografia 3) caracterizam-se pelo relevo suavemente ondulado a ondulado, isolados entre si e em relação a Serra do Mar, ocorrendo no terço inferior da bacia. Possuem pequenas a médias elevações e são circundados por sedimentos de origem fluvial e coluvial, interdigitando-se com os mesmos. Como os diversos morros mapeados na bacia apresentam características geomorfológicas distintas foram agrupados em duas subunidades.



Fotografia 3: Padrão de relevo Morros (Crédito: SILVA, J. M. F., 2009).

A primeira subunidade possui 1,9 km² de área e é relativa aos morros que possuem maior elevação altimétrica (entre 20 e 161 metros *s.n.m.*). O relevo varia de suave ondulado a ondulado e é sustentado por rochas do Complexo Cachoeira e do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Predominam vertentes côncavas, com grau de inclinação média a alta (12 a 47% ou 6,8 a 25,2°), topos arredondados e presença de poucos canais hídricos temporários, formados em vales encaixados. Possui baixa dissecação, com grau de entalhamento dos vales em torno de 35 metros de extensão (fraco) e dimensão interfluvial com extensão de 180 metros em média (muito pequena). Em termos pedológicos engloba os grupos Cambissolo Háplico e Associação Cambissolo Háplico e Argissolo Vermelho-Amarelo em predomínio.

Com área em torno de 0,21 km² a segunda subunidade é relativa a formas de relevo com pequenas elevações (entre 20 e 44 metros *s.n.m.*) inseridas nas planícies fluviais da bacia do rio Pequeno e formados litologicamente por sedimentos recentes e por rochas do Complexo Serra Negra, do Complexo Gnáissico-Migmatítico e do Complexo Cachoeira. As vertentes são convexas com declividade abaixo de 5% (2,9°) de inclinação e os topos são predominantemente arredondados. Como não possui canais hídricos permanentes não forma vales fluviais representativos, e se insere na classe de dissecação muito fraca (grau de entalhamento dos vales inferior a 20 metros) e muito pequena (dimensão interfluvial menor que 250 metros). Formam-se nesta subunidade solos derivados de alta

saturação hídrica, abrangendo os grupos Gleissolo Háplico e Cambissolo Flúvico Tb Distrófico típico.

4.2.4 Áreas coluviais

A unidade Áreas Coluviais (Fotografia 4) possui 16,9 km² de área e altitudes que variam entre 20 e 157 metros *s.n.m.* Refere-se aos locais onde ocorre acúmulo/deposição dos sedimentos recentes de origem coluvial e de tálus que são originados nas porções mais altas da bacia, especificadamente nas Serras e no Planalto Dissecado.



Fotografia 4: Padrão de relevo Áreas Coluviais (Crédito: SILVA, J. M. F., 2009).

Predominantemente possui vertentes convexas, levemente retilinizadas nas porções mais baixas, e apresenta declividade média (12 a 30% ou 6,8 a 16,7°). Formam-se sobre esta unidade Cambissolos Háplicos associados à Latossolos Vermelho-Amarelos e solos saturados hidricamente, quais sejam, Gleissolo Háplico, Cambissolo Flúvico e Neossolo Flúvico.

A deposição de material sedimentar forma rampas suaves que recobrem o sopé das serras e morros, e interdigitam-se com as planícies fluviais. Devido não ser possível o estabelecimento dos limites precisos entre as áreas coluviais e as planícies fluviais, foi delimitada uma área de transição, com base em critérios

topográficos, para demonstrar o limite aproximado entre essas unidades. O contato entre as mesmas, verificado em campo, é ilustrado pela fotografia 5.



Fotografia 5: Contato entre áreas colúvicas e planícies flúvias. (Crédito: SILVA, J. M. F., 2009).

4.2.5 Planícies flúvias

A unidade de relevo Planícies Flúvias (Fotografia 6) possui duas subdivisões na área de estudo, sendo relativas às planícies formadas pelo rio Pequeno e por seus afluentes principais (rio da Sorte, rio Pinheiro e rio do Quebra), e as planícies isoladas formadas em porções da bacia situadas em altitudes mais elevadas.



Fotografia 6: Padrão de relevo Planícies Fluviais (1º plano). (Crédito: SILVA, J. M. F., 2009).

A primeira subunidade possui área de 12,3 km² em altitudes que variam de 5 a 19 metros *s.n.m.* É formado por aluviões indiferenciados na porção mais central (areia, argilas, sites e cascalhos) e por depósitos fluviais interconectados com os depósitos de colúvio e tálus nas áreas mais distantes do canal hídrico principal. As declividades são muito baixas, sempre inferiores a 5% (2,9°). Os solos formados são do grupo Gleissolo Háplico, Cambissolo Flúvico, Associação de Gleissolo Háplico e Cambissolo Flúvico e Associação de Gleissolo Háplico e Neossolo Flúvico.

As planícies isoladas ocupam 0,34 km² da bacia e referem-se a áreas de deposição de sedimentos fluviais em altitudes que variam entre 470 a 600 metros *s.n.m.* Em alguns pontos das Serras e do Planalto Dissecado ocorre estreitamento abrupto dos vales fluviais pela ação de lineamentos geológicos (falhas e diques) ocasionado estrangulamento da drenagem. Devido a isso, os grânulos sedimentares são impedidos de seguir o curso fluvial e atingir as porções mais baixas da bacia, depositando-se sobre as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, do Complexo Granítico Gnáissico e Suíte Álcali-granitos (Granito Rio do Salto). Nesta subunidade forma-se a associação entre Gleissolos Háplicos Indiscriminados e Cambissolos Flúvicos.

4.3 CARACTERIZAÇÃO E MAPEAMENTO DAS FEIÇÕES FLUVIAIS – SEXTO NÍVEL TAXONÔMICO

No mapa 2 (anexo 2) é representada a distribuição das feições de depósitos fluviais, considerando sua posição sobre à calha do rio Pequeno ou sobre à planície fluvial; e os perfis analisados nos pontos representativos das feições fluviais, que podem ser visualizadas de maneira comparativa de acordo com as características pedológicas apresentadas.

4.3.1 Depósitos de calha fluvial

Os depósitos de calha fluvial referem-se às feições situadas no terço inferior do rio Pequeno e foram caracterizados segundo sua relação com o perfil longitudinal (Figura 15). Este, de formato côncavo, apresenta grande desnível topográfico, com a nascente do rio situada a 566 metros de altitude *s.n.m* e a foz a 9 metros *s.n.m*. No alto curso do rio verifica-se acentuada declividade, que potencializa o rio a realizar seu percurso com maior energia, fazendo predominar os processos morfogenéticos. Parte dos materiais retirados das áreas mais elevadas das serras deposita-se ou no sopé das vertentes ou em trechos onde o fluxo hídrico possui menor energia, relativo ao seu baixo curso.

Ao longo do perfil longitudinal e conforme variações nos índices de sinuosidade do rio Pequeno ocorrem feições com dimensões, formato e materiais constituintes distintos. As feições mapeadas e caracterizadas pedologicamente são as que ocorrem no seu baixo curso e são relativas às ilhas fluviais, barras de atalho, barras de pontal e meandros abandonados.

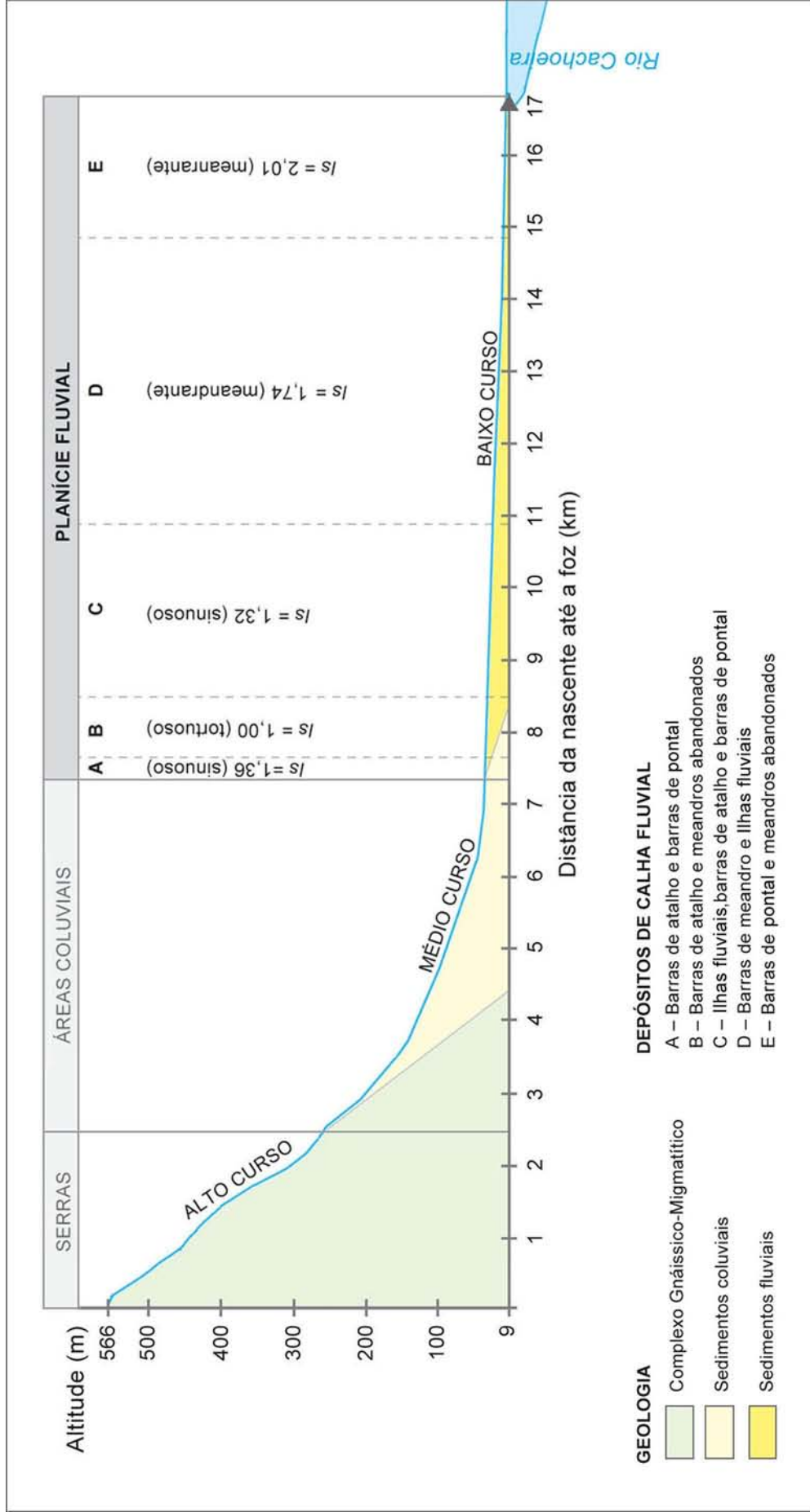


Figura 15: Perfil longitudinal e feições fluviais no baixo curso do rio Pequeno

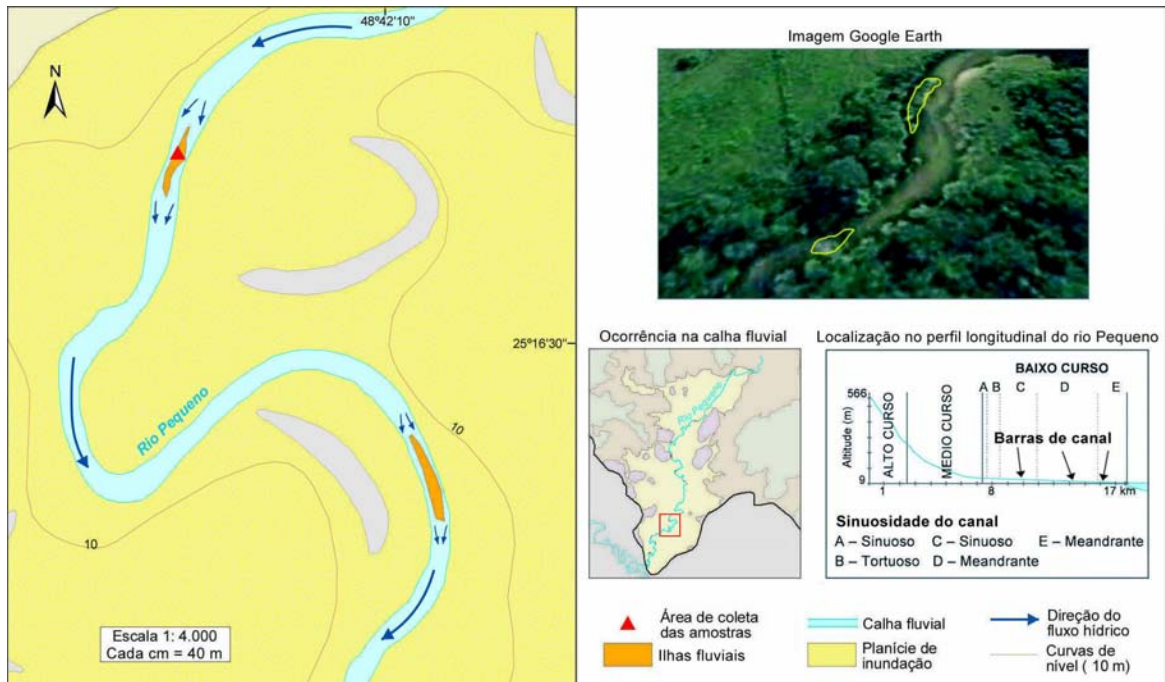
4.3.1.1 Ilhas fluviais

As ilhas fluviais, exemplificada pela fotografia 7, são formadas por sedimentos depositados por acreção lateral e configuram-se como feições longitudinais, recobertas ou não por vegetação, que funcionam com uma barreira natural que divide o curso fluvial em duas direções principais. São formadas basicamente por areias finas e médias nas camadas superiores, areia grossa nas camadas intermediárias e cascalhos de dimensões variáveis e formato arredondado ou anguloso nas camadas inferiores.



Fotografia 7: Feição Ilha fluvial (Crédito: SILVA, J. M. F., 2010).

A figura 16 mostra a ocorrência na calha fluvial e no perfil longitudinal das feições mapeadas.



A feição analisada em campo apresenta aproximadamente 4 metros de largura e 30 metros de comprimento e localiza-se em trecho meandrante do rio, inserida no terço inferior da sua planície, apresentando três camadas de textura arenosa, que apresentam teor médio de carbono orgânico de 6 g/dm^3 . Com 70 cm de espessura, a primeira camada possui coloração bruno-amarelada (10YR 5/4) e apresenta raízes nos primeiros 40 cm; na segunda e terceira camada, com respectivamente 30 e 40 cm de espessura a coloração é bruna (10YR 5/3); Nesta última as areias grossas circundam cascalhos com arestas arredondadas e tamanho médio de 20 mm. A partir de 125 cm de profundidade até além da sondagem realizada ocorrem cascalhos tanto arredondados quanto angulosos, com tamanho médio de 40 mm.

4.3.1.2 Barras de pontal

As barras de pontal, ilustradas pela fotografia 8 e figura 17, são de composição predominantemente arenosa e resultam da acreção lateral de materiais oriundos das margens côncavas depositados nas margens convexas do canal hídrico. Geralmente são recobertos por vegetação esparsa e ocorrem em trechos sinuosos e meandrantés do rio Pequeno, aparecendo do início até a porção intermediária do seu curso sobre a planície.

aproximada de 30 cm, a coloração é bruno-amarelada (10YR 5/4); e na terceira camada, com espessura de 40 cm aproximadamente, a cor é bruna (10YR 5/3). Abaixo de 1,3 metros de profundidade ocorrem cascalhos arredondados com 4 mm de tamanho médio.

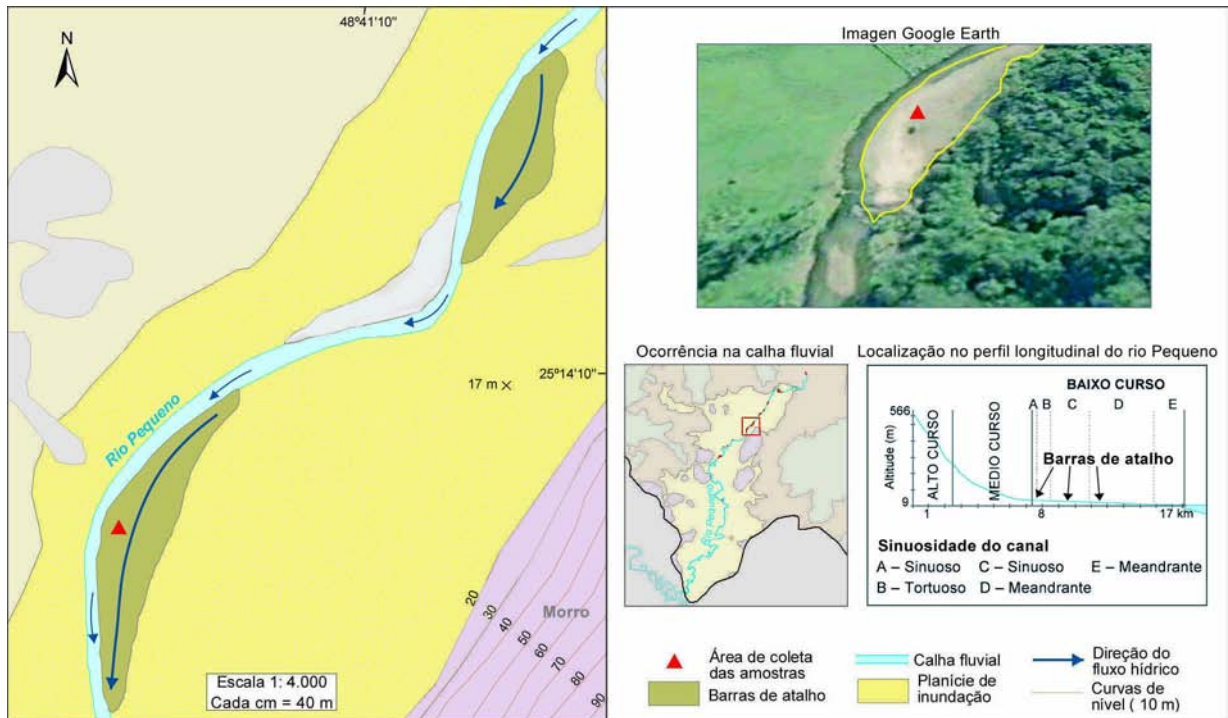
4.3.1.3 *Barras de atalho*

Resultantes das enchentes de maior porte, as barras de atalho (figura 18) possuem formato longitudinal e ocorrem em trechos tortuosos, sinuosos e meandранtes do rio Pequeno, principalmente em suas margens convexas.

No limite interno da unidade escolhida como área amostral, o fluxo hídrico normalmente percorre cerca de 190 metros em curva meândrica suave. Porém, nos períodos de maior vazão, a água é desviada em sentido retilíneo, depositando materiais grosseiros e adentrando cerca de 40 metros sobre a planície de inundação (Fotografia 9).



Fotografia 9: Feição barra de atalho (Crédito: SILVA, J. M. F., 2010).



O perfil analisado apresenta na sua superfície cascalhos com tamanho superior a 60 mm, indicando fluxos hídricos de energia elevada. Estes recobrem duas camadas de textura arenosa que possuem cor bruno-amarelado-clara (2.5Y 6/4) e (2.5Y 6/3) com espessuras de 50 e 80 cm respectivamente. A camada superior é constituída por areia grossa (85% da amostra) e a camada inferior por areia grossa e fina (respectivamente 56% e 20% da amostra) combinadas com cascalhos angulosos e arredondados que possuem tamanho médio de 25 mm. O teor médio de carbono orgânico das camadas é de 6 g/dm³.

4.3.1.4 Meandros abandonados

Na área de estudo os meandros abandonados, ilustrados pela fotografia 10, possuem duas subdivisões. A figura 19 apresenta a distribuição dos meandros abandonados e sua ocorrência na planície ao longo do no perfil longitudinal, bem como a localização da área amostral onde foi realizada sondagem a trado.



Fotografia 10: Feição meandro abandonado (Crédito: SILVA, J. M. F., 2010).

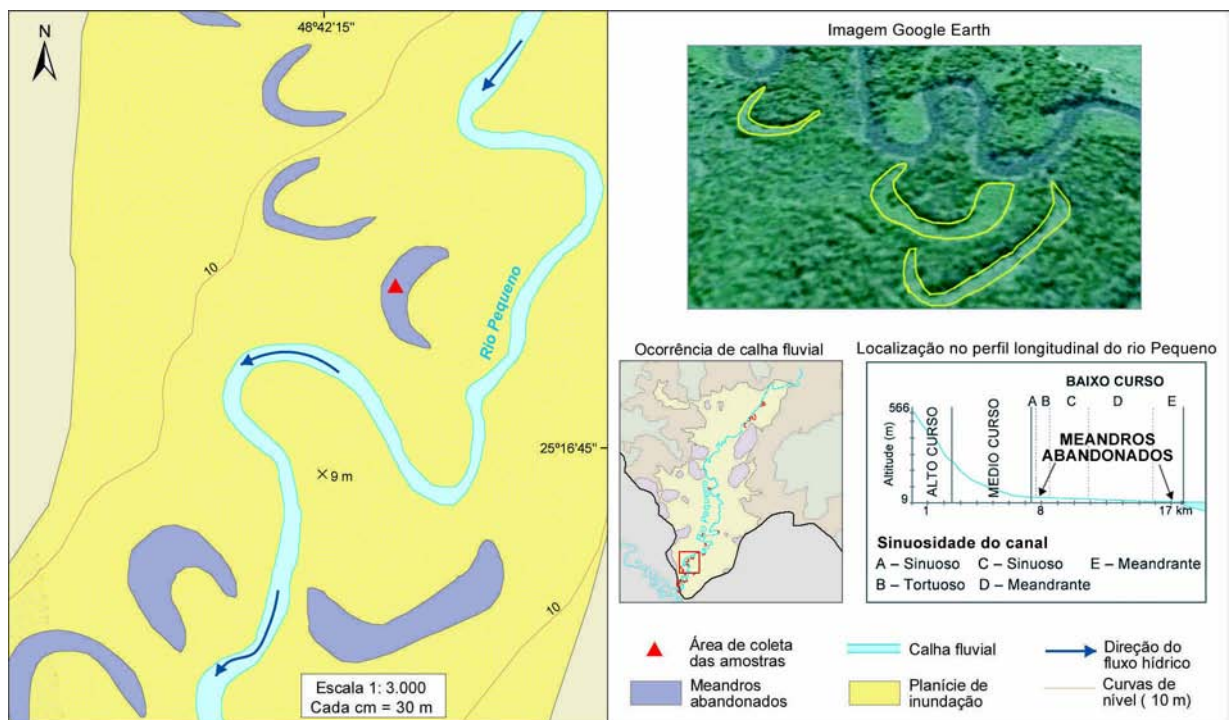


Figura 19: Representação dos Meandros abandonados

No terço médio da bacia, existem meandros abandonados devido à retificação ocorrida no canal hídrico. Segundo relatos de moradores e antigos funcionários da fazenda São Rafael, que utilizava a planície do rio Pequeno com fins agropecuários até o ano de 2004, o canal foi alterado para que algumas áreas ficassem disponíveis para pastagem de búfalos. Com a retificação houve abandono

de curva meândrica, formando lagos desconectados do rio Pequeno, desviados, em média, 120 metros do seu curso natural.

Nas altitudes mais baixas da planície do rio Pequeno (menor que 10 metros *s.n.m*) formam-se lagos isolados cujas distâncias em relação ao curso hídrico atual variam de 50 a 180 metros aproximadamente.

No meandro abandonado selecionado para sondagem, próximo a foz do rio Pequeno, foram identificadas três camadas, todas de constituição arenosa, que possuem média 14,9 g/dm³ de carbono orgânico. A primeira camada possui cerca de 10 cm espessura e apresenta cor bruno-acizentado-escura (2.5Y 3/2), com presença considerável de matéria orgânica; a segunda, de coloração bruna (10 YR 4/3) possui espessura aproximada de 35 cm; e na terceira camada, de espessura de 85 cm e cor bruno-oliva-claro (2.5Y 5/4) ocorre à combinação de areias grossas com cascalhos angulosos com tamanho de 25 mm aproximadamente, desde aproximadamente 120 cm do perfil.

4.3.2 Depósitos de planície

Os depósitos de planície mapeados são os que ocorrem fora da calha atual do rio Pequeno. As diferenças nos processos de deposição podem ser verificadas pela distinção entre as camadas que os constituem.

4.3.2.1 *Planície de inundação*

A planície de inundação na área de estudo, ilustrada pela fotografia 11, é formada por aluviões indiferenciados acumulados por acresção vertical. A altitude máxima é de 19 metros e a mínima de 9 metros *s.n.m*. Possui largura mínima de aproximadamente 40 metros na porção superior da planície e máxima de cerca de 350 metros no local onde os aluviões depositados em setor meandrante do rio Pequeno conectam-se com os depositados pelo rio Gervásio. É recoberta por vegetação em fase inicial e intermediária de sucessão e Floresta Ombrófila Densa Sub-montana no contato com relevo mais elevados (morros), e, em alguns pontos, ocorre uso com fins agrícolas.

Foram selecionados dois pontos para coleta de amostras, o primeiro distante cerca de 10 metros do rio Pequeno e outro no contato com a planície distal, distante cerca de 90 metros, conforme figura 20.



Fotografia 11: Feição planície de inundação (Crédito: SILVA, J. M. F., 2010).

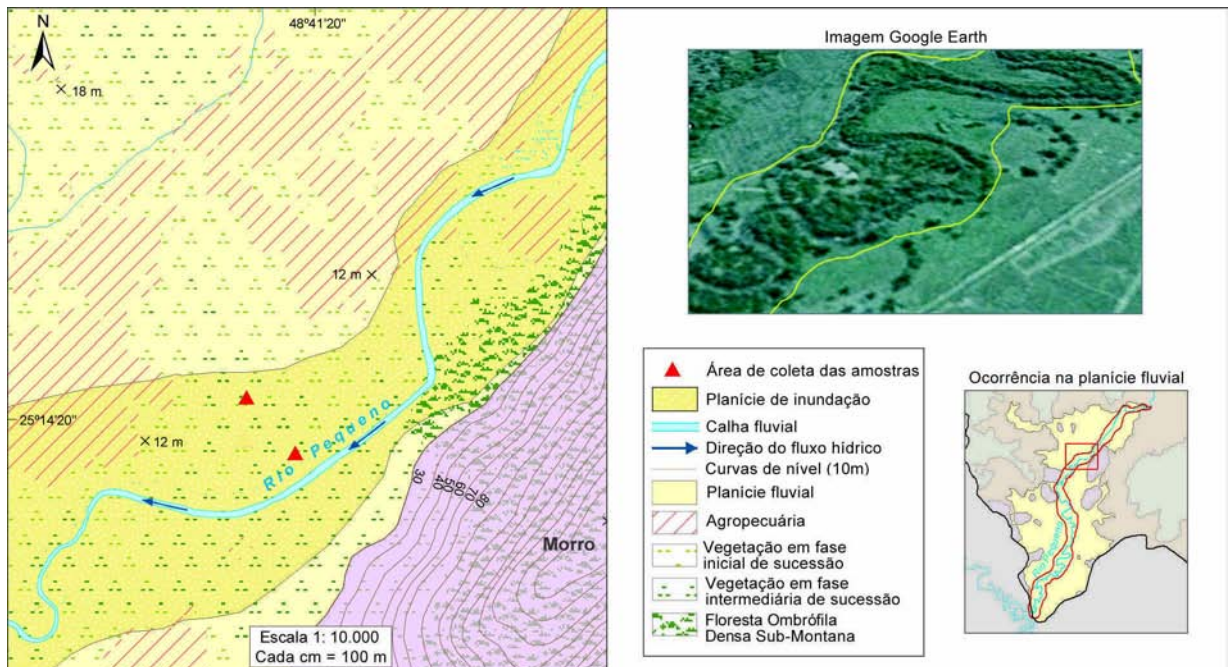


Figura 20: Representação da Planície de inundação

No perfil 1 foram identificadas três camadas, todas de textura arenosa, que apresentam teor de carbono orgânico médio de $10,5 \text{ g/dm}^3$. A camada superior,

formadas por areias grossas, possui espessura aproximada de 15 cm, sua coloração é bruno-oliva-claro (2.5Y 5/4) e verifica-se a presença de poucas raízes na porção mais próxima à superfície; na camada intermediária, constituída por areias finas em predominância, a espessura é de cerca de 60 cm e a coloração é bruno-acizentado-escuro (10 YR 4/2); a terceira camada, com aproximadamente 60 cm de espessura, apresenta cor bruno-amarelada-escuro (10YR 4/4) e é formada em maior parte por areias grossas. A partir de 135 cm de profundidade ocorrem cascalhos arredondados e angulosos com tamanho médio de 3 mm.

No perfil 2 quatro camadas foram identificadas. A camada superior possui cerca de 20 cm de espessura e apresenta coloração bruno-amarelada (10YR 5/4), grande quantidade de raízes e equilíbrio na proporção silte/argila, ambas constituindo 85% da amostra; a segunda camada possui aproximadamente 40 cm de espessura e coloração bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4), sendo constituída predominantemente por argilas e siltes (respectivamente 45 e 35% da amostra); a terceira camada, constituída em maior parte por areia grossa e fina, possui espessura aproximada de 35 cm e apresenta cor bruno-amarelada (10YR 5/6); a última camada inicia a 95 cm de profundidade e tem continuidade em relação ao limite estipulado para sondagem, constituída predominantemente por areia grossa (45% da amostra) de coloração bruno-amarelado-claro (10YR 6/4). Com relação ao carbono orgânico possui em média teor de 8,17 g/dm³.

4.3.2.2 *Terraços fluviais*

Os terraços fluviais na área de estudo foram identificados em alguns pontos próximos aos limites externos da planície de inundação atual do rio Pequeno. Devido a ausência de terraços contínuos, as feições mapeadas, em conformidade com a escala adotada, restringe-se a poucos testemunhos existentes, e são relativos ao nível mais recentes de deposição, sendo verificados na porção superior da planície e nos locais onde o rio Pequeno apresenta os maiores índices de sinuosidade, já próximo a sua foz.

A fotografia 12 e a figura 21 são relativas à feição identificada na porção superior da planície fluvial do rio Pequeno e corresponde ao ponto de onde foi realizada a sondagem para coleta de amostras.



Fotografia 12: Feição terraço fluvial (Crédito: SILVA, J. M. F., 2010).

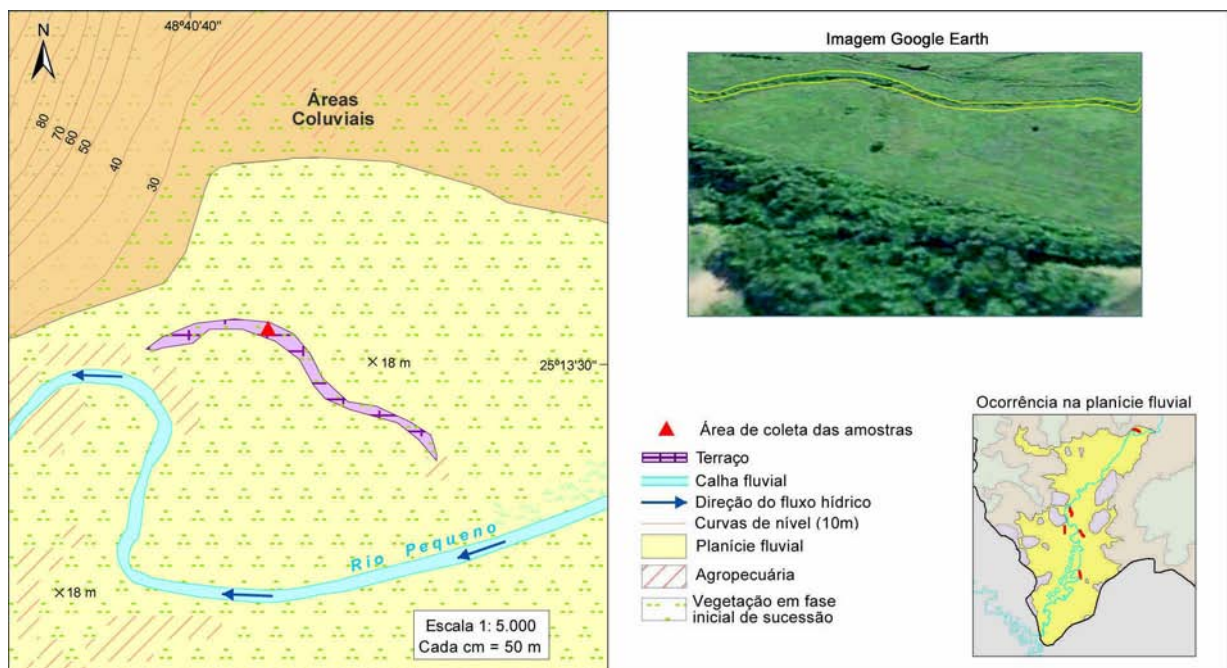


Figura 21: Representação dos Terraços fluviais

No perfil analisado a feição de terraços possui três camadas distintas. Na camada superior, de espessura aproximada de 35 cm e coloração bruno-amarelada (10YR 5/4), há presença de raízes e, pela análise granulométrica, verifica-se equilíbrio na proporção de silte e argila, os quais constituem 64% da amostra. Com cerca de 30 cm de espessura, a segunda camada apresenta coloração bruno-amarelada (10YR 5/6) e possui constituição arenosa em maior parte, com presença

de cascalhos angulosos com tamanho médio de 9 mm. A terceira camada, também de coloração bruno-amarelada (10YR 5/6) é constituída principalmente por areias grossas assentadas sobre cascalhos angulosos e arredondados com tamanho médio de 25 mm. O teor de carbono orgânico médio das camadas analisadas é de 6,9 g/dm³.

4.3.2.3 *Planície distal*

A planície distal refere-se às porções da planície fluvial mais distantes do curso atual do rio Pequeno, onde os solos, em condições naturais, tendem a ser mais desenvolvidos. Nela estão inseridos diferentes usos e coberturas da terra, determinantes nas diferenciações das feições existentes, bem como da sua constituição granulométrica. Apresenta vegetação em fase inicial e intermediária de sucessão e Floresta Ombrófila Densa Sub-montana no contato com as áreas colúvias e morros. Em alguns pontos verifica-se a presença de uso agropecuário.

O ponto analisado em campo (ponto 1 da figura 19) refere-se à área plana, coberta por vegetação em fase intermediária de sucessão, cujo perfil foi diferenciado em quatro camadas principais. A camada superior, com espessura de 15 cm aproximados e coloração bruno-oliva (2.5Y 4/3), possui constituição siltosa e argilosa (33 e 35% da amostra respectivamente) e apresenta grande quantidade de raízes; a segunda camada, de textura argilosa, possui cerca de 30 cm de espessura e cor bruna 10YR 4/3; a terceira camada possui cor bruno-amarelada (10YR 5/4), textura argilosa e espessura de 65 cm aproximados. A quarta camada, cuja amostra baseia-se nos 35 cm iniciais devido ao limite da tradagem, possui coloração bruno-oliva-clara (2.5Y 5/4) e é constituída em maior parte por areias grossas. A média do teor de carbono orgânico nesta feição fluvial é de 21 g/dm³.

4.3.2.4 *Sulcos*

Nas áreas onde a planície distal é ocupada com fins agropecuários, canais efêmeros, cujas profundidades atingem cerca de 30 cm abaixo do nível geral da planície, formam sulcos alagados de formato predominantemente longitudinal, que podem estar conectados com a planície de inundação atual do rio Pequeno ou isolados da rede de drenagem principal.

A configuração dos sulcos sobre a planície distal é demonstrada pela fotografia 13 e pela figura 22.



Fotografia 13: Planície Distal e Sulcos (Crédito: SILVA, J. M. F., 2010).

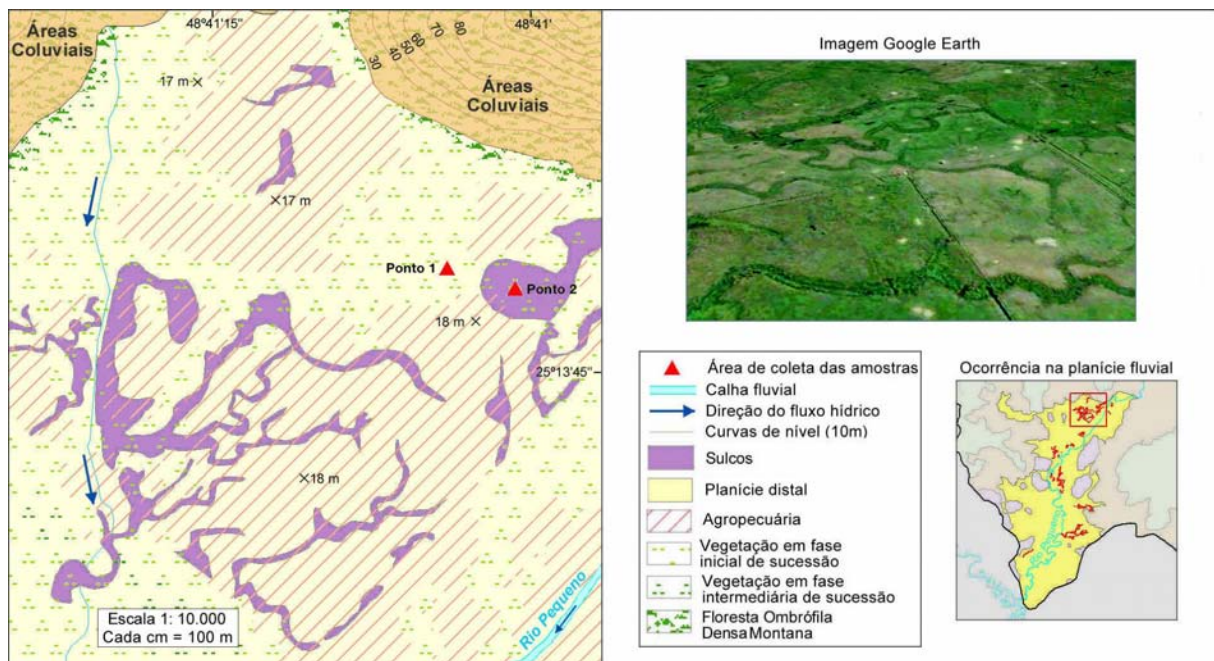


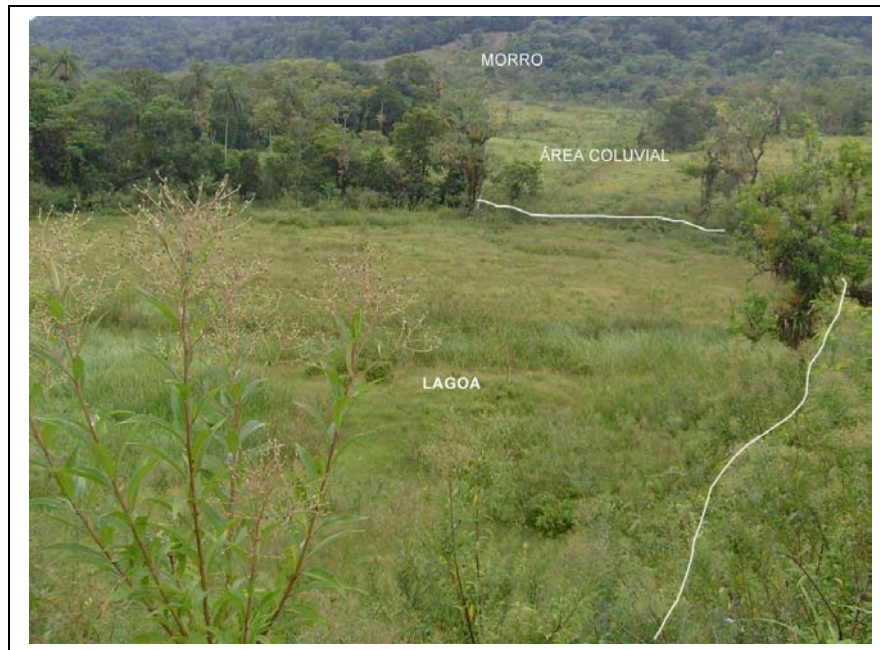
Figura 22: Representação da Planície Distal e Sulcos

O perfil representativo desta feição fluvial (ponto 2 da figura 20) foi diferenciado em duas camadas principais. A primeira, de coloração bruno-acizentado-escuro (2.5Y 4/2) possui espessura aproximada de 30 cm, textura argilosa e presença de raízes nos primeiros 10 cm de profundidade. A segunda

camada, de cor bruno-amarelado-clara (2.5Y 6/3) cuja espessura ultrapassa o limite estabelecido para coleta de amostras, possui textura muito argilosa (argila em 80% da amostra) e grande presença de mosqueamentos. O teor de carbono orgânico analisado nas amostras das duas camadas é de 18,2 g/dm³ em média.

4.3.2.5 Lagoas

A feição denominada lagoas (Fotografia 14 e Figura 23) refere-se às áreas alagadas que ocorrem nas bordas norte, leste e sudoeste da planície fluvial, que são isoladas entre si, mas recebem água e sedimentos das áreas adjacentes, mais elevadas.



Fotografia 14: Feição lagoas (Crédito: SILVA, J. M. F., 2010).

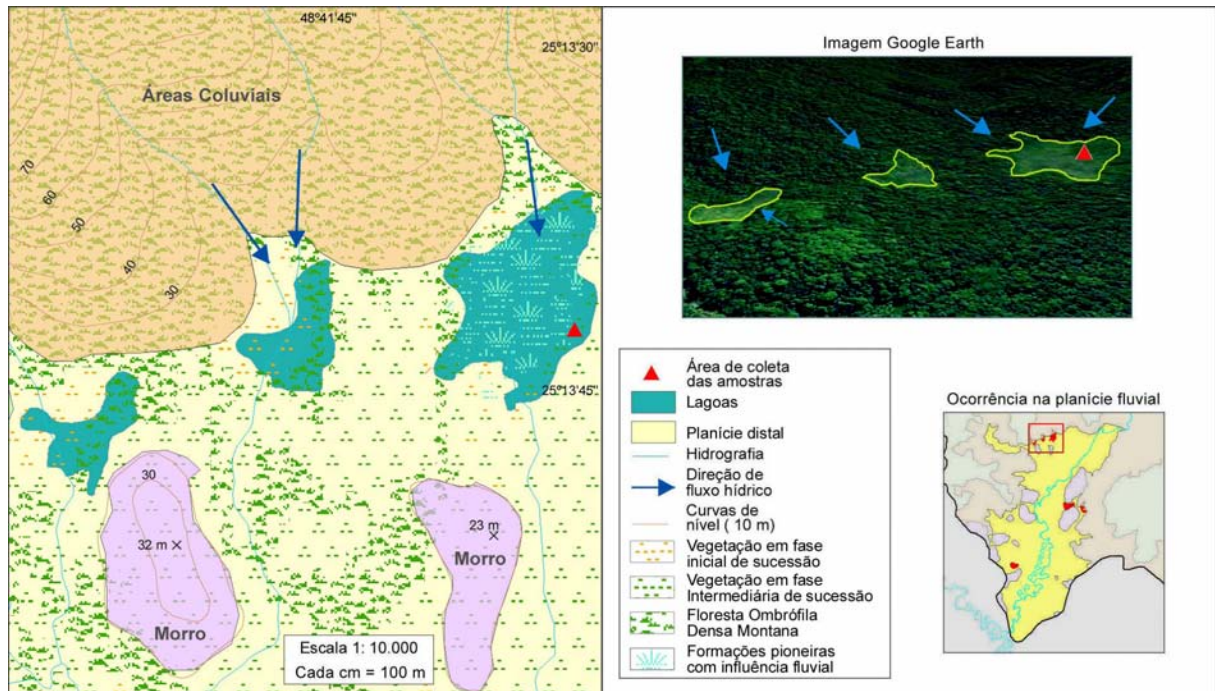


Figura 23: Representação das Lagoas

Essas áreas de alagamento constante formaram-se em áreas próximas às áreas coluviais e morros, que as fornecem quantidade elevada de sedimentos formando solos maduros, com baixa capacidade de drenagem. Apresentam camadas constituídas por material sedimentar heterogêneo acima dos depósitos que formam a planície distal.

Com relação à vegetação são recobertas por Floresta Ombrófila Densa Submontana no contanto com as áreas adjacentes, mais elevadas; e por vegetação em fase inicial/intermediária de sucessão e formações herbáceas e arbustivas de influência fluvial em seu interior, estas últimas resultantes da grande quantidade de água no ambiente.

No perfil analisado verifica-se solo com maior maturidade que apresenta três camadas distintas, com teor médio de carbono orgânico de $27,9 \text{ g/dm}^3$. De constituição predominantemente argilosa, a primeira camada apresenta quantidade elevada de raízes, espessura aproximada de 10 cm e coloração bruno-acizentado-escura (10YR 3/2), resultantes do teor elevado de matéria orgânica. A segunda camada, de constituição argilosa, possui espessura de 90 cm, coloração cinza-esverdeada (GLEY 1 5/10Y) e apresenta mosqueamentos abundantes abaixo dos 30 cm, indicando às oscilações do nível freático relacionado. A terceira camada, de constituição arenosa, possui coloração bruno-amarelado-clara (2.5Y 6/4) e tem início a cerca de 1 metro de profundidade, se estendendo para além da sondagem realizada.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A bacia do rio Pequeno possui grande heterogeneidade geomorfológica, condicionadas pela dinâmica existente entre o relevo e os demais componentes do meio físico da Serra do Mar paranaense. A intensa dissecação promovida pelos cursos fluviais, à influência dos lineamentos geológicos ou a deposição de sedimentos nos locais de altitude e declividade baixas, condicionam a formação de diferentes unidades geomorfológicas, que por apresentarem características distintas puderam ser compartimentadas e cartografadas em seis níveis taxonômicos, enfatizando os padrões de relevo (4º táxon), as formas de relevo (5º táxon) e as feições em depósitos fluviais (6º táxon).

A cartografia como método de trabalho, reunindo informações derivadas do sensoriamento remoto com as obtidas em campo, permitiu informar as características particulares da área de estudo, considerando as diferenciações das formas de vertentes, topos, vales, índices de dissecação e substrato geológico para os padrões e formas de relevo.

As formas originadas a partir da deposição fluvial possuem características genéticas particulares e no seu mapeamento foram consideradas a compartimentação topográfica e configuração geométrica, e à análise dos materiais constituintes, levando em conta coerência escalar e temporal e atribuídas legendas e símbolos cartográficos específicos.

Buscou-se um comparativo entre as feições formadas diretamente sobre a influência do curso fluvial atual com as inseridas nas áreas mais distantes do rio Pequeno.

A composição por materiais predominantemente grosseiros, majoritariamente areia grossa, reconhecidas em campo e analisadas em laboratório, sugerem que os depósitos de calha fluvial foram depositados recentemente e correspondem a perfis imaturos, com transporte e deposição de sedimentos ocorrendo simultaneamente.

Apesar de os depósitos de planície apresentarem indícios de processos fluviais recentes, de maneira geral são mais antigos em comparação às feições de calha fluvial, havendo maior quantidade de carbono orgânico e maior equilíbrio na proporção areia/silte/argila nos materiais constituintes das suas camadas, indicando a formação de solos com maior maturidade.

As planícies fluviais da bacia estão intensamente alteradas. Seu histórico de ocupação influenciou grandemente os processos naturais ali presentes. Assim, os aspectos relativos à retirada da vegetação, construção de pontes e estradas, retilização de parte dos cursos hídricos e pisoteio do gado, precisam ser melhor conhecidos para verificar sua influência sobre os depósitos fluviais mapeados.

A grande dinâmica existente nos sistemas fluviais da serra do mar, em parte potencializados pelas atividades humanas, faz com que haja mudança na deposição sedimentar em curtos períodos de tempo, modificando as feições derivadas. Assim, a cartografia dessas feições deve ser passível de constante atualização, considerando técnicas de sensoriamento remoto e controle de campo minucioso.

A presente dissertação buscou identificar padrões espaciais de compartimentação das formas de relevo e dos depósitos fluviais da bacia do rio Pequeno, podendo subsidiar novos estudos cuja abordagem seja o mapeamento geomorfológico nas bacias hidrográficas inseridas na Serra do Mar Paranaense.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU A. A . **Análise Geomorfológica: reflexão e aplicação**. São Paulo: Depto de Geografia, FFLCH-USP, 1982. (Tese de Livre-Docência).
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. **Origem e evolução da Serra do Mar**. São Paulo: Revista Brasileira de Geociências, n. 28, 1998, p. 135-150.
- ARGENTO, M. S. F. **Mapeamento geomorfológico**. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro, 1994, p. 365-391.
- BIGARELLA, J. J. B.; MOUSINHO, M. R. **Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas**. Curitiba: Boletim Paranaense de Geografia nº 16 e 17, 1965, p. 154-197.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; MATOS, D. J.; WERNER, A. **A Serra do Mar e a Porção Oriental do Estado do Paraná**. Curitiba: ADEA/Sec. Est. Planejamento/PR, 1978.
- BOWN, T. M. e KRAUS, M. J. Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. **Journal of Sedimentary Petrology**, **57 (4)**, 1987, p. 587-601.
- CASSETI, V. **Geomorfologia**. Livro digital (2006). Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/pdf/index.php>>. Acesso em: 15 de jan. 2009.
- COLTRINARI, L.; COULTARD, J. P.; PELLERIN, J.; AGUIAR, M. B. **Carta do modelado e das formações superficiais do médio vale do rio Parateí, SP – Memorial explicativo e carta**. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, Série Sedimentologia e Pedologia (9), 1978, 35 p.
- CUNHA, S. B. **Geomorfologia fluvial**. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.
- CUNHA, C. M. L.; MENDES, I. A.; SANCHEZ, M. C. **A Cartografia do Relevo: Uma análise comparativa de técnicas para a gestão ambiental**. Uberlândia: Revista Brasileira de Geomorfologia, ano 4, n. 1, 2003, p. 1-9.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Ed. Edgard Blücher Ltda, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Ed. Edgard Blücher Ltda, 1981.
- DEMEK, J. **Generalization of geomorphological maps**. In: *Progress made in geomorphological mapping*, Brno, 1967.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Manual de técnicas de análise de solo**. 2ª ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1997.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Mapa de solos do estado do Paraná – legenda atualizada**. Curitiba: EMBRAPA, 2008.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Brasil em relevo – Carta SG-22-X-D**. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/pr/sg-22-x-d.htm>>. Acesso em: 08 de jun. 2009.

FIORI, A. P. **Evolução geológica da bacia Açungui**. Curitiba: Boletim Paranaense de Geociências, nº. 42, 1994, p. 7-27.

FLORENZANO, T. G. **Iniciação em sensoriamento remoto**. São Paulo: Oficina de textos, 2007.

FLORENZANO, T. G. **Sensoriamento Remoto para Geomorfologia**. In: FLORENZANO, T. G. (Org). *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FLORENZANO, T. G. **Cartografia**. In: FLORENZANO, T.G. (Org). *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

GUERRA, A. J. T. **Processos erosivos nas encostas**. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994, p. 149-209.

GUERRA, A. J. T.; MARÇAL, M. S. **Geomorfologia Ambiental**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

INSTITUTO AMBIENTAL DO PARANÁ (IBAMA). **Unidades de conservação**. Disponível em: < <http://www.ibama.gov.br/siucweb/listaUc.php>>. Acesso em: 10 de fev. 2009.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Manual técnico em geomorfologia**. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT). **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, 1981. v. 1/2. (Relatório nº 15388).

INSTITUTO DE TERRAS E CARTOGRAFIA DO PARANÁ (ITCG). **Fotografias aéreas. Escala: 1: 25.000**. Curitiba: ITC, 1980.

INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS. **Base digital de dados**. Disponível em: <http://www.itcg.pr.gov.br>. Acesso em: 14 de jan. 2009.

INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL (IPARDES). **Zoneamento do litoral paranaense**. Curitiba: SEPL/IPARDES, 1989.

INTERNATIONAL GEOGRAPHICAL UNION (IGU). Disponível em: <http://www.igu-net.org/uk/documents_download/documents.html>. Acesso em: 10 de out. 2009.

- KNIGHTON, D. **Fluvial forms and process**. London: E. Arnold, 1984. 218 p.
- KOHLER, H. C. **A escala na análise geomorfológica**. Uberlândia: Revista Brasileira de Geomorfologia, vol.2, n. 1, 2001. p. 21-33.
- LEOPOLD, L. B., M. G. WOLMAN, e J. P. MILLER, **Fluvial Processes in Geomorphology**. W. H. Freeman, New York, 1964.
- LOCH, R. E. N. **Cartografia: representação, comunicação e visualização de dados espaciais**. Florianópolis: Ed. da UFSC, 2006.
- MAACK, R R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2. ed. Curitiba: Ed. Olympio, 1981.
- MANFREDINI, S.; FURIAN DIAS, S. M.; QUEIROZ NETO, J. P.; OLIVEIRA, D.; FERREIRA, R. D. P. **Técnicas em Pedologia**. In: VENTURI, L. A. B. (Org.). *Praticando Geografia*. 1 ed. SP: Oficina de Textos, 2005, v.1, p. 85-98.
- MARQUES, J. S. **Ciência Geomorfológica**. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. *Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos*. 3º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.
- MARQUES, R.; MOTTA, A. C. V. **Análise química do solo para fins de fertilidade**. In: Lima. M. R. (org). *Manual de Diagnóstico da Fertilidade e Manejo dos Solos Agrícolas*. 2º Ed. Curitiba: Departamento de Solos e Engenharia Agrícola, cap.5, p. 82-101, 2003.
- MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2007.
- MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits**: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. 4ª. ed. New York: Springer, 2006. 582 p.
- MINEROPAR (MINERAIS DO PARANÁ S/A). **Atlas geológico do Estado do Paraná**. 2001. Disponível em <<http://www.mineropar.gov.pr.br>>. Acesso em 10 de dez. 2008.
- MULLER FILHO, I. L.; SARTORI, M. G. B. **Elementos para a interpretação geomorfológica de cartas topográficas: contribuição a análise ambiental**. Santa Maria: Ed. UFSM, 1999.
- MUNSELL COLOR COMPANY (1994): **Munsell Soil Color Charts Revised Edition**. New Windsor, NY. Macbeth Division of Kollmorgen.
- NOVO, E. M. L. M. **Ambientes fluviais**. In: FLORENZANO, T. G. (Org). *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.
- RICCOMINI, C.; GIANNINI, P. C. F.; MANZINI, F. **Rios e processos aluviais**. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Orgs). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. 568 p.

RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y. S.; HATSCHBACH, G. G. **As unidades fitogeográficas do estado do Paraná.** Santa Maria (RS): Ciência e Ambiente (UFSM), nº 24, 2002, p. 75-92.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento.** São Paulo: Contexto, 1990, 85 p.

ROSS, J. L. S. **O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo.** São Paulo. Revista do Dep. de Geografia da USP, n. 6, 1992, p. 17-29.

ROSS, J. L. S. & MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo.** São Paulo: Laboratório de Geomorfologia Depto de Geografia FFLCH-USP/Laboratório de Cartografia Geotécnica - Geologia Aplicada - IPT/FAPESP, 1997.

ROSS, J. L. S.; DEL PRETTE, M. E. **Recursos hídricos e as bacias hidrográficas: âncoras do planejamento e gestão ambiental.** São Paulo. Revista do Dep. de Geografia da USP, n. 12, 1998, p. 89-121.

SALOME, A. L.; VAN DORSSER, H. J. **Examples of 1:50000 scale geomorphological map of part of the Ardennes.** Zeitschrift fur Geomorphologie, Berlin, v.26, n.4, p.481-489, dez. 1982.

SANTOS, J. L. S.; 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, ano 7, n. 2, 2006, p. 3-12.

SANTOS, L. J. C.; PAULA, E. V.; GROCHOCKI, M. A. F. **Mapeamento Geomorfológico como Subsídio à Identificação e à Estimativa dos Solos na Área de Drenagem da Baía de Antonina (PR).** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 10, p. 29-36, 2009.

SECRETARIA DE ESTADO DO MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS DO PARANÁ (SEMA-PR). **Atlas de remanescentes florestais do Estado do Paraná.** Base digital de dados. Curitiba: SEMA-PR, 2002.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. **Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia.** Campinas: Notícia geomorfológica, 1976, p. 71-104.

STRAHLER, A.N. **Hypsometric analysis of erosional topography.** Geol. Soc. America Bulletin, 63, 1952, p. 1117-1142.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambientes fluviais.** Florianópolis: Ed. UFSC; Ed. UFPR, 1990.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar.** São Paulo: Ed. Edgard Blücher Ltda, 2003.

TRICART, J. **Principes et méthodes de l geomorphologie.** Paris: Masson Ed., 1965, 201p.

TRICART, J. **Ecodinâmica.** Rio de Janeiro: IBGE, 1975.

TROPMAIR, H. **Estudo comparativo de mapeamentos geomorfológicos.** Campinas: Noticia geomorfológica. n. 10, 1970, p. 3-11.

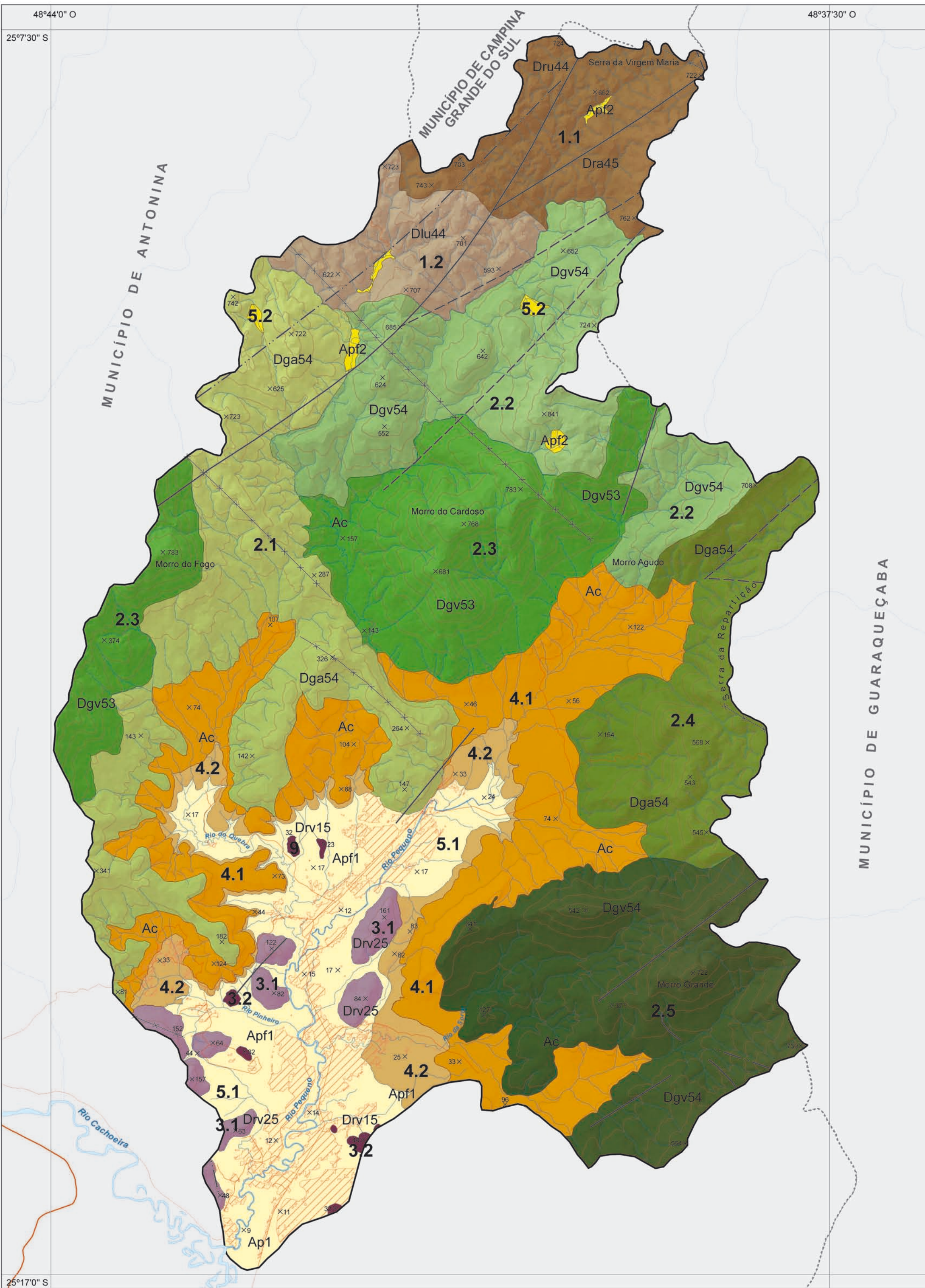
VALERIANO, M. M. **Dados topográficos.** In: FLORENZANO, T.G. (Org). Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

VITTE, A. C.; NIEMANN, R. S. **Uma introdução à história da geomorfologia no Brasil: a contribuição de Aziz Nacib Ab'Saber.** Revista Brasileira de Geografia Física, v. 2, p. 41-50, 2009.

WALKER, R.G.; CANT, D. J. 1984. **Sandy fluvial systems.** In: R.G. Walker (ed.). Facies Models, 2 ed. Geoscience Canada Reprint Series, 1984, p. 71-89.

ZANCOPÉ, M. H. C. **Análise morfodinâmica do rio Mogi Guaçu.** Campinas, SP: Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 2008. Tese de doutorado.

ANEXOS



MAPA GEOMORFOLÓGICO DA BACIA DO RIO PEQUENO – ANTONINA, SERRA DO MAR PARANAENSE

LEGENDA

- Hidrografia
- Rodovias
- Estradas principais
- Limites municipais
- ▨ Áreas antropizadas
- × Pontos cotados
- Limite da bacia
- Limite das formas de relevo
- Curvas de nível (100 metros)
- ××× Diques
- Falha definida
- Falha aproximada
- - - Falha provável



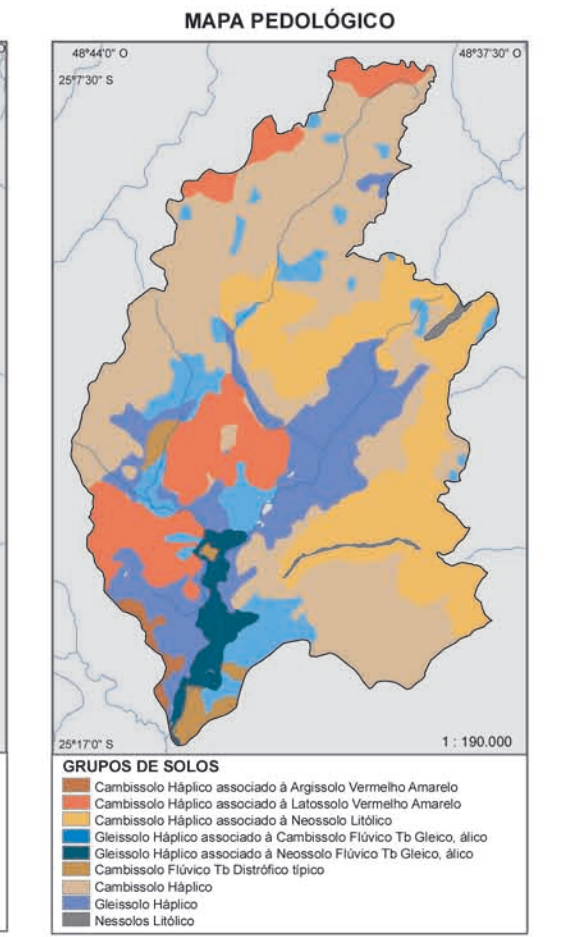
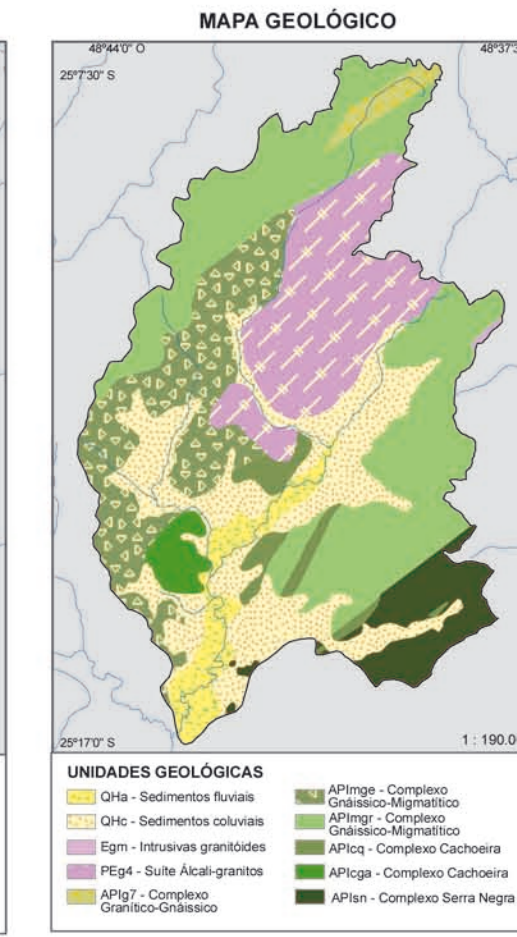
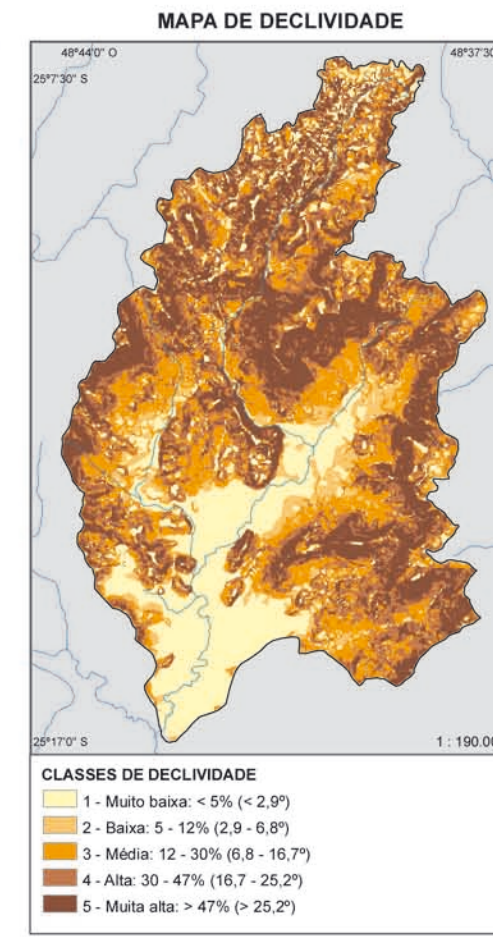
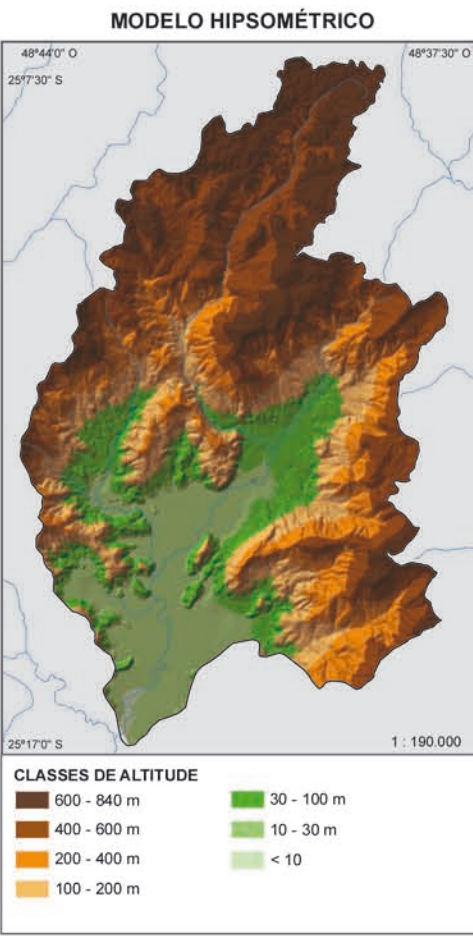
Escala 1: 45 000
 0 450 900 1350 m
 Projeção Universal Transversa de Mercator
 Zona 22 Sul
 Datum: SAD-69

UNIDADES DE RELEVO

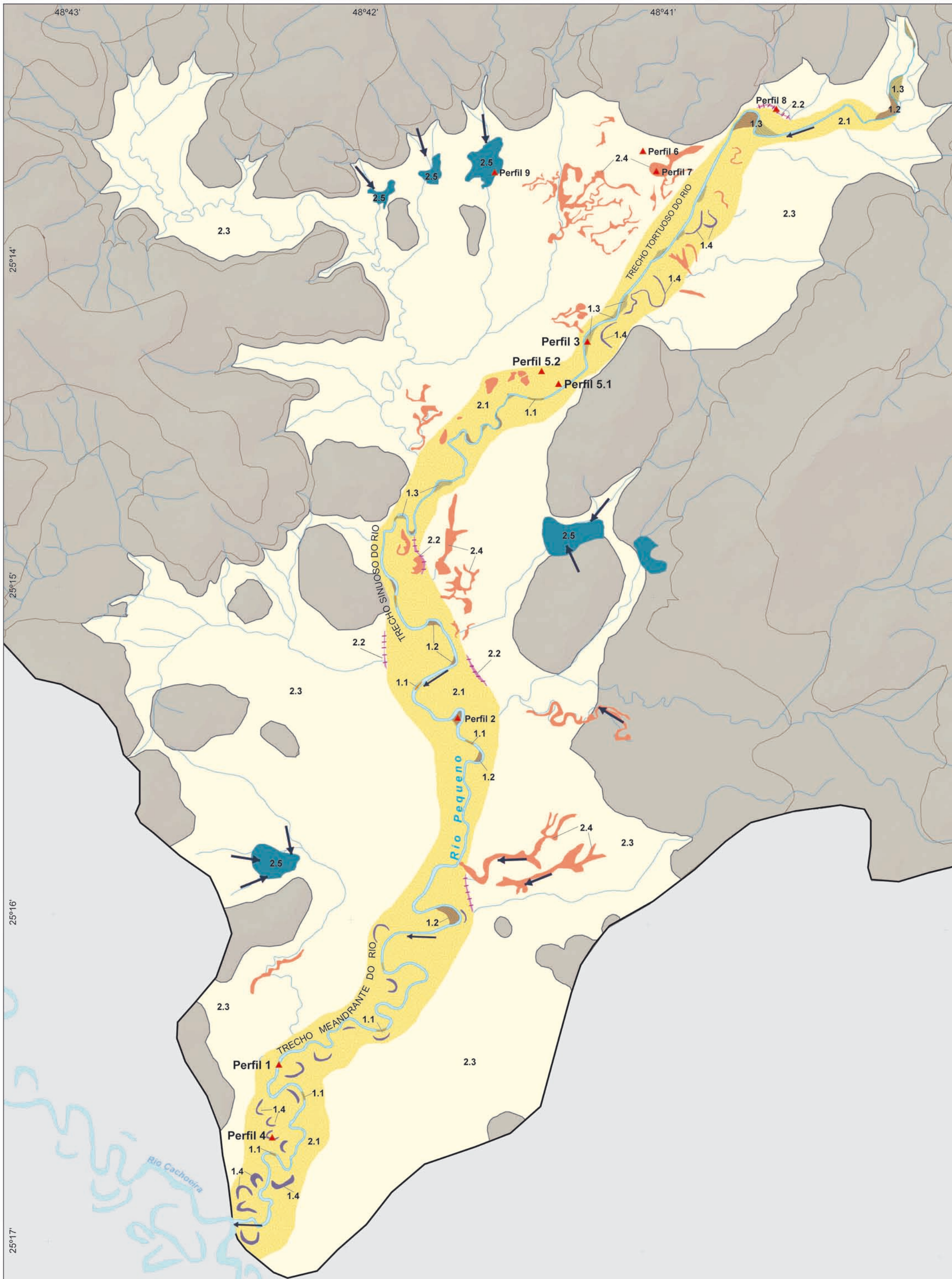
UNIDADE MORFOESTRUTURAL	UNIDADES MORFOESCULTURAIS	SUBUNIDADES MORFOESCULTURAIS	PADRÕES DE RELEVO	FORMAS DE RELEVO			ASPECTOS ADICIONAIS		
				TIPO DE VERTENTES PREDOMINANTES	DECLIVIDADE PREDOMINANTE	AMPLITUDE ALTIMÉTRICA	GEOLÓGIA PREDOMINANTE	GRUPOS DE SOLOS PREDOMINANTES	
CINTURÃO OROGÊNICO DO ATLÂNTICO	PRIMEIRO PLANALTO PARANAENSE	PLANALTO COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO	1. Planalto dissecado	Convexas	Média: 12 - 30%	222 m	Complexo-Gnáissico Migmatítico	Cambissolo Háptico	
			1.1	Côncavas	Alta: 30 - 47%	214 m	Complexo-Gnáissico Migmatítico	Cambissolo Háptico	
	SERRA DO MAR	SERRA DO MAR PARANAENSE	SERRA DO MAR	2. Serras	Convexas	Média: 12 - 30%	612 m	Complexo-Gnáissico Migmatítico	Cambissolo Háptico
				2.1	Côncavas	Média: 12 - 30%	591 m	Suíte Alcali-granitos	Cambissolo Háptico
				2.2	Retilíneas	Muita alta: > 47%	573 m	Suíte Alcali-granitos	Associação Cambissolo Háptico/Neossolo Litólico
				2.3	Convexas	Muita alta: > 47%	568 m	Complexo-Gnáissico Migmatítico	Associação Cambissolo Háptico/Neossolo Litólico
				2.4	Retilíneas	Muita alta: > 47%	679 m	Complexo Serra Negra	Cambissolo Háptico
	RAMPAS DE PRÉ-SERRA	RAMPAS DE PRÉ-SERRA	RAMPAS DE PRÉ-SERRA	3. Morros	Côncavas	Média: 12 - 30%	141 m	Complexo Serra Negra e Complexo Cachoeira	Cambissolo Háptico
				3.1	Convexas	Muito Baixa: < 5%	24 m	Complexo Serra Negra e Complexo Cachoeira	Cambissolo Háptico
	PLANÍCIES	PLANÍCIES	PLANÍCIES	4. Áreas colúviais	Convexas	Média: 12 - 30%	127 m	Sedimentos de colúvios e tálus	Gleissolo Háptico
4.1				-	-	-	Sedimentos de colúvios e tálus	Gleissolo Háptico	
PLANÍCIES	PLANÍCIES	PLANÍCIES	5. Planícies Fluviais	-	Muito Baixa: < 5%	23 m	Sedimentos de depósitos fluviais	Gleissolo Háptico	
			5.1	-	Muito Baixa: < 5%	11 m	Sedimentos de depósitos fluviais	Associação Gleissolo Háptico/Cambissolo Flúvico	
PLANÍCIES	PLANÍCIES	PLANÍCIES	5.2	-	Muito Baixa: < 5%	11 m	Sedimentos de depósitos fluviais	Associação Gleissolo Háptico/Cambissolo Flúvico	
			5.2	-	Muito Baixa: < 5%	11 m	Sedimentos de depósitos fluviais	Associação Gleissolo Háptico/Cambissolo Flúvico	

FORMAS DE RELEVO SIMBOLIZADAS

DADOS MORFOLÓGICOS		MATRIZ DE DISSECAÇÃO DO RELEVO																																															
<p>a) Relevo de denudação</p> <p>1 - Dra45: topos arredondados e vales abertos 2 - Dlu44: topos alongados e vales côncavos 3 - Dga54: topos angulosos e vales abertos 4 - Dgv54: topos angulosos e vales encaixados 5 - Dgv53: topos angulosos e vales encaixados 6 - Dga54: topos angulosos e vales abertos 7 - Dgv54: topos angulosos e vales encaixados 8 - Drv25: topos arredondados e vales encaixados 9 - Dru15: topos arredondados e vales encaixados</p>		<p>b) Relevo de acumulação</p> <p>10 - Ac: Áreas colúviais 11 - Apf1: Planícies fluviais 12 - Apf2: Planícies fluviais isoladas</p>		<table border="1"> <thead> <tr> <th rowspan="2">Grau de entalhamento dos vales</th> <th colspan="5">Dimensão interfluvial média</th> </tr> <tr> <th>Muito grande (1) > 3750m</th> <th>Grande (2) 1750 a 3750m</th> <th>Média (3) 750 a 1750m</th> <th>Pequena (4) 250 a 750 m</th> <th>Muito pequena (5) < 250m</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Muito fraco (1) < 20m</td> <td>11</td> <td>12</td> <td>13</td> <td>14</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Fraco (2) 20 a 40m</td> <td>21</td> <td>22</td> <td>23</td> <td>24</td> <td>25</td> </tr> <tr> <td>Médio (3) 40 a 80m</td> <td>31</td> <td>32</td> <td>33</td> <td>34</td> <td>35</td> </tr> <tr> <td>Forte (4) 80 a 160m</td> <td>41</td> <td>42</td> <td>43</td> <td>44</td> <td>45</td> </tr> <tr> <td>Muito forte (5) > 160m</td> <td>51</td> <td>52</td> <td>53</td> <td>54</td> <td>55</td> </tr> </tbody> </table>					Grau de entalhamento dos vales	Dimensão interfluvial média					Muito grande (1) > 3750m	Grande (2) 1750 a 3750m	Média (3) 750 a 1750m	Pequena (4) 250 a 750 m	Muito pequena (5) < 250m	Muito fraco (1) < 20m	11	12	13	14	15	Fraco (2) 20 a 40m	21	22	23	24	25	Médio (3) 40 a 80m	31	32	33	34	35	Forte (4) 80 a 160m	41	42	43	44	45	Muito forte (5) > 160m	51	52	53	54	55
Grau de entalhamento dos vales	Dimensão interfluvial média																																																
	Muito grande (1) > 3750m	Grande (2) 1750 a 3750m	Média (3) 750 a 1750m	Pequena (4) 250 a 750 m	Muito pequena (5) < 250m																																												
Muito fraco (1) < 20m	11	12	13	14	15																																												
Fraco (2) 20 a 40m	21	22	23	24	25																																												
Médio (3) 40 a 80m	31	32	33	34	35																																												
Forte (4) 80 a 160m	41	42	43	44	45																																												
Muito forte (5) > 160m	51	52	53	54	55																																												



Elaboração: Julio Manoel França da Silva (2010)



MAPA DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS DA BACIA DO RIO PEQUENO – ANTONINA/PR

LEGENDA

- Limite da bacia
- Limite da planície
- Hidrografia
- Calha fluvial do rio Pequeno
- Sentido de fluxo hídrico

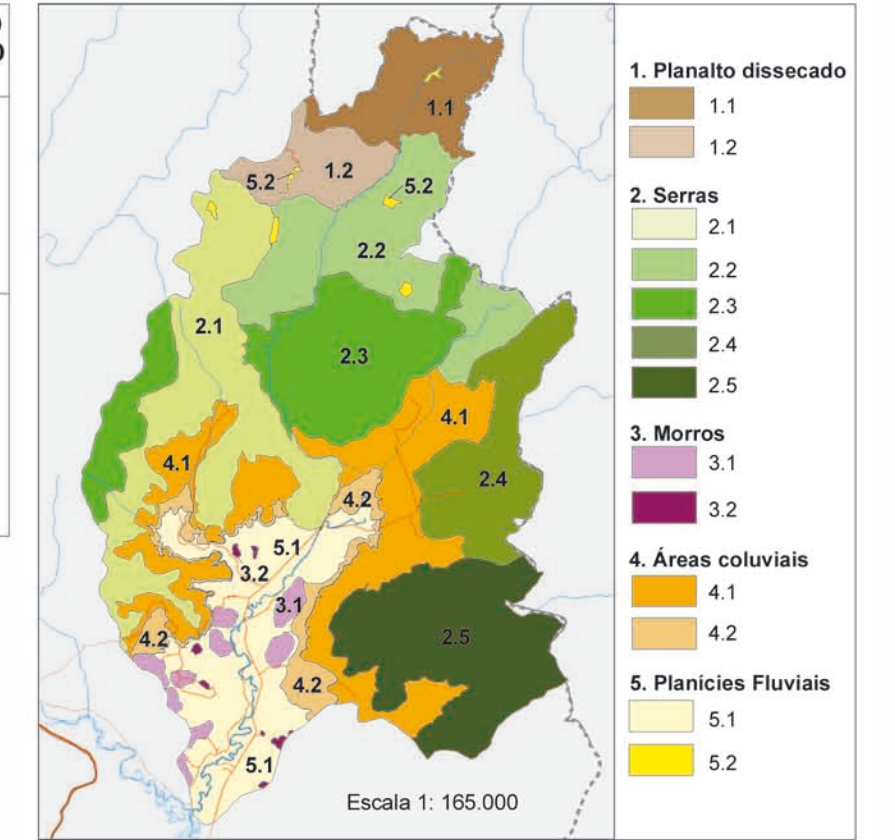
Escala 1 : 18 500
 0 185 370 555 m
 Projeção Transversa de Mercator
 Zona 22 sul



DEPÓSITOS FLUVIAIS

TIPO DE DEPÓSITO	FEIÇÃO FLUVIAL	GÊNESE	TEXTURA DAS CAMADAS SUPERIORES	TEOR MÉDIO DE CARBONO ORGÂNICO
DEPÓSITOS DE CALHA FLUVIAL 1	1 Ilha fluvial	Acresção lateral	Arenosa	6 g/dm
	2 Barra de pontal		Arenosa	13,5 g/dm
	3 Barra de atalho		Arenosa	6 g/dm
	4 Meandro abandonado		Arenosa	15 g/dm
DEPÓSITOS DE PLANÍCIE 2	1 Planície de inundação	Acresção vertical	Média	10,7 g/dm
	2 Terraço fluvial		Argilosa	21 g/dm
	3 Planície Distal		Média	27,9 g/dm
	4 Sulco		Argilosa	18,2 g/dm
	5 Lagoa		Argilosa	18,2 g/dm

UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DA BACIA DO RIO PEQUENO



CARACTERÍSTICAS PEDOLÓGICAS DAS FEIÇÕES FLUVIAIS

▲ Local de tráfego Raízes Mosqueamento Cascalhos

Perfil	Feição	Local de tráfego	Raízes	Mosqueamento	Cascalhos
Perfil 1	Ilha fluvial				
Perfil 2	Barra de pontal				
Perfil 3	Barra de atalho				
Perfil 4	Meandro abandonado				
Perfil 5	Planície de inundação (ponto 1 e 2)				
Perfil 6	Terraço fluvial				
Perfil 7	Planície distal				
Perfil 8	Sulcos				
Perfil 9	Lagoa				



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE SOLOS E ENGENHARIA AGRÍCOLA

CERTIFICADO Nº 12557

LAUDO DE ANÁLISE DE SOLO
ANÁLISE GRANULOMÉTRICA COMPLETA*

Data: 7/5/2010

Solicitante: JULIO MANOEL FRANÇA DA SILVA

Telefone: 9157-6591/3312-3513

Endereço: RUA CARLOS DE CAMPOS, 2169

Cidade: ANTONINA

Estado: PR

Cep:

Nº Lab.	Identificação da amostra	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila
		g/kg			
55952	01	604,0	242,0	4,0	150,0
55953	02	724,5	146,5	29,0	100,0
55954	03	557,5	200,5	92,0	150,0
55955	04	210,0	114,0	326,0	350,0
55956	05	246,0	123,5	230,5	400,0
55957	06	260,0	136,5	153,5	450,0
55958	07	616,5	102,5	81,0	200,0
55959	08	158,5	58,5	283,0	500,0
55960	09	45,5	44,0	110,5	800,0
55961	10	162,5	196,0	341,5	300,0
55962	11	530,5	169,0	100,5	200,0
55963	12	509,5	207,5	133,0	150,0
55964	13	494,5	104,5	251,0	150,0
55965	14	704,0	108,5	37,5	150,0
55966	15	843,5	44,5	12,0	100,0
55967	16	548,0	220,0	132,0	100,0
55968	17	232,5	315,0	202,5	250,0
55969	18	624,5	78,0	47,5	250,0
55970	19	141,0	74,5	334,5	450,0

Resultados restritos às amostras recebidas. Neste laudo não constam interpretação e recomendação.
*Método do densímetro - EMBRAPA (1997). Manual de métodos de análise do solo. 2 ed. Rio de Janeiro. 212 p.

Prof. Fabiano Machado Vezzani, CREA-RS 083747
Coord. Lab. de Física do Solo





UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE SOLOS E ENGENHARIA AGRÍCOLA

CERTIFICADO Nº 12557

LAUDO DE ANÁLISE DE SOLO
ANÁLISE GRANULOMÉTRICA COMPLETA*

Data: 7/5/2010

Solicitante: JULIO MANOEL FRANÇA DA SILVA

Telefone: 9157-6591/3312-3513

Endereço: RUA CARLOS DE CAMPOS, 2169

Cidade: ANTONINA

Estado: PR

Cep:

Nº Lab.	Identificação da amostra	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila
		g/kg			
55971	20	212,5	141,5	146,0	500,0
55972	21	376,0	257,5	116,5	250,0
55973	22	-	-	-	-
55974	23	856,5	48,5	20,0	75,0
55975	24	562,0	209,5	28,5	200,0
55976	25	69,0	82,0	449,0	400,0
55977	26	106,5	98,0	345,5	450,0
55978	27	420,5	233,0	196,5	150,0
55979	28	446,0	231,0	173,0	150,0
55980	29	762,5	126,5	11,0	100,0
55981	30	650,5	151,5	98,0	100,0
55982	31	574,5	205,0	70,5	150,0

Resultados restritos às amostras recebidas. Neste laudo não constam interpretação e recomendação.
*Método do densímetro - EMBRAPA (1997). Manual de métodos de análise do solo. 2 ed. Rio de Janeiro. 212 p.


Prof. Fabiano Machado Vezzani, CREA-RS 083747
Coord. Lab. de Física do Solo




UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE SOLOS E ENGENHARIA AGRÍCOLA
Rua dos Funcionários 1540 Juvevê
Curitiba - PR CEP 80035-050
Fone: (41) 350-5658
Fax: (41) 3505648
e-mail: depsolos@ufpr.br

Nome do Cliente: JULIO MANOEL FRANÇA DA SILVA

Cidade: Antonina - PR

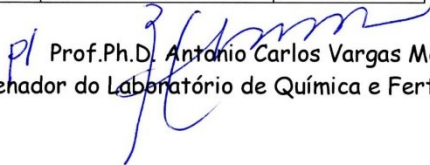
ANÁLISE DE CARBONO (Solo)

Nº DE CONTROLE	IDENT. DA AMOSTRA	C (g/dm ³)
55952	1	12,4
55953	2	7,8
55954	3	20,2
55955	4	14,3
55956	5	40,9
55957	6	26,4
55958	7	2,4
55959	8	34,0
55960	9	2,4
55961	10	13,3
55962	11	5,1
55963	12	2,4
55964	13	27,4
55965	14	12,4
55966	15	5,1
55967	16	2,4
55968	17	21,2
55969	18	7,8
55970	19	72,6


p/ Prof. Ph.D. Antonio Carlos Vargas Motta
Coordenador do Laboratório de Química e Fertilidade do Solo

ANÁLISE DE CARBONO (Solo)

Nº DE CONTROLE	IDENT. DA AMOSTRA	C (g/dm ³)
55971	20	8,7
55972	21	2,4
55973	22	2,4
55974	23	2,4
55975	24	9,6
55976	25	19,2
55977	26	8,7
55978	27	2,4
55979	28	2,4
55980	29	6,0
55981	30	4,2
55982	31	7,8


Prof. Ph.D. Antonio Carlos Vargas Motta
Coordenador do Laboratório de Química e Fertilidade do Solo