

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

DAIANY DUARTE MANIERI

COMPORTAMENTO MORFOESTRUTURAL E DINÂMICA DAS FORMAS DO RELEVO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO PEDRO – FAXINAL – PR

Maringá 2010

DAIANY DUARTE MANIERI

COMPORTAMENTO MORFOESTRUTURAL E DINÂMICA DAS FORMAS DO RELEVO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO PEDRO – FAXINAL – PR

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, área de concentração Análise Regional e Ambiental, do Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes da Universidade Estadual de Maringá, como requisito para a obtenção do título de mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Edison Fortes

Maringá 2010

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

(Biblioteca Central - UEM, Maringá - PR., Brasil)

M278c	<pre>Manieri, Daiany Duarte Comportamento morfoestrutural e dinâmica das formas do relevo da bacia hidrográfica do rio São Pedro, Faxinal, PR / Daiany Duarte Manieri Maringá, 2010. xii, 89 f. : figs. color</pre>
	Orientador : Prof. Dr. Edison Fortes. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Maringá, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2010.
	1. Rio São Pedro, Faxinal, PR - Comportamento morfoestrutural . 2. Rio São Pedro, Faxinal, PR - Morfodinâmica. 3. Neotêctonica - Rio São Pedro, Faxinal, PR. 4. Bacia hidrográfica - Rio São Pedro, Faxinal, PR - Superfícies de aplanamento e alternância climática. 5. Bacia hidrográfica - Rio São Pedro, Faxinal, PR - Modelo de dissecação e modelo de acumulação. I. Fortes, Edison, orient. II. Universidade Estadual de Maringá. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.
	CDD 21.ed. 551.41

"COMPORTAMENTO MORFOESTRUTURAL E DINÂMICA DAS FORMAS DE RELEVO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO PEDRO – FAXINAL - PR".

Dissertação de Mestrado apresentada a Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental.

Aprovada em 08 de julho de 2010.

BANCA EXAMINAD Prof. Dr. Edison Fortes

Orientador - UEM Universidade Estadual de Maringá

Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho Membro convidado Universidade Estadual de Maringá

Prof. Dr. Norberto Morales (membro convidado) UNESP/Rio Claro

"Um ladrão rouba um tesouro, mas não furta a inteligência. Uma crise destrói uma herança, mas não uma profissão. Não importa se você não tem dinheiro, você é uma pessoa rica, pois possui o maior de todos os capitais: a sua inteligência. Invista nela. Estude!" (Augusto Cury)

Dedico esta pesquisa

Aos meus pais Osvaldo e Suely e meus irmãos Daisy e Osvaldo Jr (Juninho), não podendo deixar de agradecer ao meu Noivo Pedro pela compreensão, amor, carinho e dedicação em todos os períodos desta fase acadêmica.

AGRADECIMENTOS

À Deus por iluminar meu caminho e me dar forças para seguir sempre em frente;

Os meus mais sinceros agradecimentos ao professor, Prof. **Dr. Edison Fortes**, por sua ajuda, críticas e compreensão, sem as quais esse trabalho não teria sido realizado. Algumas vezes eu nem sabia por que ele me pedia para fazer isso ou ler aquilo, mas passado um tempo todas as suas palavras foram de grande valia para o desenvolvimento do pensamento geomorfológico aqui empregado;

Ao GEMA (Grupo de Estudos Multidisciplinares do Meio Ambiente) – UEM – Universidade Estadual de Maringá pela utilização das instalações e equipamentos;

Aos professores Susana Volkmer, José Candido Stevaux, Edvard Elias Souza Filho, Nelson Lovatto Gasparetto, Manoel Luiz dos Santos e Marta Luzia de Souza pelo incentivo e apoio em todos os momentos;

À família GEMA: Rafaela Harumi Fujita, Pedro França Júnior, Maria Estela D. Villa, Ordilei Aparecido de Melo, Carina Petsch, Diego Turollo, Adevanilde Cristina B. C. Romão, Edinéia Grizio, Priscila Panzarini Gon, Isabel Leli, Fabiana C. M. Zanparoli, Everton Hafemann Fragal, Otávio Montanher, Fernanda Bortolatto, Eduardo de Souza de Morais, Thalita Dal Santo e Fabio Correa Alves pela amizade, companheirismo e muitas risadas durante os momentos de descontrações. E principalmente à Harumi que tanto me ajudou durante as análises no laboratório e nos momentos difíceis os merecidos "conselhos" e muitas conversas, especialmente os "puxões de orelhas" que sempre são tão necessários;

Aos professores Susana Volkmer, Edvard Elias Souza Filho, José Candido Stevaux, Maria Tereza de Nobrega, Paulo Nakashima pelos auxílios e contribuições, que também foram de muita importância neste trabalho;

Aos meus colegas de mestrado Fernando Ricardo dos Santos, Edivando Vitor Couto, Grace B. Alves, Lucas César F. Sant'Anna, Tiago César F. Sant'Anna, Sueli R. de Oliveira, Márcia L. da Cruz, Alan Charles Fontana, Wilson A. Camargo, com os quais juntos estudamos, sorrimos, mas também por vezes choramos, compartilhando nossos sofrimentos do mestrado, mas também pessoais;

Aos amigos Jefferson, Bernadete, Joana, Vinicius, Bruno, Michael, Natália, Eliane, Carla, André e Rosa, pelo carinho, amizade, incentivo, conselhos e apoio em todas as horas;

À secretária do Programa de Pós-Graduação, Cida, e à secretaria do Departamento de Geografia, Miriam, pela atenção, colaboração e eficiência no decorrer destes anos;

A todos que direta e indiretamente colaboraram para a realização deste trabalho o meu sincero obrigado;

E finalmente, àqueles que sempre me apoiaram, minha família, a vocês eu serei eternamente grata.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
	1.1 Hipótese	3
	1.2 Justificativa	3
	1.3 OBJETIVO GERAL	4
	1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
2	MÉTODOS E TÉCNICAS	5
	2.1 Fundamentação Teórica	7
	2.2 Caracterização da Área de Estudo	10
	2.2.1 Unidades Geotectônicas e Contexto Estrutural do Estado do Paraná	10
	2.2.2 Aspectos Geomorfológicos do Estado do Paraná	18
	2.2.2.1 Uma breve revisão sobre as superfícies de erosão paranaense	19
	2.3 Arcabouço Litoestratigráfico da Bacia do Rio São Pedro	22
	2.3.1 Formação Rio do Rasto	23
	2.3.2 Formação Pirambóia	25
	2.3.3 Formação Botucatu	26
	2.3.4 Formação Serra Geral	27
	2.3.5 Depósitos Cenozóicos	31
3	ANÁLISE FISIOGRAFICA	33
	3.1 Caracterização climática da bacia do rio São Pedro	33
	3.2 Aspectos da cobertura pedológica	35
	3.3 Aspectos fitogeográficos	
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	42
	4.1 Contexto Geomorfológico do Rio São Pedro	42
	4.2 Aspectos geomorfológicos gerais do modelado da bacia hidrográfica	44
	4.3 Caracterização morfodinâmica da bacia hidrográfica	48
	4.4 Caracterização morfoestrutural da bacia hidrográfica	57
	4.5 Níveis de aplanamento da bacia do rio São Pedro	72
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	82
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da bacia do rio São Pedro	2
Figura 2: Alguns condicionantes estruturais no desenvolvimento do relevo.	8
Figura 3: Perfil geológico, esquemático, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozó	ico,
ressaltando o caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes	9
Figura 4: Mapa de Compartimentos Geológicos do Paraná	11
Figura 5: Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná	12
Figura 6: Diagrama em roseta das direções de lineamento NO-SE, NE-SO e E-O	12
Figura 7: (A) Contexto geológico regional da área de estudo mostrando características a	arco
principal da fronteira leste da Bacia do Paraná. (B) Estudo de localização da área e qua	ıdro
estrutural-magnético do Paraná	14
Figura. 8. A distribuição espacial dos elementos do Arco de Ponta Grossa e uma n	ova
proposta estrutural de compartimentação do Cretáceo Inferior	16
Figura 9: Coluna litoestratigráfica	17
Figura 10: Mapa Geológico do Paraná	17
Figura 11: Perfil topográfico esquemático do estado do Paraná (E-W)	18
Figura 12: Coluna estratigráfica parcial da Bacia Sedimentar do Paraná	23
Figura 13: Afloramento de Rio do Rasto	24
Figura 14: Detalhe no barranco de Rio do Rasto	24
Figura 15: Afloramento de arenito da Formação Botucatu, com estratificação cruzad	a e
fraturas	27
Figura 16: Afloramento de arenito Botucatu em zona de ruptura de Declive, próximo ao s	alto
do rio São Pedro	27
Figura 17: Afloramento de Basalto em uma pedreira	28
Fonte: Autora, 2009	28
Figura 18: Afloramento de basalto com falhas N45E subvertical e N38E subvertical	29
Figura 19: Afloramento de basalto	29
Figura 20: seção geológica esquemática regional	30
Figura 21: seção geológica esquemática de um derrame	30
Figura 22: ilustração esquemática mostrando diversos tipos de estruturas relacionada	is a
intrusões de diabásio e suas geometria na Bacia do Paraná	30
Figura 23: Mapa de clima do rio São Pedro	23

Figura 24: Mapa de solo da bacia. Foi sugerido colocar no mapa drenagem, rodovias e áreas
urbanas
Figura 25: Formação fitogeográfica da bacia do São Pedro40
Figura 26: vistada para NE e SE, evidenciando os anfiteatros rasos e a declividade do
relevo42
Figura 27: Destaque o salto do São Pedro43
Figura 28: Perfil longitudinal do rio São Pedro45
Elaboração: Autora, 201045
Figura 29: Mapa hipsométrico40
Figura 30: Mapa clinográfico47
Figura 31: Mapa hidrográfico da bacia hidrográfica49
Figura 32: Mapa Morfodinâmico da bacia do rio São Pedro50
Figura 33: Fotografia com visada para NW-SE mostrando um anfiteatro raso
Figura 34: Mapa de densidade de drenagem da bacia do São Pedro53
Figura 35: Parte de uma fotografia aérea evidenciando o padrão de drenagem da bacia do São
Pedro
Figura 36: Fotografia aérea mostra paleocanais no baixo curso da bacia55
Figura 37: Afloramento de cascalheira no médio curso superior da bacia
Figura 38: afloramento de cascalheira no médio curso inferior da bacia
Figura 39: Fotos esquemáticas evidenciando depósitos coluviais nas médias e baixa
vertentes
Figura 40: Mapa Morfoestrutural da bacia do rio São Pedro
Figura 41: Roseta de lineamentos do alto curso da bacia do São Pedro
Figura 42: Mapa de densidade de lineamentos60
Figura 43: Perfil de alteração de basaltos com arenito <i>intratrapp</i> na base
Fonte: Autora, 2009
Figura 44: Detalhe de camada de arenito intertrapp, localizada na base de latossolo
desenvolvido sobre litologia basáltica6
Figura 45: Perfis A-A' e B-B'62
Figura 46: Perfis C-C' e D-D'63
Figura 47: Vista parcial da parte mediana da bacia do rio São Pedro64
Figura 48: Vista parcial do vale da bacia do rio São Pedro, tomada de montante para
jusante64

Figura 49: Fotografia acima, perfil de barranco do anfiteatro do Salto do São Pedro, com
blocos e cascalhos suportados, situados nas vertentes da margem esquerda do rio São
Pedro66
Figura 50: Perfis E-E' e F-F'67
Figura 51: Modelo Digital do Terreno da Bacia do rio São Pedro68
Figura 52: Vista parcial do relevo na zona limítrofe do CMCB (primeiro plano) com o CMSI
(baixadas ao fundo)
Figura 53: Roseta de lineamentos do médio curso da bacia do São Pedro
Figura 54: Roseta de lineamentos do baixo curso da bacia do São Pedro70
Figura 55: Perfis G-G' e H-H'71
Figura 56:Vista parcial do vale do rio São Pedro73
Figura 57: Vista geral da bacia do rio São Pedro. Foto tomada de jusante para montante74
Figura 58: Perfil longitudinal do rio São Pedro76
Figura 59: Fotografias esquemáticas da área da escarpa erosiva
Figura 60: Modelo digital do terreno elaborado a partir do Mapa de Seppômen. (A e B)78
Figura 61: Mapa de localização dos perfis topográficos longitudinais e transversais da bacia
do rio São Pedro
Figura 62: Perfis longitudinais A-A' e B-B'. ver os comentários da pagina 80, para
argumentar no texto
Figura 63: Seqüência dos perfis topográficos transversais do alto para o baixo curso, em
diferentes condições de aplainamento80

RESUMO

A bacia hidrográfica do rio São Pedro tem como principal curso fluvial o rio homônimo, afluente da margem direita do Rio Ivaí, localizado ao norte do Estado do Paraná, no município de Faxinal e Cruzmaltina, entre as coordenadas 23° 50' 55'' e 24° 09' 25'' de latitude sul e 51°04'54" e 51° 37' 16" de longitude oeste. Compreende uma área de 139,2 km² e altitudes que variam de 1017 metros a 380 metros. A bacia encontra-se no contexto da borda planáltica, que limita o Segundo e Terceiro Planalto Paranaense. As diferentes litologias aflorantes, bem como seus diferentes graus de resistência aos processos intempéricos, proporcionam o desenvolvimento de um mosaico de formas de relevos. A gênese dessas formas foi atribuída anteriormente a mudanças climáticas terciárias e quaternárias, além da participação da erosão diferencial. A gênese atrelada aos processos geoestruturais e neotectônicos foi somente considerada a partir da década de 90 do século passado. Assim, o presente estudo visa compreender as relações do modelado do relevo com as litoestruturas da Bacia Sedimentar do Paraná e os eventos neotectônicos associados. A Bacia do Rio São Pedro é formada pelo modelado de dissecação e o de acumulação. O modelado de dissecação é encontrado no contexto do Terceiro Planalto Paranaense, e caracterizado por rochas basálticas com predomínio de processos pedogenéticos e de alteração geoquímica. O modelado de acumulação corresponde ao Segundo Planalto Paranaense, formado em substrato de rochas Mesozóicas e Paleozóicas da Bacia Sedimentar do Paraná. Na área do presente estudo, ocorrem de base para o topo: arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto, arenitos da Formação Botucatu e Pirambóia e basaltos da Formação Serra Geral. Com base na análise integrada de dados geológicos e geomorfológicos foram propostos três compartimentos para a bacia hidrográfica, o Compartimento Morfoestrutural da Cimeira Basálticas (CMCB), O Compartimento Morfoestrutural das Superfícies Inumadas (CMSI) e O Compartimento Morfoestrutural das Superfícies Dissecadas (CMSD). Na área de pesquisa foram reconhecidas as superfícies aplainadas retrabalhadas do Pd3, Pd2 e Pd1 e seus depósitos correlativos. As análises morfoestruturais indicaram desnivelamento acentuado das superfícies aplainadas, a partir de falhas normais. Considerando a idade de desenvolvimento do Pd3 e do Pd2, atribuída no primeiro do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior, e do segundo Terciário Inferior e Terciário Superior, é factível atribuir uma idade posterior ao Terciário Superior, possivelmente Quaternário, esta atividade tectônica responsável pelo desnivelamento das superfícies.

PALAVRAS-CHAVES: Rio São Pedro, análise morfoestrutural, neotêctonica, superfícies de aplanamento e alternância climática.

ABSTRACT

The drainage basin of the river São Pedro main river course the namesake river, right margin tributary of the River Ivaí, located in the north of Paraná State, in the Faxinal and Cruzmaltina city, between coordinates 23° 50' 55'' and 24° 09' 25'' south latitude and 51°04'54" and 51° 37' 16" longitude west. Comprising an area of 139.2 km² and altitudes vary from 1017 meters to 380 meters. The basin is in the context of the plateau edge, which limit the Second and Third Planalto Paranaense. The different lithologies outcropping, as well as their different degrees of resistance to weathering processes, provide the development of a mosaic of forms of relief. The genesis of these forms was often attributed to tertiary and quaternary climatic changes, besides the participation of differential erosion. The genesis linked to geoestruturais and neotectônic processes was considered only from the 90s of last century. Thus, this study aims to understand the relationship of modeled relief with lithostructural Sedimentary Basin of Paraná and associated neotectonic events. The São Pedro River Basin is formed by dissecting and accumulation of modeling. The dissection modeled is found in the context of the Third Plateau Paranaense, and characterized by basaltic rocks which the predominance of pedogenic processes and alteration geochemistry. The accumulation modeled corresponds to the Second Plateau Paranaense, formed on a substrate of Mesozoic and Paleozoic rocks of the Parana Sedimentary Basin. In the area of this study, occur from base to top: sandstones and siltstones of the Rio do Rastro, sandstones of the Botucatu Formation and Pirambóia, and the Serra Geral Formation basalts. Based on integrated analysis of geological and geomorphological data three compartments were proposed for the river basin, the morphostructural Summit Basalt compartment (CMCB), The Surfaces morphostructural innumerable compartment (CMSI) and The of Surfaces morphostructural Dissected compartment (CMSD). Were recognized in the study area reworked flattened surfaces of Pd3, Pd2 and Pd1 and their correlative deposits. The morphostructural analysis indicated marked unevenness surface planed, from normal faults. Considering the age of development of Pd3 and Pd2, attributed the first of the Upper Cretaceous to Lower Tertiary, and the second Lower Tertiary and Upper Tertiary, is feasible to assign a post-Tertiary age, possibly Quaternary, this tectonic activity responsible for this asymmetry of surfaces.

KEYWORDS: São Pedro river, analysis morphostructural, neotectonics, flattening surfaces and alternating climate.

1 INTRODUÇÃO

A geomorfologia é a ciência que tem por objetivo analisar as formas de relevo, buscando compreender as relações processuais pretéritas e atuais (CASSETI, 1994). Estudos que aplicam esta ciência, e suas metodologias, têm grande importância para a aquisição de conhecimentos básicos a respeito do meio físico e das relações do modelado superficial com as estruturas das rochas na dinâmica dos processos atuantes na configuração da paisagem. O conhecimento geomorfológico de uma região é essencial para a preparação dos estudos de uso e ocupação, devido à dinâmica superficial do terreno que é fortemente controlado pela evolução do modelado.

A despeito dos avanços feitos, nas últimas décadas, em relação ao arcabouço litoestratigráfico e ao comportamento neotectônico do território brasileiro, em especial do Estado do Paraná (HASUI, 1990; SAADI, 1993), estudos de caráter morfoestrutural ainda carecem de procedimento metodológicos adequados.

Apesar das evidências neotectônicas, como agente importante na elaboração dos principais traços do relevo contemporâneo, elas não foram amplamente aceitas por geomorfólogos brasileiros, por seguirem correntes de pensamento associadas à Geomorfologia Climática. Estes pesquisadores atribuíam aos agentes paleoclimáticos a configuração do relevo brasileiro, por meio de superfícies de aplainamento, sendo essas, vinculadas a episódios de semi-aridez e umidade nos trópico, como proposto por Ab' Saber (1949) e Bigarela & Mousinho (1965).

A presente pesquisa justifica-se devido à importância das bordas planálticas, que constituem feições relevantes na evolução morfoestrutural e morfodinâmica do relevo regional, pois podem representar os estágios finais de recuo das escarpas cuestiformes associados aos eventos de caráter paleoclimático e neotectônico.

A integração de dados geológicos e geomorfológicos, associados a criterioso trabalho de campo, permitem a proposição da compartimentação geomorfológica, etapa fundamental para o reconhecimento da situação morfodinâmica e morfoestrutural atual, bem como os processos de ordem paleoclimática e neotectônica responsáveis pela gênese dos modelados.

A bacia hidrográfica do rio São Pedro encontra-se localizada no norte do Estado do Paraná, município de Faxinal e Cruzmaltina, entre as coordenadas geográficas 23° 50' 55'' e 24° 09' 25'' de latitude sul e 51° 04' 54'' e 51° 37' 16'' de longitude oeste. Compreende uma área de 139,2km² e altitudes que variam de 380m a 1017m. O rio São Pedro nasce no Terceiro

Planalto Paranaense e ao longo de seu curso atravessa as escarpas da Serra Geral, através de falhas que cortam litologias mesozóicas e paleozóicas até sua confluência com o rio Alonzo, no Segundo Planalto Paranaense.

As vias de acesso estão representadas pelas rodovias: federal BR 376 e estadual PR 272 e PR 445. Outras vias pavimentadas ou sem pavimentação permitem acesso a toda área de pesquisa (Figura 1). A bacia dista 137 km de Maringá através da BR-376, e de Londrina cerca de 100 km, utilizando PR-445 e também BR-376.



Figura 1: Localização da bacia do rio São Pedro.

1.1 HIPÓTESE

A bacia hidrográfica do rio São Pedro ao longo do seu curso apresenta um arranjo estrutural delineado pelas Formações Serra Geral, Botucatu, Pirambóia e Rio do Rasto, e cujo quadro evolutivo encontra-se associado ao seguintes elementos:

A. Controle estrutural gerado pela falhas NW-SE e NE-SW;

- B. Influência da alternância climática na bacia;
- C. O desenvolvimento de superfícies de aplanamento;
- D. As evidências de tectônica e neotectônica na bacia e;
- E. A evolução do modelado morfoestrutural e morfodinâmico da bacia.

1.2 JUSTIFICATIVA

A bacia hidrográfica do rio São Pedro encontra-se na conjuntura das bordas planálticas que são caracterizadas pela evolução morfoestrutural e morfodinâmica do relevo regional, podendo representar os estágios finais de recuo das escarpas cuestiformes, interligados aos eventos de caráter paleoclimático e neotectônico.

Trabalhos em bordas de planaltos, principalmente no Segundo Planalto Paranaense, ainda são muito escassos. A maior parte das pesquisas desenvolveu-se nas bordas de planaltos de outros estados brasileiros, como São Paulo.

Autores como Ab'Saber (1949), King (1956) e Ross (1990), propõem para o território brasileiro uma sucessão de superfícies de aplanamento. Bigarella, Mousinho & Silva (1965) propõem especificamente para o estado do Paraná as superfícies de erosão, mas os mesmos não caracterizam o Segundo Planalto Paranaense. Em decorrência disso, as superfícies de aplanamento foram investigadas na bacia em estudo, por se tratar de processos relevantes na mesma.

As superfícies de aplanamento identificadas na bacia foram associadas a processos tectônicos devido ao grande controle estrutural da bacia e a indícios de tectonismo contemporâneo.

1.3 OBJETIVO GERAL

Investigar a influência do arcabouço litoestratigráfico e estrutural na compartimentação geomórfica e na evolução do modelado do relevo da bacia hidrográfica do rio São Pedro.

1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Entre os objetivos específicos destacam-se:

- Estabelecer correlação entre os níveis de aplanamento e os processos neotectônicos relacionados;
- Compreender as influências litoestruturais na configuração da rede de drenagem;
- Analisar as influências litoestruturais no desenvolvimento dos processos erosivos e deposicionais na bacia;
- Entender a participação dos eventos paleoclimáticos na evolução do modelado;
- Propor uma compartimentação morfoestrutural para a bacia do rio São Pedro.

2 MÉTODOS E TÉCNICAS

O relevo constitui um dos componentes da natureza que resulta das interações das forças endógenas e exógenas, por estar na interface litosfera-atmosfera. Grigoriev (1968 *apud* REIS NAKASHIMA, 1999) destaca o caráter dinâmico e interativo entre os diversos estratos terrestres que estão estreitamente inter-relacionados e interconectados em estrutura e evolução, de modo a formar um todo indivisível, um fenômeno natural peculiar com leis próprias de estrutura e evolução.

Inicialmente realizou-se a revisão bibliográfica de estudos sobre bacia hidrográfica. Após isso, elaborou-se a base cartográfica da presente pesquisa onde foram utilizadas as cartas topográficas: folhas Faxinal (SG. 22-V-B-III-1/MI-2805/1) e Rio Bom (SF. 22-Y-B-VI-III/MI-2784-3), editadas pelo IBGE em 2000, ambas na escala de 1:50000. Foi realizada a digitalização da base por meio do programa Spring 5.0.6. O banco de dados gerado possibilitou a construção de cartas morfométricas, como a hipsométrica e clinográfica.

Para o mapa clinográfico sistematizou-se a metodologia de análise fisiográfica de Moraes & Rueda (2008) que possibilita a compreensão dos mecanismos que condicionam a unidade de paisagem em função dos processos morfogenéticos e altimétricos. Devido às características do modelado regional optou-se pelas diretrizes de declividade, proposta de Pinheiro Jr et al. (2006), que estabeleceram intervalos de 0-8%, 8-13%, 13-25%, 25-45%, 45-100% e maior ou igual a 100%.

O processo de extração dos dados geomorfológicos, através de fotointerpretação, foi adaptação da metodologia de mapeamento sistematizada no Manual Técnico de Geomorfologia, IBGE (1995). As fotos aéreas foram fornecidas pelo ITCG, na escala de 1:25000, do vôo executado em 27/05/1980. Os trabalhos de fotointerpretação permitiram a elaboração do mapa geomorfológico preliminar.

Para a análise altimétrica e correlação com as superfícies de aplanamento, bem como as interpretações morfoestruturais foi necessário a geração do MDE (Modelo Digital de Elevação) e perfis longitudinais e transversal da bacia, através dos aplicativos Surfer 8, Global Mapper 8 e CorelDraw X3.

Para a extração dos lineamentos da bacia hidrográfica durante a elaboração do mapa de lineamentos, foram utilizados os dados topográficos do TOPODATA disponibilizados pelo INPE (2008). A bacia hidrográfica foi recortada no Global Mapper 8 e exportada para o Spring 5.0.6. No Spring processou-se uma grade que produziu uma imagem sombreada para

realçar as feições lineares da área. Após esta etapa, iniciou-se a obtenção dos lineamentos manualmente. Os diagramas de rosetas nas freqüências absolutas e relativas foram baseados na metodologia de Andrades Filho & Fonseca (2009), analisando o arranjo estrutural que condiciona o relevo da bacia.

De acordo com Valeriano (2005), a evolução do uso de dados topográficos em estudos do meio físico devem se intensificar na medida em que bases de dados se tornarem disponíveis e mais facilmente incorporadas no fluxo dos trabalhos de pesquisa. Ainda conforme o mesmo autor, tais ganhos estão condicionados, sobretudo, às possibilidades de análise dos recursos existentes e das características dos dados SRTM nas diferentes situações de relevo.

Valeriano (2005) elaborou as bases dos dados topográficos usando os dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) a partir do projeto TOPODATA (2008), constituindo ferramentas potenciais na análise estrutural. Os lineamentos estruturais são visto como feições do terreno que ocorrem de forma complexa e a sua extração automática é muito difícil de ser realizada de forma eficiente.

Para a obtenção dos mapas de densidade de lineamento foi adaptada a metodologia de Moura et al. (2009) com dados topográficos do TOPODATA, INPE (2008). O mapa de densidade de drenagem foi obtido a partir da metodologia de Moura et al. (*op. cit*), com base na rede de drenagem adquirida por meio de fotointerpretação.

Em campo foram realizados o reconhecimento da área e a checagem das informações obtidas pela fotointerpretação. Foram realizadas descrições de afloramentos de rochas e de depósitos inconsolidados, bem como o registro fotográfico. As estruturas planares e lineares foram descritas, quanto às atitudes, litologias, materiais de preenchimento, planos de cisalhamento e relações com os relevos associados, junto aos afloramentos de rochas. Os dados descritos foram obtidos mediante o emprego de bússola tipo Brunton, e georreferenciadas através do GPS MAP 76CSx Garmim.

Após a etapa de campo efetuou-se a construção dos mapas: hidrográfico, morfodinâmico e da compartimentação morfoestrutural, no qual foram utilizados os softwares: Global Mapper 8, Spring 5.0.6 e CorelDraw X3.

Os trabalhos de mapeamento foram concluídos com a construção do Mapa de Compartimentação Morfoestrutural, que foi elaborado a partir da correlação dos mapas temáticos confeccionados.

2.1 Fundamentação Teórica

A porção superior da crosta terrestre constitui uma camada muito heterogênea quanto às estruturas e à composição mineralógica e petrográfica, o que resulta em um comportamento diferencial quanto aos processos erosivos que nela atuam. Cada rocha se comporta de forma diferente no ambiente diante de sua resistência perante aos agentes intempéricos químicos ou físicos. Büdel (1982) afirma que a velocidade dos movimentos epirogênicos de levantamento ou subsidência determina os grandes aspectos das feições morfológicas, como altas montanhas, planaltos, planícies e áreas de subsidência.

Na geomorfologia o controle estrutural implica na influência das estruturas geológicas no desenvolvimento do modelado da paisagem, seja em grandes ou pequenas áreas. Esse controle estrutural de origem tectônica pode ser de dois tipos: 1) estruturas ativas influenciando diretamente a paisagem atual; 2) estruturas passivas de origem antiga interferindo diretamente na erosão diferencial (BIGARELLA, 2003). Ainda segundo o mesmo autor a tectônica ativa é caracterizada pelas estruturas que sofreram movimentos diretos no Quaternário, denominados de neotectônica.

A neotectônica foi definida por Obruchev (1948) como uma sucessão de movimentos crustais recentes, desenvolvidos a partir do terciário superior e durante todo o quaternário. Segundo Suguio & Martin (1996) a neotectônica seria destituída de implicações cronológicas, abrangendo desde os movimentos instantâneos (sísmica) ate os que ocorreram a 107 anos AP, sendo esse conjunto de processos ocorridos a partir do Neógeno que determinaria o desenvolvimento das principais feições do relevo atual.

O International Union for Quaternary Research (INQUA) utiliza a definição sugerida por Pavlides (1989 apud LIMA, 2000) "neotectônica é o estudo de eventos tectônicos jovens, que ocorreram ou ainda estão ocorrendo em uma região qualquer, após sua orogênese ou após o seu reajustamento tectônico mais significativo".

No Brasil, apesar da palavra neotectonismo ser amplamente divulgada, Hasui (1990) utilizou o termo tectônica ressurgente para a reativação de falhamentos pré-cambrianos durante o tércioquaternário, ocorrida em território brasileiro.

Os processos neotectônicos no Brasil correspondem de acordo com Hasui (1990) à migração do continente sul-americano e conseqüente abertura do Atlântico Sul, iniciada no terciário médio, por considerar que essas movimentações ocorrem até os dias atuais. Propondo ainda como o início da deposição do Grupo Barreiras e do último pacote das bacias

costeiras, e o término do magmatismo em território brasileiro, há cerca de 12 M.a. no Nordeste, datando portanto do Mioceno Médio sendo marco dos eventos neotectônicos.

Entretanto, esses fenômenos podem ser resultado da neotectônica como também podem ser atectônicos, derivados de movimentos de acomodação de camadas.

Já as estruturas passivas foram herdadas de movimentos tectônicos antigos. De modo geral, toda a paisagem esculpida pelos processos erosivos exibe maior ou menor influência das estruturas geológicas antigas na elaboração de sua morfologia. Segundo Bigarella (2003) essas estruturas geologicamente inativas facilitam a ação diferencial ou seletiva dos processos intempéricos e erosivos. A influência estrutural manifesta-se na paisagem em virtude do ataque erosivo diferenciado aos diferentes tipos de rochas resultando em taxas de alteração sob várias condições climáticas. Desse mecanismo resulta que as rochas mais resistentes sobressaem-se na paisagem.

O encaixamento dos rios segue preferencialmente as linhas de fraqueza estruturais mais evidentes. As estruturas que apresentam o mesmo sentido do mergulho (homoclinal) são camadas mais resistentes que podem originar superfícies de erosão estrutural.

Nas bacias sedimentares, quando ocorre processo de basculamento suave, com até 7° de inclinação, as camadas de rochas mais resistentes são expostas a erosão diferencial desenvolvendo uma *cuesta* e um cinturão topográfico mantido pela rocha inclinada. Com isso os vales tendem a seguir a direção dos estratos menores (Figura 2).



Figura 2: Alguns condicionantes estruturais no desenvolvimento do relevo.

Legenda: A = formação de cuesta: 1 = escarpa; 2 = reverso representado por uma superfície aplainada suavemente inclinada; <math>3 = camada resistente à erosão. Adaptado de Lattman (1968 *apud* BIGARELLA, 2003).

A feição de escarpa de linha de falha representa uma forma topográfica elaborada através de modificações erosivas a partir do plano de falha, em via de regra, a escarpa inicial pode evoluir pelo recuo paralelo e distanciar-se da linha da falha original.

As falhas e fraturas, bem como a intensidade dos diáclases apertados e os planos de cisalhamento reduzem localmente a resistência das rochas, originalmente resistentes à erosão. Com isso, a resistência é enfraquecida ao longo dos planos afetados, bem como onde o diaclasamento é mais apertado, sendo as diáclases mais freqüentes. No caso desses planos ou faixas tornarem-se eventualmente mineralizadas ou sofrerem intrusões, eles tornam-se mais resistentes e destacam-se na morfologia (BIGARELLA, 2003).

Um dos efeitos mais significativos do falhamento é a formação de escarpas de falhas com levantamento abrupto do relevo com desenvolvimento na rocha de estriações e superfícies pólidas (Figura 3).

Aas estruturas que formam a Serra do Mar paranaense evidenciam processos de basculamento de blocos permitindo o desenvolvimento de montanhas a partir de estruturas do tipo *horsts* e *grabéns*.

Mesmo que não haja qualquer deslocamento aparente ao longo de uma falha, ou de uma zona de fratura onde a rocha foi quebrada, ou intensamente diaclasada, seus efeitos são evidenciados na topografia pela erosão diferencial. Dessa forma, vales retilíneos seguem as linhas estruturais antigas (tectônica passiva). Um sistema bem desenvolvido de diaclasamento, fraturas e pequenas falhas podem originar um padrão retangular de drenagem com segmentos maiores ou menores com mudanças abruptas no sentido da corrente (BIGARELLA, 2003).



Figura 3: Perfil geológico, esquemático, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozóico, ressaltando o caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes.

Modificado de Bacoccoli (1973 apud LIMA, 2000).

Nas bacias sedimentares intracratônicas, os longos processos de denudação marginal e circunsdenudação resultaram na formação de extensos e diversificados sistemas de '*cuestas*'. Nas bordas das grandes bacias sedimentares brasileiras, após longos períodos denudacionais pré-cretáceos, foram esculpidas em rochas sedimentares ou lavas escarpas estruturais que em grande parte apresentam-se como relevos cuestiformes.

2.2 Caracterização da Área de Estudo

2.2.1 Unidades Geotectônicas e Contexto Estrutural do Estado do Paraná

O estado do Paraná compreende duas grandes unidades geotectônicas (Figura 4): o Escudo Atlântico e a Bacia Sedimentar do Paraná (BSP). O Escudo Atlântico paranaense aflora nas regiões do Litoral, Serra do Mar e Primeiro Planalto, contendo rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, cujas idades variam do Arqueano (2,6 bilhões de anos) ao Paleozóico Inferior (450 milhões de anos), constituindo as rochas mais antigas do estado. A região insere-se no compartimento geoestrutural da Província Mantiqueira, caracterizada pela tectônica dúctil e rúptil destas faixas brasiliana, que atingiram de modo diversificado as margens dos crátons e de suas coberturas sedimentares, conforme destacou Schobbenhaus & Neves (2003).

O processo de soerguimento da Serra do Mar foi evento tectônico que influenciou os limites orientais da BSP. Teve início no Turoniano, prosseguindo até épocas recentes, tendo afetado toda a região Sul e Sudeste Brasileira e sendo derivado de pulsos tectônicos recorrentes, segundo Bacoccoli & Aranha (1984 *apud* ZALÁN et al., 1990). Os falhamentos possivelmente foram originados por uma tectônica tensional, provocando basculamento de blocos de falha, dispondo-os em degraus. Na região nordeste paranaense este sistema de falhamentos em blocos desenvolveu estruturas de *horst* e gráben.

Os falhamentos da BSP foram reativados diversas vezes a partir de estruturas herdadas do pré-cambrianas (MEMPEL ,1957, BISCHOFF,1957 *apud* BIGARELLA, 2003).

As rochas do escudo mais antigas com alto grau metamórfico (granulitos) situam-se na porção sudeste, próximo ao litoral. As rochas com menor grau de metamórfico ocorrem na porção noroeste do escudo, correspondendo às rochas do Grupo Açungui (filitos, mármores, quartzitos, entre outras).



Figura 4: Mapa de Compartimentos Geológicos do Paraná. Fonte: Mineropar, 2001.

A BSP constitui uma unidade geológica que abrange parcialmente o território brasileiro, uruguaio, paraguaio e argentino, com cerca de 1.400.000 km², dos quais 1.100.000 km² recobrem o território nacional. Seu preenchimento compreende rochas sedimentares e ígneas com depósitos de idades que variam do Ordoviciano ao Cretáceo Superior apresentando mergulho suave em direção oeste.

Grande parte da evolução estratigráfica da BSP foi controlada por falhas herdadas do embasamento (pré-cambriano). Zalán et al. (1990) identificaram na bacia a superposição de pacotes depositados, em três ambientes tectônicos distribuídos temporalmente no Siluriano-Devoniano; Carbonífero-Permiano e Jurássico-Cretáceo, decorrentes da dinâmica de placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico.

O embasamento da BSP é constituído por diversos núcleos cratônicos rodeados por faixas móveis, recobertos por sedimentos, todos formados durante o Ciclo Brasiliano (700-450 Ma). A constituição do arcabouço da bacia sedimentar é de natureza policíclica, marcada por eventos alternados de subsidência (evidenciado nas sequências) e soerguimentos (marcados pelas discordâncias).

A existência de grande número de zona de fraqueza no embasamento serviu como vias de dissipação dos esforços intraplaca, permitindo movimentos verticais e horizontais, suficientes para influenciar mudanças e distribuição de fácies, além de possibilitar deformações localizadas (ZALÁN et al., 1990; ETCHEBEHERE, 2000).

O arcabouço estrutural da BSP mostra um marcante padrão de feições lineares que podem ser divididas em NO-SE, NE-SO e E-O (Figura 5). As duas primeiras orientações são as mais importantes, podendo constituir falhas simples ou extensas zonas de falhas com centenas de quilômetros de comprimentos e poucas dezenas de quilômetros de largura.

O histograma de lineamentos feito por Zalán et al. (1990), obtido através de estudos aeromagnetométricos, indica nitidamente a distribuição bimodal das zonas de fraqueza (Figura 6).

Segundo o autor supracitado os lineamentos NE, nordeste são claramente derivados de dois cinturões móveis brasilianos, que afloram nas margens leste e sudeste da bacia sedimentar, estendendo-se sob ela através da sua porção meridional. Esses lineamentos também são evidenciados na porção noroeste da BSP, numa clara influência da faixa Paraguai-Araguaia. Não há clareza sobre a origem dos lineamentos NW, sabe-se que são tão antigos quanto os lineamentos NE ou até mais velhos.



Figura 5: Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná.

A Bacia é dominada por lineamentos tectônicos de direção NW-SE; NE-SW e E-W. No estudo desenvolvido encontraremos maior importância nas estruturas numeradas, 5-Zona de falha de Guapiara; 7-Falha de São Jerônimo-Curiúva; 8-Arco de Ponta Grossa; 9-Zona de Falha Curitiba-Maringá; 10-Falha do Rio Alonzo; 18-Falha de Guaxupé; 19-Falha de Jacutinga.

Fonte: Adaptado de Zalán et al. (1990).



Figura 6: Diagrama em roseta das direções de lineamento NW-SE, NE-SW e E-W. Fonte: Adaptado de Zalán et al. (1990).

Os picos alternados de atividade das falhas NW e NE são provavelmente devidos a diferentes campos de esforços que atuaram durante o Paleozóico, em resposta aos vários eventos colisionais que afetaram as margens ocidentais e meridionais do Gondwana, conforme salienta Zalán et al. (1990). E o autor ainda complementa afirmando que dependendo da orientação dos campos de esforços que eram enviados para o interior da placa, um dos grupos de lineamentos estaria numa situação favorável para ser reativado, enquanto o outro grupo teria sua atividade drasticamente diminuída ou mesmo bloqueada.

No decorrer do rompimento do supercontinente de Gondwana, período Juro-Cretáceo, ocorreu reativação das falhas de direção predominante NW promovendo o condicionamento de milhares de corpos ígneos intrusivos e a extrusão do mais volumoso derrame de lavas do planeta. Este evento tectônico foi o mais forte dentre aqueles que, de alguma maneira, afetaram a BSP. Este evento foi denominado de reativação Wealdeniana por Almeida (1967), ou evento Sul-Atlantiano por Schobbenhaus et al. (1984), ambos mencionados por Zalán et al. (1990).

A flexura crustal denominada de Arco de Ponta Grossa constitui uma estrutura de relevância regional na BSP, pois criou um importante arqueamento na borda oriental, especificamente no estado do Paraná. De acordo com Zalán et al. (1990) e Soares et al. (1982), todos os arcos NW são expressões de antigas e profundas falhas, ambas tem resposta aeromagnetométrica expressiva, indicando presença de espessos diques de diabásio, que seriam alimentadores dos derrames do Mesozóico.

O Arco de Ponta Grossa soerguido no Mesozóico, também foi relacionado aos primórdios do rompimento entre a América do Sul e a África. A região central do arco é limitada pela Falha de São Jerônimo-Curiuva e a do Rio Alonzo (Figura 5), área esta com forte concentração de diques de diabásio.

A evolução do arco na época foi influenciada pela elevação térmica e estrutural de direção NW-SE, influenciada pelo *hotspot* de Tristão da Cunha, que também foi responsável pelo estiramento crustal NE-SW, magmatismo extrusivo e intrusão de diques (STRUGALE et al., 2007).

Segundo Strugale et al. (2007) as zonas de falhas NW-SE presente nas elevações topográficas e estruturais são limitados por falhas extensionais de rotação estilo tesoura, tendo a região mais deformada pela intrusão de diques que coincide com um cinturão de enxame de diques de diabásio entre os alinhamentos estruturais do Rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva (Figura 7).



Figura 7: (A) Contexto geológico regional da área de estudo mostrando características arco principal da fronteira leste da Bacia do Paraná. (B) Estudo de localização da área e quadro estrutural-magnético do Paraná.

Adaptado de Strugale et al., 2007.

Strugale et al. (2007) propõem uma compartimentação morfotectônica da região da Serra do Cadeado, a partir de blocos tectônicos definidos como: bloco sudoeste, central e nordeste, limitados pelas zonas de falhas de Tamarana e rio Pereira, ambas de direção NW-SE (Figura 8). Segundo os referidos autores o bloco central corresponde a zona mais soerguida, com caimento para NE e SW. A bacia do rio São Pedro encontra-se no contexto periférico do alto estrutural, que constitui regionalmente ao bloco central segundo os autores supracitados.

As principais descontinuidades do período Permiano que propagam deformações na unidade superiores da BSP são reflexões das reativações das falhas NE-SW, segundo Rostirolla et al. (2000) e Strugale et al. (2007) que atribuem os processos de subsidência acelerada na bacia sedimentar a estas descontinuidades. Extensas feições erosivas foram descritas no final da década de 1990 por Milani e Ramos na BSP.

Na parte central do arco de Ponta Grossa, delimitada pelos lineamentos do rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva, Portela Filho (2002) calculou uma extensão mínima de 13% da crosta terrestre, com base em diques e remanecentes de anomalias magnéticas. A presença de zonas de fraqueza, segundo Ferreira (1982 *apud* STRUGALE et al., 2007) e Zalán et al. (1990) favoreceram a maior concentração de diques entre os alinhamentos do rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva.

Os lineamentos de direção E-W também são pouco compreendidos nesta bacia sedimentar, estudo como de Zalán et al. (1990), Barros e Silva (2007), conforme também estudados por Soares et al. (1982) e Zalán et al. (1987), definiram que estas feições são do período Triássico. Isso foi detectado através de mapas de aeromagnetométricos (BETTÚ et al., 2006) e imagens de satélite. Devido ao seu paralelismo e idade, sugere uma ligação com a abertura Oceano Atlântico Sul.

As falhas NW foram fortemente reativadas gerando feições morfoestruturais, como serras alongadas e drenagens de direção NW, influenciadas pelos diques de diabásio. Autores como Zalán et al. (1990) e Bettú et al. (2006) comentam sobre as relações de eventos tectônicas, os três grupos de lineamentos prosseguem suavemente ativos até hoje (Figura 9).

O arcabouço geológico da BSP apresenta uma evolução complexa de diversas litologias representada por rochas sedimentares e ígneas. Diversos pulsos tectônicos deram origem ao relevo paranaense, modelado subsequentemente por ação dos climas pretéritos e atuais (Figura 10).



(mod. O'Connor & Duncan, 1990).

Figura. 8. A distribuição espacial dos elementos do Arco de Ponta Grossa e uma nova proposta estrutural de compartimentação do Cretáceo Inferior.

As características morfotectônica (A), área em destaque bacia do São Pedro, e as estruturas principais (B) relacionados como o *Hotspot* do Tristão da Cunha (C).

Modificado de Strugale et al. 2007.



Figura 9: Coluna litoestratigráfica. Fonte: Zalán et al. (1990).



Figura 10: Mapa Geológico do Paraná. Fonte: Mineropar, 2001.

2.2.2 Aspectos Geomorfológicos do Estado do Paraná

O estado do Paraná consiste em uma sucessão de planaltos, formando uma seqüência de patamares que inclinam suavemente para oeste e norte acompanhando o mergulho das formações geológicas. Levando em consideração o substrato geológico, Maack (1968) mostrou uma classificação simplificada do relevo onde destaca a Planície Costeira, a Serra do Mar, o Primeiro Planalto, o Segundo Planalto e o Terceiro Planalto (Figura 11). O limite entre os planaltos supracitados ocorre a partir de bordas soerguidas por atividades epirogenéticas no Terciário. Essas bordas são representadas por serras como a Serrinha ou Serra de São Luis do Purunã que divide o Primeiro do Segundo Planalto e a Serra Geral que divide o Segundo do Terceiro Planalto.



Figura 11: Perfil topográfico esquemático do estado do Paraná (E-W). Fonte: FORTES et al. (2008).

A bacia hidrográfica, objeto do presente estudo, está inserida no contexto limítrofe do Segundo e Terceiro Planalto.

O **Segundo Planalto**, também denominado de *Planalto de Ponta Grossa*, faz limite com o Primeiro a partir de zona escarpada.

As rochas que compõem esta zona limítrofe são paleozóicas da base da escarpa e todo o Segundo Planalto. Esta unidade morfoestrutural apresenta-se na forma de um arco com concavidade voltada leste e influenciada pelo Arco de Ponta Grossa. Estes planaltos ocorrem de forma escalonada com superfície regional suavemente inclinada para oeste, formando uma paisagem de degraus estruturais típica, com as testas das escarpas voltadas para leste.

O **Terceiro Planalto** ou *Planalto de Guarapuava* é separado do Segundo Planalto por relevo de *cuesta*. Este é formado por rochas eruptivas básicas que constitui a testa da escarpa seguida por rochas sedimentares que formam as zonas de pedestal. Nas zonas do reverso da cuesta que caracterizam o Terceiro Planalto Paranaense, apresentam relevos, chapadas, platôs e mesetas,

além de colinas de vertentes alongadas e convexas modeladas a partir dos arenitos suprabasáltico do Grupo Bauru.

Os sistemas fluviais que drenam o Terceiro Planalto permitem a divisão dessa unidade geomórfica em blocos que se distribuem no sentido E-O, controlados pelos rios Tibagí, Ivaí, Piquirí e Iguaçú.

2.2.2.1 Uma breve revisão sobre as superfícies de erosão paranaense

Autores como Ab'Sáber, Bigarella, Mousinho e Silva realizaram diversas pesquisas sobre superfície de erosão no território nacional, ao Primeiro Planalto atribuiram as Superfície Pré-Furnas; Superfície de Erosão do Purunã (Pd₃); Superfície do Alto Iguaçu; Superfície de Curitiba. No Terceiro Planalto foram delimitadas 4 superfícies: Superfície de Cimeira (Pd₃); Superfícies Interplanáticas Pd₂, Pd₁ e Pd₀ = P₂. No segundo planalto não foi identificadas superfícies, mas Ross (1995) engloba este planalto na Depressão Periférica da Borda Leste da Bacia do Paraná.

O Primeiro Planalto Paranaense e suas áreas limítrofes representadas pela Serra do Mar e Escarpa Devoniana encontram-se os remanescentes de quatro superfícies de erosão. As duas mais antigas encontram-se nas elevações que circundam o Planalto de Curitiba, são identificadas por remanescentes dispersos e preservados em rochas com maior resistência à erosão, assumindo a feição de patamares e ombreiras isoladas.

As superfícies de erosão paranaense foram identificadas por Ab'sáber e Bigarella na década de 1960, denominadas como superfície pré-furnas, superfície de erosão do Purunã (Pd₃), superfície do Alto Iguaçu, superfície de Curitiba, superfície de cimeira (Pd₃), e superfícies interplanáticas Pd₂, Pd₁ e Pd₀ que corresponde ao P₂.

A superfície pré-furnas (ordoviciana) é a mais antiga e encontra-se inumada, sob os depósitos da Formação Furnas. Constitui-se uma superfície aplanada, evidenciada por discondância erosiva que faz o contato entre as rochas areníticas da Formação Furnas com as rochas pré-cambrianas do Grupo Açugui.

Bigarella (2003) comenta que o aplanamento pré-furnas foi elaborado por processos de pediplanação sob condições climáticas rigorosas. O pediplano constituído foi posteriormente submetido ao clima úmido originando espesso manto de intemperismo, sobre o qual transgrediu o mar, onde se depositou a sequência arenítica da Formação Furnas.

A **superfície de erosão do Purunã** (**Pd**₃) é marcada como o início da fase erosiva cenozóica. Caracterizada como uma superfície de cimeira dos velhos planaltos paranaenses possui remanescentes retrabalhados em alguns maciços elevados do reverso da Serra do Mar (1400-1500 m) e reverso da escarpa da Serrinha, cerca de 1200 m de altitude. Trata-se da mais antiga superfície de erosão sepultada por rochas sedimentares.

Esta superfície foi deformada em abóboda na região do Primeiro Planalto, falhada e basculada na região da Serra do Mar. Essa deformação, embora muito antiga condicionou a drenagem a abrir em forma de leques em direção aos vales dos rios Paranapanema e Paraná, bem como estabeleceu definitivamente parte da drenagem em direção leste, na porção oriental do estado.

Este processo de deformação ocorrido no conjunto superfície do Purunã confere à drenagem o caráter duplo, tipicamente superimposta, porém ligeiramente antecedente, impondo sua conformação semiradial. Desse modo, explicam-se os sucessivos e notáveis boqueirões epigenéticos elaborados pelos rios paranaenses nas escarpas escavadas pelos fenômenos de denudação marginal subseqüente, posteriormente à fixação dos grandes rios consequentes (Ivaí, Tibagi, Iapó e Iguaçu), afluentes dos rios Paranapanema e Paraná.

A **superfície do Alto Iguaçú** foi formada por uma superfície intermontana ou interplanáltica, comportando-se como uma superfície destruída, desenvolvida a partir do pediplano Pd₃. Ela corta as velhas dobras das formações pré-devonianas do núcleo curitibano no Escudo Brasileiro, corresponde ao primeiro sistema de depressões periféricas subsequentes elaboradas por entre as diferentes seções do planalto meridional paranaense. Segundo Bigarella (2003) sua evolução posterior foi mais complexa que nas faixas interiores de aplanamento interplanálticos, pelo fato da combinação das interferências climáticas e tectônicas.

A gênese da **superfície de Curitiba**, de caráter complexo, está condicionada a diversos eventos que conduziram ao preenchimento sedimentar da bacia de Curitiba. Os processos erosivos em clima semi-árido contribuíram para o rápido rebaixamento do relevo, acarretando a formação de um pediplano circundante à bacia, em forma anelar alongada e irregular inclinando para o centro da mesma.

Na região norte do estado, a **superfície de cimeira** (Pd₃) apresenta planaltos residuais no reverso da Serra Geral. O relatório do Projeto RADAM Brasil referiu-se como Unidade Geomorfológica Planaltos Cuestiformes, composta do modelado de aplanamento degradado inumado por depósitos correlativos e de refeiçoamentos posteriores.

Contribuindo com a discussão, Justus (1985) afirma que a superfície de cimeira apresenta uma inclinação suave para NW. A pequena extensão das áreas ainda demonstra características de aplanamento, porém a reconstituição de sua história e a determinação dos espaços originalmente ocupados é de difícil análise. Esta superfície compõe-se de planaltos fragmentados, remanescentes de um nível de aplanamento cimeiro, limitados muitas vezes por *cuestas* e escarpas. Esta unidade constitui no reverso imediato das escarpas da Serra Geral, sendo seccionada nos locais dos rios Tietê e Paranapanema, com seus respectivos afluentes, com superimposição transpõem suas bordas escarpadas cuestiformes.

Nos relevos residuais que formam as serras do Cadeado e Grande no Paraná, dissecados pela drenagem superimposta do rio Tibagi, onde suas altitudes ultrapassam 1.000 m, as formações superficiais são de pouca espessura e descontínuas, com afloramentos rochosos e solos da classe do neossolo, cambissolo e argissolo. Os remanescentes dessa superfície apresentam-se limitados por escarpas, tendo as rochas dominantes constituídas por basaltos da Formação Serra Geral.

A superfície de cimeira teve seu desenvolvimento completo durante vigência de condições climáticas semi-áridas, responsáveis pela degradação lateral do terreno, originando um vasto pediplano (JUSTUS, 1985). Ainda segundo o autor, com o advento de clima mais úmido, e com a instalação da drenagem exorréica, os rios conseqüentes passaram a dissecar o pediplano de cimeira (Pd3), sendo provavelmente dessa época a superimposição do rio Ivaí. Com o retorno a condições de morfogênese semi-árida, com predomínio dos processos de pedimentação, favorecendo o alargamento dos vales pelo recuo lateral das vertentes, teve lugar o desenvolvimento de uma superfície de erosão aplanada, à custa da anterior. A superfície aplanada então formada constitui o nível mais baixo da superfície de cimeira.

Bigarella (2003) diz que o nível mais baixo aplanado a partir da superfície de cimeira situa-se em altitudes em torno de 850 a 1.000 metros, nas serras das Laranjeiras, do Cadeado e Grande, correspondendo às áreas de degradação inumadas e com dissecação grosseira e média, com aprofundamentos da drenagem entre 25 a 40 metros e entre 45 e 71 metros.

A *superfície interplanáltica* é dominada pelos remanescentes dissecados da superfície de cimeira; as superfícies interplanálticas desdobram-se em pelo menos três níveis pediplanados (Pd₂, Pd₁ e Pd₀ que é igual ao P₂), embutidos e escalonados. Eles formam a Unidade Geomorfológica Planaltos Rebaixados.

O **pediplano** Pd_2 , superfície de erosão localizada em nível topográfico mais baixo de que a superfície de Pd_3 , ocorre nos interflúvios dos rios Itararé-Jacarezinho, Laranjinha-Congonhas-Tibagí, Paranapanema-Ivaí e Ivaí-Piquiri. Processos morfogenéticos posteriores relacionados aos diferentes sistemas morfoclimáticos, remodelaram a superfície Pd_2 , remanejando grande parte das formações superficiais e abrindo novos compartimentos interplanálticos, como o Pd_1 e $Pd_0 = P_2$. Do **pediplano** Pd_1 surgiram à custa do Pd_2 e Pd_3 , correspondendo a remanescentes de uma superfície de erosão. Atualmente representa um modelado de aplanamento degradado inumado e de dissecação, com profundidade de drenagem entre 25 a 50 metros. Ocupa também os divisores das principais bacias hidrográficas, exceto onde interpenetram as superfícies Pd_2 e Pd_3 .

Os vestígios dos processos de pedimentação e pediplanação não são facilmente visíveis, por causa de fatores ligados ao retrabalhamento e reafeiçoamento da morfologia, por ciclos morfogenéticos subsequentes. O recobrimento, por formações superficiais, possui espessuras superiores a 3 metros, podendo ultrapassar 20 metros. Durante o período cenozóico e principalmente o Quaternário ocorreu diversos processos que remodelaram sucessivamente as feições morfológicas de aplanamento das diversas superfícies (JUSTUS, 1985).

Na superfície interplanáltica Pd_1 emergem relevos residuais que constituem remanescentes degradados da superfície anterior (Pd_2). Considerados verdadeiros *inselbergs*, em virtude de características estruturais e/ou de posição, como o Morro dos Três Irmãos com 130 metros de desnível. Há também pequenas elevações com desnível inferior a 20 metros, mantidas por rochas enriquecidas em óxidos hidratados de ferro e por carapaças e couraças ferruginosas, de origem pedogenética, comumente distribuídas na Formação Caiuá, no divisor entre as bacias do Ivaí e Piquirí.

A superfície interplanáltica $Pd_0 = P_2$ corresponde aos níveis topográficos mais baixos, compartimentos de interdenudação, abertos pelo entalhamento vertical da drenagem e alargados por processos de degradação lateral, constituindo um modelado de aplanamento remodelado e sepultado, em parte apresentando dissecação grosseira com aprofundamento da drenagem entre 25 e 40 metros. O alargamento desses compartimentos originou pedimentos e pediplanos.

2.3 ARCABOUÇO LITOESTRATIGRÁFICO DA BACIA DO RIO SÃO PEDRO

Os eventos geológicos que formaram o arcabouço litoestratigráfico local podem explicar parte das feições geomorfológicas e estruturais ali presentes. A região de estudo está inserida no contexto da BSP, seu arcabouço estratigráfico é composto da base para o topo, pelas formações: Rio do Rasto do Permiano Superior, Pirambóia e Botucatu de idade Triássica e Jurássica e pela Formação Serra Geral do Jurássico-Cretáceo (Figura 12).


Figura 12: Coluna estratigráfica parcial da Bacia Sedimentar do Paraná. Fonte: Strugale et al., 2004.

2.3.1 Formação Rio do Rasto

Segundo Castro et al. (1994), o termo Rio do Rasto foi utiliza pela primeira vez por White (1908), e Gordon Jr. (1947) elevou o Rio do Rasto à categoria de Formação.

Os arenitos e argilitos da Formação Rio do Rasto, do Permiano Superior, mostram ambiente marinho na base com estratificação cruzada acanalada, no topo deposição de ambiente fluvial com estruturas de paleocanais, com fósseis de peixes e anfíbios que são evidências paleontológicas muito importantes.

Gordon Jr (1947) propôs a subdivisão desta Formação em dois Membros:

- **Membro Serrinha**: localizado na parte basal da Formação, que é caracterizado por apresentar siltítos e arenitos esverdeados e arroxeados, contendo estratificações cruzadas de pequeno porte e laminações cruzadas e onduladas, com notável riqueza em fósseis vegetais marinhos, ressalta que devido às extensas intrusões e efusões no período Pós-Triássico, uma parte das camadas do Membro Serrinha sofreu silicificação. As litologias deste membro (SCHNEIDER et al., 1947, CASTRO et al., 1994;) resultaram de avanços de planícies de marés, caracterizando um ambiente de transição entre os depósitos de águas rasas da Formação Teresina e os continentais do Membro Pelado. - Membro Morro Pelado: situado na parte superior da Formação Rio do Rasto, constituído por argilítos e siltítos vermelhos com intercalações de corpos lenticulares de arenitos finos. A característica deste Membro é estratificação cruzada acanalada, laminação cruzada e plano-paralela, além de acunhamento de camadas e lenticularidades dos corpos arenosos. Este Membro teve formação em ambiente continental fluvial, em condições climáticas altamente oxidantes. O conteúdo fossilífero é constituído principalmente por conchostrácodes e fragmentos de plantas. O contato entre os membros Serrinha e Morro Pelado é concordante e gradacional.

A deposição da Formação Rio do Rasto é atribuída inicialmente a um ambiente marinho raso que transiciona para depósitos de planície costeira (Membro Serrinha) e passando posteriormente à implantação de uma sedimentação flúvio-deltáica (Membro Morro Pelado).

A Formação Rio do Rasto aflora nos baixos topográficos da bacia do rio São Pedro, caracterizada por siltítos avermelhados a roxos, laminados e com aspecto pastilhado. Esta formação é caracterizada pela fragilidade quanto ao processo intempérico e erosivo (Figuras 13 e 14), ocorrendo desde o fundo dos vales até próximo ao topo de serras, quando então faz contato com os arenitos Pirambóia e Botucatu.



Figura 13: Afloramento de Rio do Rasto. Fonte: Autora, 2009. Figura 14: Detalhe no barranco de Rio do Rasto. Apresentando estrias verticais, com falhas no sentido N 83 W, N 61 W, N 21 E subvertical, N 64 W subvertical, N 81 E subvertical e N 55 W subvertical. Fonte: Autora, 2009.

2.3.2 Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia assenta-se sobre a Formação Rio do Rasto, constituída por litologias quase exclusivamente arenosas e friáveis, num pacote de até 20 metros de espessura. Predominam arenitos muito-finos a finos (STRUGALE, et al., 2004).

Segundo Giannini et al. (2004), no início os depósitos da Formação Pirambóia foram tratados indiferenciadamente dentro dos arenitos Botucatu, termo proposto por Gonzaga de Campos na década de 1880 para designar os depósitos com estratificações cruzadas de grande porte, sotopostos ou intercalados a derrame basálticos.

Esta Formação foi formalmente definida por SOARES (1973, 1975 *apud* PAULA e SILVA et al., 2008), descrevendo como um membro inferior, mais argiloso, composto de arenitos finos intercalados por frequentes camadas de argilíto e de folhelhos arenosos e sílticos, com estratificação plano-paralela, e um membro superior, composto de bancos de arenitos pouco a muito argilosos, com estratificação cruzada planar tangencial, de pequeno e médio portes, sucedidos por bancos de arenitos muito argilosos com estratificação plano-paralela, lamitos e argilítos, em repetição cíclica.

Assine et al. (2004) sugerem que a Formação Pirambóia tenha ocorrido em ambiente flúvio-lacustre, com influência eólica, no entanto para outros autores como Caetano-Chang & Wu (2003) e Caetano-Chang (1997) *apud* Paula e Silva et al. (2008) concordam que a dominância é eólica, em que associações de fácies de dunas, interdunas (úmidas e secas) e lençóis de areia, cortados por fáceis de canais fluviais temporários, compõem uma sucessão de subambientes interrelacionados.

A Formação Pirambóia, idade jurássica média indica deposição em ambientes desérticos com estratificações cruzadas de grande porte, vinculadas a paleodunas, evidenciando deposição eólica.

A natureza dos contatos e a idade dessa formação ainda geram muitas dúvidas entre os pesquisadores. Giannini et al. (2004) afirmam que a ausência de consenso acerca do caráter do contato também está presente na passagem entre as formações Pirambóia e Botucatu. Não existem, portanto idades precisas nem consensuais para o início e o fim da sedimentação Pirambóia. De aceitação geral, tem-se apenas que os depósitos desta unidade representam algum intervalo de tempo situado entre o Permiano e o Eocretáceo Neocomiano.

2.3.3 Formação Botucatu

Segundo Castro et al. (1994) e Carneiro (2007). Gonzaga de Campos, no final década de 1880, foi o primeiro a utilizar a denominação Botucatu (*Gre de Botucatu*), descrevendo um pacote de arenitos vermelhos aflorantes na Serra do Botucatu, entre a cidade de São Paulo e a cidade de Botucatu, SP. E somente no início do século XX ,White intitula de "*Gres de São Bento*" como a sequência atualmente designada de Formação Botucatu. Esta Formação foi definida formalmente por Soares (1973, 1975 *apud* PAULA e SILVA, 2008).

Para Bacci (2005) os materiais da Formação Botucatu, bem como os da Formação Pirambóia, são derivados de áreas de relevo pouco acentuado, advindos de rochas cristalinas e sedimentares preexistentes, depositados em bacia estável, com transporte relativamente prolongado e fortemente retrabalhados por abrasão seletiva em clima semi-árido e árido de ambiente desértico, eventual e temporariamente cortado por rios.

Segundo Maack (1953 *apud* MANIERI, 2009) na porção inferior da Formação Botucatu ocorrem sedimentos fluviais e avermelhados da Formação Pirambóia, intercalados por bancos e lentes de cascalho. Já na porção mais exterior da Formação, encontra-se predominantemente o arenito eólico de Botucatu, que apresenta cores avermelhadas claras, mas também amareladas e puramente brancas ou apresenta listras vermelhas e brancas.

Na deposição da Formação Botucatu predominou ambiente eólico, vinculado aos ambientes desérticos; em algumas localidades é possível encontrar depósitos subaquosos de areias conglomeráticas e conglomerados depositados sob condições de alta energia, mas também siltitos e argilitos depositados em ambientes de baixa energia.

A unidade Botucatu é atribuída à idade juro-cretácea, com base no conteúdo fossilífero, admitindo-se uma contemporaneidade entre o topo da Formação Botucatu e o vulcanismo básico evidenciado por uma passagem transicional entre as duas unidades.

O paleodeserto Botucatu foi seguido pelo magmatismo eocretácico da Formação Serra Geral, manifestado como um extenso vulcanismo continental (de cerca de 2000 m de espessura, segundo Milani (1997), relacionado aos processos extensionais que conduziram à ruptura do Gondwana, definindo a maior manifestação ígnea não oceânica do Fanerozóico e gerando muitas falhas e lineamentos na Formação Botucatu, além de algum dobramento.

Para os autores Assine et al. (2004), a variação de espessura da Formação Botucatu é, em grande parte, função da distribuição dos campos de dunas e de seu recobrimento pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral (Figuras 15 e 16).

O contato superior com a Formação Serra Geral se dá por interdigitação, com a alternância de derrames basálticos e lentes de arenitos eólicos ou mesmo de sedimentos clásticos finos depositados em pequenas lagoas.



2.3.4 Formação Serra Geral

Castro et al. (1994) afirmam que White no início do século XX utilizou pela primeira vez a denominação "eruptivas da Serra Geral" para indicar como seção padrão as exposições de rochas vulcânicas que ocorrem na Serra Geral. Gordon Jr. (1943) classificou esta sequência vulcânica de Formação Serra Geral.

Carneiro (2007) relata que o contato entre as Formações Botucatu e Serra Geral é concordante e marcado na base do primeiro derrame vulcânico. Camadas do topo da Formação Botucatu reaparecem intercaladas nas camadas inferiores dos basaltos da Formação Serra Geral,

mostrando que os primeiros derrames de lavas foi contemporâneos à deposição das areias eólicas do paleodeserto Botucatu. O contato concordante é o principal argumento estratigráfico para a definição do Grupo São Bento.

Litologicamente a Formação Serra Geral (Figura 17) é constituída de rochas originadas da consolidação de lavas efusivas predominantemente básicas, contendo domínios subordinados intermediários e ácidos. Este vulcanismo linear ou fissural ocorreu entre os períodos Jurássico e Cretáceo. A grande efusão de lavas originou um espesso pacote de rochas basálticas (Figuras 18 e 19) atingindo, em algumas regiões, até 32 derrames sucessivos com espessura média de 50 metros cada um (THOMAZ, 1984).



Figura 17: Afloramento de Basalto em uma pedreira. Fonte: Autora, 2009.



Os basaltos desta Formação são, em grande parte, maciços, com alguns níveis vesiculares e/ou amigdaloidais, de coloração cinza a negra, adquirindo tonalidades verde-amarronzadas devido ao intemperismo e apresentando frequentes fraturas (Figuras 18 e 19).

A sequência de derrames de lavas foi caracterizada essencialmente por basaltos toleíticos, de texturas afaníticas, coloração cinza a negra, amigdaloidal no topo dos derrames, com desenvolvimento de juntas horizontais, verticais e subhorizontais sucessivos com alternâncias texturais evidenciando zonas bem definidas (Figuras 20 e 21). Ocorrem intercalações de arenitos finos a médios, com estratificação cruzada tangencial, principalmente na parte basal (Figura 20).

A grande quantidade de fraturas permite um intenso processo de alteração, do tipo esfoliação esferoidal, que resultam em solos argilosos e espessos.



Segundo Machado et al. (2008), os processos intrusivos são encontrados em toda a Província Magmática do Paraná. Predominando rochas de composição química basáltica, do tipo toleítica, encontradas nas diferentes formas ilustradas na Figura 22. Cabe ressaltar ainda que ocorreram periodicamente a formação de sills e diques nas rochas intrusivas, e os derrames hoje formam relevos que sustentam em grande parte as *cuestas* basálticas tanto do relevo paulista como também do paranaense.



Figura 22: ilustração esquemática mostrando diversos tipos de estruturas relacionadas a intrusões de diabásio e suas geometria na Bacia do Paraná.

Legenda: rochas sedimentares da bacia do Paraná, 1: estrutura do tipo lacólito; 2: *sea-gull structure*; 3: bismálito formado Horst, com estruturas do tipo apófise nas laterais; 4: intrusão provocando flexuras nas rocha encaixante; 5: dique; 6: sill jump e 7: Domo associado à lacólito. Fonte: Machado (2005 *apud* PASSARELA, 2009).

2.3.5 Depósitos Cenozóicos

Os depósitos cenozóicos constituem as formações superficiais caracterizadas por materiais inconsolidados encontrados em diferentes contextos geomorfológicos e cuja gênese pode ser aluvial ou coluvial, associados aos leques aluviais, depósitos de inundação, barras laterais de canal, depósitos de encosta representados por colúvios e talús.

No Período Cenozóico, provavelmente pelo estabelecimento de condições exorréicas de drenagem, a deposição de sedimentos ocorreu em áreas localizadas, relacionadas a condições litológicas específicas do embasamento em elevação epirogênica, representadas pelas bacias de acumulação, formadas por erosão, a montante de soleiras de rochas mais resistentes. Também ocorreu sedimentação como resultado da mudança nas condições de energéticas durante o transporte, relacionadas a variações climáticas e topográficas. Desse modo, tem-se a formação de acumulação que refletem as condições climáticas ambientais e os processos que lhes deram origem, como os depósitos de talús, leques colúvio-aluviais, terraços e planícies aluviais, pavimentos detríticos, cascalheiras e cobertura coluviais, entre outros, e que constituem, juntamente com os mantos de alteração pedogeneizados ou não as formações superficiais (JUSTUS, 1985).

Ainda conforme o autor acima, essas formações superficiais apresentam baixa coesão, pouca espessura, inclinação de acordo com o gradiente deposicional e a topografia do substrato, e textura predominante arenosa e areno-argilosa, porém com grande representatividade espacial, pois, são poucos e de pequena extensão os afloramentos rochosos na área.

As formações superficiais, segundo Justus (1985), são arenosas a argilo-arenosas que recobrem os interflúvios e encostas adentrando os vales, em sua maioria, de origem coluvial. Constituem-se no produto de remanejamento do manto de intemperismo por processos de erosão hídrica favorecida pela rarefação da cobertura vegetal, expondo o solo à ação da erosão pluvial, durante flutuações climáticas para mais seco dentro das fases de clima úmido.

A origem coluvial é comprovada pela presença generalizada de linhas de pedra, cascalheiras, estruturas de dissipação e discordâncias erosivas que ocorrem no interior ou no contato do material coluvial com a rocha do substrato. Formados em sua maioria no Quaternário, recobrem indistintamente rochas e formações superficiais mais antigas, são formadas nas vertentes de pouca inclinação e espessura crescente em direção à porção terminal inferior da encosta - rampas de colúvio – (BIGARELLA & MOUSINHO, 1985). Estes, nos vales, passam a depósitos

32

de espraiamento quase horizontal (leques colúvio-aluviais) cujos sedimentos engranzam com os sedimentos aluviais nos terraços e planícies fluviais.

3 ANÁLISE FISIOGRAFICA

3.1 Caracterização climática da bacia do rio São Pedro

O Estado do Paraná apresenta temperaturas que variam de acordo com a localização altimétrica. A temperatura média anual oscila em torno de 18°C, característica das localidades situadas entre 800 e 500 m de altitude, decresce para uma média anual de 16°C nas áreas mais elevadas do Planalto de ocorrência de Araucárias. Entre 1.200 e 1.000 m. temperaturas anuais de cerca de 14°C ocorrem nos picos mais elevados da Serra do Mar, em altitudes superiores a 1.300 m. Em virtude da posição geográfica apresenta um regime anual de precipitação semelhante ao que caracteriza o Brasil tropical, ocorrendo máximo pluviométrico no verão, e mínimo em fins de outono ou no inverno.

Caviglione et al. (2000) apresentaram uma nova proposta de classificação climática para o Estado do Paraná baseada em Koppen, na qual foram determinados os climas Cfa e Cfb para a bacia do rio São Pedro (Figura 23). Segundo o autor supracitado o clima Cfa – Clima tropical; possui as seguintes características: temperatura média no mês mais frio inferior a 18°C (mesotérmico) e temperatura média no mês mais quente acima de 22°C, com verões quentes, geadas pouco frequentes e tendência de concentração de chuvas nos meses de verão, contudo sem estação seca definida. O clima Cfb – Clima temperado propriamente dito; tem como características: temperatura média no mês mais frio abaixo de 18° C (mesotérmico), com verões frescos, temperatura média no mês mais quente abaixo de 22°C e sem estação seca definida.

A distribuição espacial dos climas na bacia consiste no alto curso a predominância da tipologia do Cfb, disposto na área do Terceiro Planalto Paranaense, em áreas com altitudes entre 880 metros e declividade de 8 a 13%, desenvolve em colinas retilíneas e alongadas. Somente uma pequena porção de Cfa é observada no alto curso, associada à declividade entre 13-25% e a uma restrita planície aluvial.

O clima Cfb desenvolve-se no médio curso da bacia, apresentando uma amplitude clinográfica considerável, variando de 0->100%, alta vertente há basaltos, na média vertente de arenitos. A tipologia Cfa domina o médio e baixo curso sobre o substrato da Formação Rio do Rasto, apresentando altimetrias modesta, entre 380 a 680 m.



3.2 ASPECTOS DA COBERTURA PEDOLÓGICA

Justus (1985) argumenta que a elevada energia do relevo favorece intensa dissecação e desnudação das vertentes com a remoção dos detritos, porém, a cobertura vegetal densa equilibra a atuação dos processos morfogenéticos permitindo a atuação dos processos pedogenéticos, formando solos pouco evoluídos nas encostas e um pouco mais desenvolvidos nos patamares e fundos de vales. Estes solos evoluem sobre formações superficiais argilosas pouco espessas muitas vezes recobrindo linhas de pedra. Estas formadas de quartzo e basalto que podem estar superpostas as rochas do substrato mesozóico ou paleozóico.

A colonização do município de Faxinal é relativamente recente, entretanto há indícios históricos de ocupação jesuítica às margens do rio Ivaí. Apenas no século XX, após 1930 que propiciou a ocupação do território, iniciando com a cafeicultura, depois sendo substituída por outras lavouras. A região manteve, ao longo do tempo, um perfil econômico nitidamente agrícola, conforme PARANACIDADE (2000).

Mesmo com a implantação cafeeira, somente nos anos 50 o desmatamento na região foi acentuado, efetuado para a introdução de atividades agrícolas e posteriormente pecuária, esse equilíbrio foi rompido com o agravante da falta de utilização de técnicas conservacionistas, as quais, somente a partir de meados da década de 70 começaram a ser utilizadas na área, de acordo com Justus (1985). Como conseqüência dessa intervenção antrópica inadequada ocorre a degradação dos solos com alterações morfodinâmicas na paisagem.

O autor supracitado salienta que as características geomorfológicas da área somente se apresentam favoráveis à ocupação humana nos patamares, rampas de fundo de vale e em alguns topos tabuliformes, pois nos topos aguçados e convexizados com declividade acentuada (22° a 28°) a energia erosiva é elevada e a formação superficial é rasa com afloramentos rochosos e campos de blocos. Sobre a superfície interplanáltica III, desenvolvida sobre rochas efusivas tem-se a formação superficial de textura argilosa e areno-argilosa com espessura variável, porém normalmente entre 3 e 5 metros. A formação superficial apresentase pedogenizada constituído principalmente de latossolo vermelho e anteriormente à ação antrópica fitoestabilizada pela floresta estacional semidecidual.

Para a bacia do rio São Pedro utilizou-se o mapeamento de solos efetuado pelo ITCG em meados de 2000, podendo ser encontrado quatro tipos de solos e uma associação de solos (Figura 24), que representam a seguinte tipologia:

- Argissolo vermelho amarelo distrófico abrúptico, alico;

- A associação entre Neossolo litólico estrófico chernossólico e chernossolo argissolo argilúvio férrico saprolítico e nitossolo vermelho distroférrico típico;

- Latossolo vermelho distrófico típico, alico;

- Neossolo litólico eutrófico típico e

- Nitossolo vermelho eutroférrico típico.

A definição geral dos solos acima mencionados foi conceituada pelo sistema brasileiro de classificação de solos elaborado pela EMBRAPA (2006), onde:

O argissolo é constituído por material mineral com argila de atividade baixa ou alta conjugada com saturação por bases baixas ou caráter alítico e horizonte B textural imediatamente abaixo do horizonte A ou E. Muitas vezes ele pode apresentar ou horizonte plíntico ou horizonte glei, sendo coincidente com a parte superficial do horizonte B textural.

O neossolo compreende solos constituídos por material mineral, ou por material orgânico pouco espesso, que não apresentam alterações expressivas em relação ao material originário devido à baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos, seja em razão de características inerentes ao próprio material de origem, como maior resistência ao intemperismo ou composição químico-mineralógica, ou por influência dos demais fatores de formação (clima e relevo) que podem impedir ou limitar a evolução dos solos. Estes solos apresentam menos de 20 cm de espessura, não tendo qualquer tipo de horizonte B diagnóstico.

O solo chamado de chernossolo é caracterizado por ter material mineral e que apresenta alta saturação por bases e horizonte A chernozêmico seguido por horizonte B incipiente ou B textural com argila de atividade alta; ou horizonte cálcico ou caráter carbonático; ou horizonte chernozêmico com espessura igual ou maior que 10 cm. São solos com horizonte rico em matéria orgânica e com alto conteúdo de cálcio e magnésio, e com a presença de argilominerais 2:1, especialmente os do grupo das esmectitas.

O nitossolo compreende solos de material mineral, com horizonte B nítico, textura argilosa ou muito argilosa (teores de argila maiores que 350 g/kg de solo a partir do horizonte A), estrutura em blocos subangulares ou angulares, ou prismática, de grau moderado ou forte, com cerosidade expressiva na superfície dos agregados. São, geralmente, moderadamente ácidos a ácidos, com argila de atividade baixa ou com caráter alítico.

O latossolo constitui-se de material mineral, com horizonte B latossólico imediatamente abaixo de qualquer um dos tipos de horizonte diagnóstico superficial, exceto hístico. São solos com avançado estágio de intemperização, muito evoluídos, como resultado de enérgicas transformações no material constitutivo. Também apresentam-se virtualmente

destituídos de minerais primários e secundários menos resistentes ao intemperismo, e têm capacidade de troca de cátions da fração argila baixa. Variam de fortemente a bem drenados, embora ocorram em cores pálidas, de drenagem moderada ou até mesmo imperfeitamente drenada, indicativa de formação em condições, atuais ou pretéritas, com grau de gleização.

Os solos predominantes no alto curso da bacia estão representados pelo latossolo vermelho distrófico típico e álico, desenvolvidos sobre litologia basáltica. Consistem em solos profundos e bem drenagem de colocaração avermelhada. O nitossolo vermelho eutroférrico típico apresenta distribuição local no alto curso, onde apresenta desenvolvimento associado à ambiente de planície fluvial.

A maior freqüência no médio e baixo curso na bacia é a associação de Neossolo litolico estrófico chernossólico + chernossolo argissolo argilúvio férrico saprolítico + nitossolo vermelho distroférrico típico. Essa associação de solos encontra-se vinculada as escarpas erosivas, com alta declividade, onde se desenvolvem processos erosivos vinculados aos depósitos colúvio-aluvionar com substrato arenítico e pelítico da Formação Rio do Rasto, litologia dominante no setor.

Na margem esquerda do médio e baixo curso ocorre o argissolo vermelho amarelo distrófico abrúptico, álico, evidenciando elevada dissecação do relevo, associado a concentração de processos erosivo em altimetrias que variam de 580 a 380 metros, sendo indicativo de vertentes com intensa dissecação e dinâmica hídrica.

O neossolo litólico eutrófico típico evoluiu em 980 a 580 metros de altitude, no trecho do médio curso inferior, com declividade de 13 a 100%, sobre uma superfície ligeiramente plana com o topo de rochas basálticas, tendo as declividades mais acentuadas representada pelas escarpas erosivas.

No baixo curso há uma associação de ressaltos litológicos, com declividade entre 25 a 45% e altitude entre 480 e 580, onde formou um ambiente propício ao desenvolvimento de nitossolo vermelho eutroférrico típico.



3.3 ASPECTOS FITOGEOGRÁFICOS

Na bacia do rio São Pedro e ocupando espaço restrito no alto curso (Figura 25) ocorre a Floresta Ombrofila Densa Altomontana, cuja característica principal é sua descontinuidade com ocorrência de associação com vegetação de cerrado.

A cobertura vegetal ocorre nas altitudes superiores a 1.000 metros. Sua estrutura é integrada por árvores com tronco e galhos finos, folhas miúdas e casca grossa com fissuras. A florística é representada por famílias de dispersão universal, embora suas espécies sejam endêmicas, revela um isolamento antigo de 'refúgio cosmopolita', popularmente conhecido mata nebular ou floresta nuvígena. Onde estão sujeitas à alta umidade do ar proveniente dos ventos úmidos que sopram do mar, sobem a serra e se resfriam, provocando precipitação na forma de nevoeiro ou chuva. Estes ambientes são constantemente saturados de umidade e a temperatura média pode ser abaixo de 15° C, com marca de até -6° C durante a noite, conforme IBGE (1992) e Accaccio (2004).

Corroborando ainda com esta abordagem Accaccio (2004) argumenta que trata-se de uma vegetação arbórea densa, baixa, com um dossel uniforme, entre 5 e 10 metros, formado por indivíduos tortuosos, abundantemente ramificados, revestidos de musgos, hepáticas, orquídeas e bromeliáceas coriáceas. O porte, a estrutura e a composição florística variam conforme altitude e espessura dos solos e a maioria das espécies é seletiva xerófita, adaptada às condições desfavoráveis e à intensa insolação.

A formação vegetal predominante na bacia é a Floresta Ombrofila Densa Montana, que pode apresentar aspectos diferenciados quanto ao porte e a biodiversidade, conforme seu desenvolvimento sobre solos desenvolvidos sobre rochas efusivas ou sedimentares.

Este revestimento florestal pode ser encontrado na faixa de altitudes entre 500 e 1.500 metros, onde a estrutura é mantida até próximo ao cume dos relevos dissecados. A estrutura florestal do dossel é uniforme, com aproximadamente 20 metros de altura, sendo representada por espécies relativamente finas com casca grossa e rugosa, folhas miúdas e de consistência semelhante ao couro, ocorrendo também regeneração natural do estrato arbóreo, segundo IBGE (1992).



De acordo com Accaccio (2004), as árvores em geral não formam um dossel florestal contínuo com distribuição escalonada da vegetação sobre as vertentes muito íngremes. Nestas condições, há uma maior disponibilidade de luz no interior da mata, que, juntamente com a maior umidade providenciada pelas chuvas orográficas, favorece a elevada riqueza de epífitas. Observa-se o aparecimento de espécies seletivas xerófilas juntamente com aquelas seletivas higrófilas.

Conforme o autor mencionado acima, as árvores mais altas da floresta montana são em geral leguminosas, como o caovi (Newtonia glaziovii) e o pau-óleo (Copaifera trapezifolia), de copas amplas e dominantes, com alturas de 30 metros ou mais. Outras espécies que ocorrem no estrato superior são o guatambu (Aspidosperma olivaceum), ipê-amarelo (Tabebuia cf. alba), licurana (Hieronima alchorneoides), canjerana (Cabralia canjerana), cedros (Cedrela spp), tapiás (Alchornea spp), guapeva (Pouteria torta), baguaçu (Talauma ovata), capixinguis (Croton spp), manacás (gêneros Miconia, Leandra e Tibouchina), carvalho (Roupala sp.), baga-de-pomba (Byrsonima ligustrifolia), carobas (Jacaranda spp), carne-devaca (Clethra scabra) e o guaraparim (Vantanea compacta). No sul do Brasil, a conífera Podocarpus selowii é típica dessa formação, ocorrendo por vezes com gêneros da família Lauraceae (Ocotea e Nectandra), em associações semelhantes à floresta ombrófila mista.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO DO RIO SÃO PEDRO

A bacia do São Pedro no trecho do alto curso está embutida no Terceiro Planalto Paranaense de Maack (1968), correspondendo à unidade Geomorfológica Planalto Dissecado Rio Iguaçú-Rio Uruguai, da região geomorfológica dos Planaltos do Alto Rio Paraná de Justus (1985). É também denominada de Planalto de Londrina, subunidade morfoescultural número 2.4.7 pela Mineropar (2002).

Esta província geomorfológica regional é caracterizada por relevo suave ondulado, com dissecação média a alta, topos alongados, vertentes convexas e vales em "V", desenvolvidos sobre rochas basálticas e areníticas (SANTOS et al., 2006).

Mineropar (2002) caracterizou a área com declividade predominante inferiores a 12%, relevo com variação de 820 metros, variando entre 360 e 1.180 metros. Neste contexto instalaram–se as cabeceiras de drenagem do São Pedro, formando anfiteatros rasos associados predominantemente à alteração geoquímica e em menor proporção o coluviamento (Figura 26).



Figura 26: vistada para NE e SE, evidenciando os anfiteatros rasos e a declividade do relevo. Fonte: Autora, 2009.

O modelado do Terceiro Planalto Paranaense, na área de estudo, manifesta-se de forma descontínua, sentindo SW-NE, sendo esta descontinuidade atrelada à retomada erosiva devido a flutuações climáticas durante o Quaternário. Estes episódios afetaram com maior intensidade as áreas de contato entre diferentes compartimentos geomorfológicos e/ou de variações estruturais.

A escarpa mesozóica é disposta na bacia hidrográfica estudada no sentido leste-oeste. Mineropar (2002) denominou a escarpa de Unidade limite entre as unidades Morfoestruturais / Morfoesculturais, corresponde ao *front* da escarpa da Serra Geral (Figura 27).



Figura 27: Destaque o salto do São Pedro. Fonte: Autora, 2009.

A escarpa é seccionada pelos tributários do São Pedro localizados no seu reverso, gerando rupturas de declive (saltos) que modificaram localmente o nível de base e a morfologia do canal, resultando em alterações na morfologia do relevo, como por exemplo, vale suspenso.

No trecho médio e baixo curso está sobre o Segundo Planalto Paranaense de Maack (1968), correspondendo também ao Planalto de Santo Antônio da Platina, subunidade morfoescultural número 2.3.14 (MINEROPAR, 2002), com dissecação média a alta, topos alongados, vertentes convexas e vales em "V", sobre formações areníticas de idade paleozóica (SANTOS et al., 2006).

A declividade predominante varia de 12-30%, sendo as formas de relevo frequentes constituídas por topos isolados, vertentes convexas e vales em "V" modelada em rochas da Formação Rio do Rasto (Mineropar, 2002).

A drenagem que se instalou sobre as litologias areníticas foi favorecida pela alta densidade de linhas de fraqueza no substrato. A baixa permeabilidade e porosidade das rochas que compõem o arcabouço litológico resultaram numa rede hidrográfica densa. A hidrografia evoluiu sobre intensa incisão fluvial formando em cada tributário núcleo de dissecação controlado estruturalmente e separados por divisores d'água pouco dissecados.

4.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS GERAIS DO MODELADO DA BACIA HIDROGRÁFICA

A bacia do rio São Pedro apresenta um formato alongado de direção aproximada N40°E, tendo seu canal principal desde o Terceiro Planalto Paranaense até a confluência com o rio Alonzo, em uma extensão de 46,65 km. No seu alto curso ele atravessa escarpas erosivas a partir de um vale anaclinal dissecando o *front da escarpa* em uma profundidade de 220 metros (Figura 28).

A disposição do canal principal em relação às zonas interfluviais demonstra uma aparente assimetria, com exceção no seu terço superior quando o canal inflete para oeste antes de atravessar a escarpa. A bacia apresenta uma largura média 8 km e comprimento axial de 26,7 km.

As principais altitudes da bacia estão localizadas nas extremidades NE, onde atinge altitudes maiores que 980 metros (Figura 29), formando porções isoladas controladas por basalto da Formação Serra Geral. As unidades hipsométricas inferiores, entre 380 a 480 metros (Figura 29), prolongam-se a partir do médio curso até a confluência com o rio Alonzo, formando uma faixa estreita que se estende junto aos principais afluentes do rio São Pedro.

Na bacia hidrográfica é possível distinguir dois modelados de relevo principais, o de dissecação e de acumulação. O primeiro está representado no alto curso da bacia e prolongase ao longo dos interflúvios tanto de leste como oeste, formando colinas baixas de vertente convexas e topos convexos e planos, com altitudes variando de 680 até mais de 980 metros (Figura 29), com declividades de 0 a 25% (Figura 30).

O modelado de acumulação está representando pelas baixadas sedimentares que se estendem dos fundos dos vales até a média vertente das encostas íngremes, a partir do terço inferior até a foz do São Pedro. A característica geomórfica principal é representada pelas colinas baixas com altitudes entre 580 a 380 metros (Figura 29), modeladas a partir rochas paleozóicas da Formação Rio do Rasto e recobertas por depósitos colúvio-aluviais terciários e quaternários. As colinas apresentam vertentes convexas podendo formar rampas detríticas junto às escarpas e as elevações residuais, com declividades que predominam entre 8 a 45% (Figura 30).



Figura 28: Perfil longitudinal do rio São Pedro. Elaboração: Autora, 2010.





Fonte: Autora, 2009.

4.3 CARACTERIZAÇÃO MORFODINÂMICA DA BACIA HIDROGRÁFICA

O modelado de dissecação da Bacia do São Pedro corresponde à parte de uma extensa plataforma com inclinação suave para oeste até calha do rio Paraná, correspondendo ao Terceiro Planalto Paranaense.

As colinas baixas de vertentes convexas emprestam à fisiografia da paisagem aspectos monótonos controlados por basaltos e diabásios da Formação Serra Geral. A rede de drenagem apresenta uma geometria em planta subdendrítica em sua maior parte e dendrítica em seu extremo Noroeste, formando vales em "V" fechados abrindo-se próximo ao reverso da escarpa (Figura 31).

Os alvéolos estreitos e alongados distribuem-se ao longo dos fundos dos vales, ocorrendo de maneira isolada e recobertos por formações superficiais de gênese aluvial. Nas baixas vertentes do modelado de dissecação, de forma restrita, ocorrem depósitos coluviais que formam rampas que se estendem até os fundos dos vales em "V" fechado (Figura 32).



Figura 31: Mapa hidrográfico da bacia hidrográfica.



Figura 32: Mapa Morfodinâmico da bacia do Rio São Pedro. Elaboração: Autora, 2010.

As nascentes dos principais afluentes do São Pedro desenvolvem anfiteatros rasos que emprestam uma morfologia do tipo 'cabeça de palito de fósforo', típico dos modelados de dissecação em rochas basálticas (Figura 32). Em fotografias aéreas pode-se distinguir uma zona central plana e /ou com rampas de baixa declividade, cuja gênese pode estar associada a processos de coluviamento e evolução geoquímica (Figura 33).



Figura 33: Fotografia com visada para NW-SE mostrando um anfiteatro raso. Elaboração: Autora, 2009.

Os platôs residuais formam elevações isoladas com ressaltos litológicos em sua média vertente (Figura 32). Esses elementos fisiográficos, combinados com uma rede de drenagem dendrítica, testemunham intensos processos erosivos, na extremidade NE desse modelado (Figura 31). Este fato é corroborado pela presença de ravinamento extensivos ao longo dos cursos fluviais de primeira ordem presentes nesta porção da bacia, extremidade NE do modelado de acumulação (Figura 32).

A feição geomórfica mais proeminente da bacia é representada no contato do modelado de dissecação com o modelado de acumulação constituindo as escarpas e os patamares estruturais (Figura 32). As primeiras são controladas por basaltos no topo até a média vertente em um desnível que pode chegar a 130 metros. Da média para a baixa vertente, sustentando a testa da escarpa, afloram do topo para a base, fácies conglomeráticas do arenito da Formação Botucatu, de coloração avermelhada com estratificação cruzada de grande porte. A Formação Pirambóia, estratigraficamente inferior a Formação Botucatu, constituída por arenitos finos e friáveis, afloram eventualmente na baixa a média encosta da escarpa, podendo formar pequenas grutas de até 10 metros de profundidade e 70 metros de largura.

Os cursos fluviais de primeira ordem do rio São Pedro antes de cortarem as escarpas formam vales suspensos, que estão associados a escarpas estruturais controladas por falhas e diques de diabásio (Figura 32).

Extensos patamares bordejam a escarpa de maneira descontínua em altitudes de cerca de 600 metros, sendo controladas por arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto. Esses patamares podem se confundir lateralmente com ressaltos litológicos representados pelas Formações Botucatu e Pirambóia. No médio curso da bacia os patamares desdobram-se em até quatro níveis, cuja gênese e evolução serão discutidos no subcapítulo 4.5.

Ao longo das vertentes mais íngremes, diferentes níveis de ombreiras se destacam evidenciando possível gênese policíclica do modelado (Figura 32).

O modelado de acumulação do rio São Pedro, no Segundo Planalto Paranaense, constitui-se em uma superfície que abrange um terço da bacia hidrográfica, com sentido NE-SW, até a confluência com o rio Alonzo (Figura 32).

O elemento geomorfológico de grande relevância na análise da rede de drenagem é a diferença de densidade de drenagem entre o modelado de acumulação e dissecação (Figura 32), apresentando no primeiro uma densidade visivelmente superior a do modelado de dissecação (Figura 34).



Elaboração: Autora, 2010.

A rede de drenagem que flui sobre o modelado de acumulação apresenta geometria em planta variada. Associada as maiores declividades e feições escarpadas abruptas nos interflúvios das margens esquerda e direita, médio curso, possui aspecto dendrítico a sub-dendrítico. Nos trechos com alto indícios de controle estrutural a drenagem apresenta padrão paralelo a sub-paralelo (Figura 35).



HIDROGRAFIA	PLATÔ RESIDUAL	BORDA DE PATAMAR ESTRUTURAL	0	EROSÃO ACELERADA
PLANÍCIE ALUVIAL	ESCARPA EROSIVA	RESSALTO LITOLÓGICO	Ø	OMBREIRA
LEQUE ALUVIAL	ESCARPA ESTRUTURAL	SERRA ALINHADA	\oplus	ТОРО

Figura 35: Parte de uma fotografia aérea evidenciando o padrão de drenagem da bacia do São Pedro. Elaboração: Autora, 2010.

No baixo curso, nas vertentes do interflúvio da margem esquerda da bacia a rede de drenagem assume um aspecto subretangular (Figura 31).

Neste mesmo trecho a calha fluvial desenvolveu meandros e leitos rochosos através de falhas e soleiras. O talvegue do rio São Pedro encontra-se deslocado junto à margem direita, evidenciando o controle estrutural por falhas. Neste setor a evolução fluvial formou vales de fundo chato com uma planície aluvial, aumentando sua dimensão progressivamente próxima a confluência com o rio Alonzo (Figura 32).

A planície se mostra contínua do terço médio do médio curso da bacia até a confluência com o rio Alonzo, com largura variando de 1818,2 metros a 90,9 metros. Os paleocanais (Figura 36) são identificados em fotografias aéreas distribuindo-se junto ao baixo curso, onde a planície é mais larga, evidenciando intenso processo de meandramento e abandono de canal, próximo ao nível de base local.



Figura 36: Fotografia aérea mostra paleocanais no baixo curso da bacia. Elaboração: Autora, 2010

A fisiologia da paisagem é apresentada por colinas modeladas em arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto. A superfície apresenta aspecto de relevo arrasado, com vertentes convexas-côncavas e topos planos, recobertos por material de origem coluvial e solos alóctones, com espessuras variando entre 3 metros. O colúvio tem estrutura maciça, geralmente na coloração amarronzada e argilo-arenosa. Em diversos depósitos coluvionares ocorre a associação entre seixos de basaltos e arenitos correspondendo a episódios de solifluxão de diferentes estágios de energia do ambiente, com alternações de fases de pedogenização desse material alóctone.

Em alguns afloramentos foi possível encontrar evidências de paleorrelevos, representados por cascalheiras preservadas nas encostas das vertentes, correspondendo a períodos de maior energia do sistema (Figura 37 e 38).



Os materiais argilosos e arenosos dos depósitos coluviais recobrem sequências de blocos e seixos de tamanhos variados, identificados principalmente nas baixas e médias vertentes das encostas mais íngremes (Figura 39).

Processos de erosão acelerada estão vinculados a canais de primeira e segunda ordem e estão relacionados ao aprofundamento do talvegue e erosão das margens dos canais, e estes processos atestam recuo das vertentes por erosão regressiva (Figura 30). A distribuição quase exclusiva da erosão acelerada, sobre as formações superficiais, representadas pelas rampas coluviais do modelado de acumulação demonstram susceptibilidade do material sedimentar, composto por argila e areia inconsolidada, aos processos erosivos comandados pela ação fluvial de pequena ordem.





(A) Foto do médio curso da bacia. (B) Afloramento de depósito colúvio-aluvial sobre a Formação Rio do Rasto. (C) Contato de arenitos e argilitos da Formação Rio do Rasto sotoposto e em contato erosivo com Este é formado conglomerado. de clastos subarredondados e mal selecionados, com pouca matriz argilosa. Os clastos são de arenito (Formação Rio do Rasto e Formação Botucatu) e basaltos (Formação Serra Geral). Sobreposto aos rudáceos ocorre um nível argiloarenoso, mal selecionado com uma espessura de até 1,60 metros, associado a fase de coluviamento.



Figura 39: Fotos esquemáticas evidenciando depósitos coluviais nas médias e baixas vertentes. Elaboração: Autora, 2010.

4.4 CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA

A bacia do rio São Pedro pode ser compartimentada morfoestruturalmente em três unidades distintas (Figura 40), de certa forma é concordante com os modelados referidos na descrição morfodinâmica da área, que são: Compartimento Morfoestrutural da Cimeira Basáltica (CMCB), o Compartimento Morfoestrutural das Superfícies Inumadas (CMSI) e o Compartimeno Morfoestrutural das Superfícies Dissecadas (CMSD). O primeiro compartimento morfoestrutural, denominado Compartimento Morfoestrutural da Cimeira Basáltica (CMCB), corresponde às superfícies basálticas, cuja inclinação para noroeste é concordante com a inclinação regional das camadas da Bacia Sedimentar do Paraná.



Figura 40: Mapa Morfoestrutural da bacia do Rio São Pedro Elaboração: Autora, 2010.
As medidas de lineamentos do compartimento CMCB (Figura 41) indicam o predominou de comprimento e frequência das direções N20-60W e secundariamente N30-60E. Embora os primeiros sejam predominantes, neste compartimento, os lineamentos NE-SW apresentam maior influência no condicionamento geral do alto curso do rio São Pedro e da própria bacia hidrográfica. Os lineamentos NW-SE influenciaram principalmente os afluentes do São Pedro, no alto curso, permitindo desvio brusco da drenagem.



Roseta de Comprimento absoluto Roseta de freqüência absoluta Figura 41: Roseta de lineamentos do alto curso da bacia do São Pedro.

Os diques de diabásio de direção NW-SE não apresentam expressão morfológica na paisagem. Contudo, o controle da rede de drenagem é mais evidente neste setor.

A densidade de drenagem, quando comparada às dos demais compartimentos pode ser classificada como de nível muito baixa. Pequenas porções de densidade baixa coincidem com a maior densidade de lineamentos (Figura 34 e 42).

A horizontalidade dos derrames basálticos associada ao padrão de lineamentos possibilitou, no CMCB, o desenvolvimento de colinas baixas de topos convexos e planos. Foram identificados em afloramentos níveis *intertrapp*, com espessuras variando de 0,40 m a 1 m (Figuras 43 e 44).

No compartimento CMCB foram extraídos dois perfis. O perfil A-A'(Figura 45) foi extraído na porção superior deste compartimento, devido ao fato da litologia basáltica apresentar maior resistência aos processos erosivos, os diques de diabásio não se pronunciam na fisiologia. Porém, a drenagem acaba salientando o controle estrutural, que puderam ser identificadas a partir dos lineamentos.



Figura 43: Perfil de alteração de basaltos com arenito <i>intratrapp</i> na base. Fonte: Autora, 2009.	Figura 44: Detalhe de camada de arenito <i>intertrapp</i> , localizada na base de latossolo desenvolvido sobre litologia basáltica. As camadas formam intercalações arenosas de arenito de cerca de 0,40 metros de espessura. As intercalações são formadas de material areno-argiloso, com colorações variadas tendo o predomínio de cores vermelhas, rosas, cinzas e preto. Mostrando forte influência de impregnações provindas do basalto.

O perfil B-B'(Figura 45) foi extraído na porção inferior do compartimento CMCB, mesmo estando no domínio das efusivas apresenta um dissecamento na paisagem e insição fluvial desenvolveu uma planície fluvial restrita. As baixas vertentes são recobertos por uma camada de colúvio-aluvionar pedogenizados. Na Figura 45 não pode ser delineado as coberturas colúvio-aluvionares devido à escala dos perfis, mas estas coberturas foram confirmadas em campo.

O perfil C-C'(Figura 46) está no contexto da escarpa erosiva mesozóica, área de transição dos compartimentos CMCB e CMSI. Local em que apresenta uma sucessão de diques de diabásio no sentindo NW-SE, onde sustenta o *front* da *cuesta* que é formada de basalto e arenitos, assim os tributários atravessam a escarpa. Nas altas e médias vertentes há degraus que foram gerados a partir da alternância climática, que são recobertos por colúvio intemperizado, produzindo na paisagem bordas de patamares estruturais, ombreiras e/ou ressaltos litológicos.

CMCB



Fonte: TOPODATA (2008) Elaboração: Autora (2010).



Figura 46: Perfís C-C' e D-D'. Fonte: TOPODATA (2008) Elaboração: Autora (2010).

O CMCB, embora apresente a sua maior área de ocorrência no alto curso da bacia, prolonga-se pelos interflúvios da margem direita até o baixo curso, e na margem esquerda segue até o médio curso (Figura 40). Nas zonas interfluviais no médio e baixo curso, do CMCB, a influência dos diques de diabásio é mais evidente e pode ser constatado no campo pelo alinhamento NW-SE das serras (Figuras 47 e 48).



Figura 47: Vista parcial da parte mediana da bacia do rio São Pedro. Ao fundo vista de serra associada a dique de diabásio que se dispõe em direção aproximada W-E. À direita dois *inselbergs* com níveis de ombreiras associadas, notar a inclinação para leste dos pedimentos. Elaboração: Autora, 2009.



Figura 48: Vista parcial do vale da bacia do rio São Pedro, tomada de montante para jusante.

Em primeiro plano as baixadas colinosas modeladas sobre arenitos e siltitos paleozóicos da Formação Rio do Rasto. Ao fundo, vista dos interflúvios da margem direita, com destaque para as serras alinhadas de direção NW-SE, associadas às intrusivas da Formação Serra Geral. Elaboração: Autora, 2009.

O segundo compartimento identificado e denominado de Compartimento Morfoestrutural das Superfícies Inumadas (CMSI) faz limite com o CMCB, por meio de escarpas erosivas e estruturais que apresenta desnível de até 130 metros. Diques de diabásio de direção N40-50W controlam parcialmente a disposição da *escarpa*, evidenciando controle estrutural associado à erosão diferencial (Figura 40).

As *escarpas*, limítrofes dos compartimentos, apresentam composição da base para o topo de arenitos e siltitos, dos fundos dos vales até cerca de 600 metros. Na média encosta entre altitudes de 600 a 720 metros, aflora a associação dos arenitos finos e grosseiros da Formação Pirambóia e Botucatu (Figuras 29 e 40). O primeiro aflora eventualmente formando reentrâncias na escarpa. O arenito Botucatu forma ressaltos contínuos ao longo da encosta, aflorando *fácies* torrenciais compostas por arenitos conglomeráticos, constituindo feições com maior resistente que as anteriores.

Na porção superior do compartimento CMSI foi extraído o perfil D-D' (Figura 46), mostrando os divisores da bacia hidrográfica sustentados por basalto e arenito, o fundo de vale sobre litologia do Rio do Rasto sendo recoberta por uma camada de colúvios. Na Figura 46 não pode ser delineado as coberturas colúvio-aluvionares devido à escala dos perfis, mas estas coberturas foram confirmadas em campo.

Na região próxima à escarpa encontram-se depósitos de leques aluviais que estão sendo retrabalhados no clima vigente (Figura 49).



Figura 49: (A) Fotografia do perfil de barranco do anfiteatro do Salto do São Pedro, com blocos e cascalhos suportados, situados nas vertentes da margem esquerda do rio São Pedro. (B) Fotografia mostrando os aspectos do rio São Pedro com seu salto ao fundo. Elaboração: Autora, 2010.

No mesmo compartimento há o perfil E-E'(Figura 50), onde as vertentes são assimétricas, e ocorre movimentação de blocos que modificam a paisagem localmente, além dos diques que controlam algumas estruturas como os inselbergs e próximo aos divisores de água. Este perfil foi extraído paralelamente aos diques de diabásios que cortam a área, apresenta remanescentes da superfície Pd3 e Pd2.

O perfil F-F'(Figura 50), do compartimento CMSI, apresenta as litologias encontradas na bacia, blocos falhados mostram evidente movimento de subsidência e ascensão. Este perfil apresenta o controle estrutural na margem direita, onde é sustentada por uma camada de basalto. Os arenitos e siltítos do Rio do Rasto são recobertos pela camada de depósitos colúvio-aluvionares, que também não pode ser representada no perfil devido a escala do mesmo. A margem esquerda encontra-se no contexto estrutural do bloco da Serra do Cadeado, sendo trecho deprimido e condicionando o divisor neste setor.



Fonte: TOPODATA (2008) Elaboração: Autora (2010).

A partir de 720 metros de altitude afloram os basaltos e diabásios que emprestam as escarpas um aspecto festonado, formando uma parede abrupta de até 90°.

Os siltítos e argilítos da Formação Rio do Rasto, em virtude de caráter mais friável do que as litologias sotopostas e periféricas, emprestam uma fisiografia para o CMSI de superfície rebaixada cuja amplitude altimétrica pode ser de até 220 metros.

O aspecto mais conspícuo deste compartimento corresponde ao grande número de diques de diabásio que cortam transversalmente (NW-SE, NE-SW e raramente E-W) a bacia hidrográfica, esta com disposição NE-SW (Figura 51).



Figura 51: Modelo Digital do Terreno da Bacia do rio São Pedro. Elaboração: Autora, 2009.

Os diques de diabásio formam altos topográficos de aspecto alongado, retilíneo e curvo, com largura de até 150 metros e frequentemente rompidos por falhas de direção NE-SW que possibilitam o fluxo dos rios para a jusante (Figura 52).



Figura 52: Vista parcial do relevo na zona limítrofe do CMCB (primeiro plano) com o CMSI (baixadas ao fundo). Ao fundo relevo alongado associado a dique de diabásio. A parte frontal do dique mostra descontinuidade em relação ao CMCB, que evidencia entalhamento por drenagens a partir de falhas. Elaboração: Autora, 2009.

No baixo curso da bacia os platôs residuais ocorrem de maneira isolada e são controlados por dique de diabásio que emprestam o aspecto curvo e alongado para estes relevos (Figura 40).

O CMSI se caracteriza pela variação de baixa a alta densidade de lineamentos e que apresenta correspondência com a baixa e alta densidade de drenagem evidenciada nas Figuras 42 e 34. A frequência e o comprimento dos lineamentos demonstram o predomínio da direção N30-60W, e secundariamente N40-50E (Figura 53). As direções NW-SE evidenciam um controle mais significativo das drenagens de 3ª e 4ª ordem do rio.



Roseta de Comprimento absoluto Figura 53: Roseta de lineamentos do médio curso da bacia do São Pedro.

Roseta de freqüência absoluta

O terceiro compartimento foi denominado de Compartimento Morfoestrutural das Superfícies Dissecadas (CMSD), correspondendo à unidade de relevo mais baixa, variando entre 480 a 380 metros de altitude (Figuras 29 e 40). A característica mais evidente desse compartimento são as colinas baixas de vertentes e topos convexos, profundamente rebaixadas pela erosão. Este fato é corroborado pelo baixo nível altimétrico do interflúvio da margem esquerda.

A densidade de lineamentos no CMSD apresenta o predomínio de nível baixo, que encontra correspondência com densidade de drenagem de nível muito baixo (Figuras 42 e 34). Os diques de diabásio não apresentam expressividade neste compartimento, com maior destaque para aqueles que ocorrem na margem direita da bacia. Contudo, os diagramas de frequência e de comprimento evidenciam ainda, de maneira similar aos demais compartimentos já descritos, o predomínio de direção N40-60W. Porém, as direções N30-60E, (Figura 54), apresentam maior representatividade comparado aos outros compartimentos.

A despeito do sentido geral do rio São Pedro apresentar direção NE-SW, os demais afluentes embora apresentem muitos trechos retilinizados não evidenciam um controle predominante, variando de direções NE-SW, NW-SE, E-W e N-S.



Roseta de Comprimento absoluto Figura 54: Roseta de lineamentos do baixo curso da bacia do São Pedro.

O perfil G-G' (Figura 55) foi extraído no baixo curso inferior entre os compartimentos CMSI e CMSD, evidenciando na margem direita as superfícies de aplanamento, e na margem esquerda contexto deprimido do bloco da Serra do Cadeado.

O Perfil H-H' está todo no domínio do compartimento CMSD (Figura 55). Na margem direita, esta próxima a um platô residual, no fundo de vale desenvolveu-se a planície fluvial do São Pedro, com paleocanais e pequenos diques marginais. Na margem esquerda com processos erosivos associados à camada de colúvios e o aumento da declividade.



Figura 55: Perfis G-G' e H-H'.

Fonte: TOPODATA (2008) Elaboração: Autora (2010).

4.5 NÍVEIS DE APLANAMENTO DA BACIA DO RIO SÃO PEDRO

Bigarella, Mousinho e Silva (1965) e Bigarella e Andrade (1965) denominaram a superfície mais antiga do Estado do Paraná como Pd₃, atribuindo a idade do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior, equivale a Superfície Sulamericana de King (1956). O Pd3 pode ser identificado nas áreas mais elevadas da serras do Cadeado e Grande, no Paraná, entre 1.000 metros e até 1.284 metros de altitude. Estas serras são limitadas por escarpas, constituídas essencialmente por basaltos da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu.

O nível de aplanamento (Pd3) encontra-se muito dissecado na bacia do rio São Pedro em decorrência de alteração supérgena intensa em climas mais úmidos posteriores e possivelmente atividade tectônica. No alto curso o nível Pd3, encontra-se até 1.017 m de altitude decaindo para 662 m. Essas altitudes mais baixas podem ser identificadas junto ao topo de relevos residuais e *inselbergs* que mostram-se desniveladas tectonicamente a partir de falhas normais (Figura 56). Considerando o nível de aplainamento mais elevado, junto a Serra do Cadeado (1.284 m de altitude) verifica-se uma sequência de desnivelamentos que podem atingir no total até 622 metros, e estão associados parcialmente a rejeitos de falhas, o que corrobora o modelo morfotectônico regional proposto por Strugale et al. (2007).

A superfície de cimeira (Pd₃) corresponde aos compartimentos interplanálticos III e II, Justus (1985). Segundo o autor citado, as escarpas da Serra Geral surgiram no limite exterior dos derrames das efusivas, através da elaboração de compartimentos deprimidos por processos erosivos. Este compartimento deprimido desdobra-se em níveis topográficos formados por patamares (Figura 57).



Figura 56: Vista parcial do vale do rio São Pedro.

Na sequência de fotografias da parte superior pode ser observado a oeste, porções terminais de serras de direção NW-SE associadas a diques de diabásio e que constituem parcialmente, os divisores oeste da bacia hidrográfica. Na parte leste do perfil ocorrem dois inselbergs alinhados na direção N80W e associados a dique de diabásio. Os topos dos inselbergs e dos diques de diabásio, marcam um nível de aplanamento mais antigo e retrabalhado. Na parte central ocorrem coberturas detríticas associadas a leques aluvias e colúvios, correlativos a fases de aplanamento. Na fotografia inferior pode ser observar em perfil a sequência de inselbergs, descritos anteriormente, com ombreiras e rampas detríticas (Rd) evidenciando níveis de superfície de aplanamento mais recentes. Pode-se constatar pelos diferentes nivesi altimetricos e o desnivelamento das superfícies marcados por falhas normais que individualizam as elevações residuais.

Elaboração: Autora, 2009.



Figura 57: Vista geral da bacia do rio São Pedro. Foto tomada de jusante para montante.

Em primeiro plano relevo colinoso associado a rochas sedimentares, pelíticas e psamíticas da Formação Rio do Rasto. Ao fundo escarpas cuestiformes da Serra Geral. O topo das escarpas é controlado por rochas basálticas da Formação Serra Geral. Observar ao fundo rampas pedimentares sobre litologias areníticas da Formação Botucatu e Pirambóia. Elaboração: Autora, 2009.

A despeito das afirmações de Justus (1985), constataram-se na área escarpas erosivas que comprovam o recuo das encostas, o que contradiz a idéia de evolução das escarpas junto ao limite dos derrames das efusivas. O desnivelamento das superfícies aplanadas também demonstra a participação neotectônica nos diferentes níveis topográficos representados pelos patamares localizados junto às encostas das escarpas (Figura 40).

O nível inferior, elaborado a partir do Pd3, foi denominado de Pd2 por Bigarella, Mousinho & Silva, (1965) e Bigarella & Andrade (1965). Esse nível pode ser identificado ao longo das escarpas e dos relevos residuais no contexto local e regional, formando patamares e ombreiras facilmente identificadas no campo e nas cartas topográficas, marcando um nível situado entre 700 e 620 metros de altitude (Figura 29).

A superfície Pd2, de maneira semelhante ao Pd3, mostra evidências de desnivelamento neotectônico. Considerando a idade Terciário Médio, atribuída a essa superfície por Bigarella, Mousinho & Silva (1965) pode-se inferir um idade posterior a esse evento tectônico, possivelmente Quaternário, e que teria afetado a superfície do Pd3.

Situado entre as altitudes de 600 a 380 metros, é possível identificar um nível mais baixo e dissecado da superfície Pd2, podendo apresentar localmente e de forma descontínua níveis intermediários associados à erosão diferencial e possivelmente curtos intervalos de alternâncias climáticas e/ou tectônicas (Figura 29 e 40).

Esse nível pode ser demarcado a partir das baixas vertentes até o fundo dos vales, e compreende a zona interfluvial dos tributários de 2^a e 3^a ordem do rio São Pedro. A proximidade do Pd1 com as superfícies anteriormente descritas condicionaram e preservaram depósitos correlativos desse aplanamento ocorrido a custas do Pd2 (Figura 56).

A evolução geomorfológica ocorreu por processos erosivos, alternância de climas úmidos e secos, favorecendo ora processos de dissecação do relevo com aprofundamento dos canais fluviais e em outros momentos aplanamento pelo alargamento dos vales por degradação lateral ativa, produzindo diminuição dos interflúvios e entulhamento dos canais de drenagem. Os processos erosivos comandados pelo rio São Pedro podem ser evidenciado a partir de rupturas de declives acentuadas, vinculadas às zonas das escarpas, que mostram evolução complexa a partir de recuo de encostas, erosão diferencial e desnivelamentos neotectônicos posteriores as fases de aplainamento (Figura 56).

A passagem entre os diversos níveis de pediplanados se faz através de escarpas e ressaltos ou por superfícies em rampas, normalmente de origem pedimentar e/ou coluvial. Atualmente essas rampas se apresentam em vários estágios de erosão, dando origem a diferentes tipos de modelados de dissecação (JUSTUS, 1985).

Na bacia do rio São Pedro foram identificados remanescentes dos diversos aplanamentos, porém ainda carecem de detalhamento quanto a constituição e relação com os níveis descritos (Figura 58). Estes remanescentes dos processos erosivos, que atuaram durante a formação dos níveis aplanados, estão representados por coberturas detríticas de 1 a 2 metros de espessura localizadas sobre as ombreiras e patamares do Pd2, típicas de zonas pedimentares (Figura 59).



Figura 58: Perfil longitudinal do rio São Pedro. Elaboração: Autora, 2010.





(A) Representação esquemática do anfiteatro do vale do Salto do São Pedro. (B) Aspectos de conglomerados, formados de clastos angulosos, aflorando na margem esquerda do tributário do São Pedro.

(C) Detalhe do afloramento onde se observa a gradação de rudáceos de granulometrias diversas, indicando variação na energia do ambiente gerador. A presença de matriz argilosa indica fluxo aquoso no transporte.

Figura 59: Fotografias esquemáticas da área da escarpa erosiva. Elaboração: Autora, 2010.

Nos níveis inferiores, equivalentes ao Pd1, foram identificadas formações superficiais, representadas por conglomerados polimíticos, constituídos por basaltos, arenitos e siltitos, com teores variáveis de matriz arenosa e argilosa. Essas formações foram atribuídas a leques aluviais e depósitos de solifluxão, com espessuras que variam de 1,5 metros até 2,5 metros de espessura, que mostram processos recorrentes e alternados de energia no ambiente deposicional.

Sobreposto e em discordância erosiva foram identificados depósitos de gênese coluvial, formando níveis com até 2 metros de espessura. Esses depósitos argilosos e mal selecionados formam vertentes convexas ao longo de todo o CMSD.

A evolução do relevo da bacia hidrográfica do rio São Pedro foi estudada por Fortes et al. (2010), a partir do emprego e análise de Mapas de Sêppomen, que permitiu visualizar as características geomórficas em momentos distintos do paleorrelevo, a partir do preenchimento seletivo dos vales. Os modelos digitais de terreno dos autores supracitados (Figura 60) mostram mudanças na configuração do relevo da bacia com uma participação decrescente dos fluxos hídricos superficiais em tempos mais remotos.

A bacia pode ser caracterizada por dois compartimentos de relevo distintos no MDT. O primeiro localizado no terço montante, em que a superfície mostra-se quase plano, ressaltando a importância do derrames basálticos na configuração do relevo, cuja disposição horizontal e a resistência litológica representam os principais fatores controladores da morfologia colinosa atual e pretérita. O modelo C (Figura 60) representa a situação climática presente com processos de incisão vertical da paisagem entalhando pelos afluentes atuais.

A presença de relevos residuais e *inselbergs* no terço inferior da bacia, junto aos divisores de água da margem esquerda da bacia, também mostram heranças paleoclimáticas associadas ao recuo paralelo das encostas da Serra Geral, conforme Fortes et al. (2010).

Autores como King (1956), Penteado (1980) e Bigarella et al. (2003) que abordaram a ciclicidade tectônica e paleoclimática do relevo brasileiro argumentam a possibilidade de atribuir aos climas pretéritos mais severos relevos como o da bacia do rio São Pedro. Segundo Fortes et al. (2010), esse fato é corroborado pela presença de *inselbergs* e um vale largo, cujos depósitos correlativos de pedimentação podem ser constatado na base da encosta, formado por um pacote de blocos, com até 60 cm de diâmetro com pouca matriz argilosa de coloração marrom.

Os blocos que representam os pedimentos detríticos, no período contemporâneo estão sendo retrabalhados junto ao canal do rio São Pedro e depositando-se na forma de pequenas barras na calha fluvial.



Fonte: Folhas topográficas de Faxinal-S (SG.-22-V-B-III-1) ano: 2000, escala: 1:50000 Rio Bom (SF.22-Y-D-VI-3) ano 1992, escala 1:50000

Figura 60: Modelo digital do terreno elaborado a partir do Mapa de Seppômen. (A e B). Observar amplo vale no terço inferior e zona mais plana na parte montante. Observa-se a presença de diversas feições residuais e inselbergs na parte mediana e inferior da bacia. O Modelo Digital de Elevação (C) obtido a partir da carta topográfica de Faxinal, 1996. Adaptado de Fortes et al., 2010.

Fortes et al. (2010) realizaram uma análise comparativa dos modelos digitais de terreno afirmando que apesar do recuo da escarpa ter sido pequeno, a largura do vale já era bastante acentuada, muito próxima da situação atual (Figura 61, 62 e 63).



Figura 61: Mapa de localização dos perfis topográficos longitudinais e transversais da bacia do rio São Pedro. Fonte: Fortes et al., 2010.



Fonte: Fortes et al. (2010).



Figura 63: Seqüência dos perfis topográficos transversais do alto para o baixo curso, em diferentes condições de aplainamento. Fonte: Fortes et al. (2010).

O controle litoestrutural da evolução da bacia do rio São Pedro foi evidenciado a partir do nítido rotacionamento da escarpa principal da Serra Geral de E-W para NW-SE. Sendo este direcionamento atual (NW-SE) associado à presença de dique de diabásio (FORTES et al., 2010). Ainda conforme os autores mencionados acima, possivelmente o rotacionamento esteja relacionado à erosão e recuo das escarpas sobre litologias mais friáveis das Formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu. Dessa maneira o recuo da escarpa teria sido abortado ou mesmo reduzido quando erosão atingiu os diques de diabásio no local, emprestando essa geometria para a escarpa.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados deste estudo foram obtidos a partir da análise de dados geológicos, morfométricos, hidrográficos, morfodinâmicos e morfoestruturais.

A bacia hidrográfica apresenta uma disposição condicionada por diversos processos erosivos. No trecho do alto curso distribuem-se os basaltos chegando a alcançar a *escarpa*. Os arenitos, Formações Botucatu e Pirambóia, mantêm o *front* da *escarpa*, formando paredões de aproximadamente 90°.

Nas médias e baixas vertentes do médio e baixo curso, o substrato rochoso predominante é a Formação Rio do Rasto, gerando superfície com aspecto arrasado, recobertas por camadas de material colúvio-aluvionar. No divisor de águas da margem esquerda do baixo curso mostra-se com altimetrias muito inferior a da margem direita, devido aos aspectos litológicos friáveis e a ausência de diques de diabásio, ainda há a influência do bloco da Serra do Cadeado, constituindo uma área topograficamente deprimida.

A Bacia do rio São Pedro é formada por dois modelados de paisagem, o de dissecação e o de acumulação. O modelado de dissecação caracteriza o Terceiro Planalto Paranaense, sobre rochas basálticas, predominando a pedogênese e alteração geoquímica.

O modelado de acumulação corresponde ao Segundo Planalto Paranaense com substrato rochoso correspondendo a associação de basaltos no topo, arenitos das Formações Botucatu e Pirambóia na alta e média vertente, em trechos de média a baixa vertente há os arenitos e siltítos da Formação Rio do Rasto. As formações cenozóicas recobrem os arenitos e siltítos da Formação Rio do Rasto e permitem a caracterização do modelado de acumulação.

No contexto do modelado de acumulação predominam ambiente de dissecação vertical e acumulação detrítica no fundo dos vales, podendo ser encontrados em diversos trechos da calha fluvial as diversas soleiras e depósito detríticos que estão sendo retrabalhados no clima atual, que são formados de basalto, arenitos e siltítos. Este modelado constitui-se em uma superfície que abrange dois terços da bacia hidrográfica, com sentido NE-SW, até a confluência com o rio Alonzo.

Nos mapas de densidade de drenagem e lineamentos, mostra de forma clara o predomínio destes elementos no modelado de acumulação em relação ao de dissecação. Isso decorrência da permeabilidade do substrato rochoso (Formação Rio do Rasto), constituição

mineralógica, dinâmica hídrica nas vertentes que culminam com a evolução dos solos na bacia.

A partir da análise dos mapas temáticos foram propostos três compartimentos para a bacia hidrográfica, o Compartimento Morfoestrutural da Cimeira Basálticas (CMCB), O Compartimento Morfoestrutural das Superfícies Inumadas (CMSI) e O Compartimento Morfoestrutural das Superfícies Dissecadas (CMSD).

O Compartimento CMCB destaca-se pela horizontalidade dos derrames basálticos associada ao padrão de lineamentos desenvolvido colinas suaves onduladas convexos côncavas, a rede de drenagem organizada na forma de padrão dendrítico a subdendrítico.

Os Compartimentos CMCB e CMSI são limitados pela escarpa erosiva Mesozóica.

O Compartimento CMSI exibe diversas feições morfoestruturais, como o dique de diabásio. Estas feições intrusivas formam altos topográficos de aspecto alongado, retilíneo e curvo, com largura de até 150 metros e freqüentemente interrompidos por falhas de direção NE-SW que possibilitam o fluxo dos rios para a jusante. O CMSI comprova o elevado controle estrutural a partir da variação da densidade de lineamentos entre baixa a alta apresentando correspondência com a densidade de drenagem, que varia de baixa a alta. Os lineamentos de direções NW-SE evidenciam um controle mais significativo nas drenagens de 3^a e 4^a ordem do rio.

O Compartimento CMSD consiste em um compartimento deprimido que desdobra-se em níveis topográficos formados por patamares. A densidade de lineamentos predominante é de nível baixo, que encontra correspondência com densidade de drenagem de nível muito baixo. Os diques de diabásio não apresentam expressividade neste compartimento, com maior destaque para aqueles que ocorrem na margem direita da bacia.

Nos compartimentos CMSI e CMSD a rede hidrográfica comportou-se devido ao elevado controle estrutural, ditado principalmente por falhas normais e diques de diabásio, tendo a hidrografia aspectos dendrítico a sub-dendrítico, em alguns trechos paralelo a sub-paralelo.

A despeito do sentido geral da rede hidrográfica do rio São Pedro, direção NE-SW, os demais afluentes, embora com muitos trechos retilinizados, não evidenciam um controle predominante, variando de direções NE-SW, NW-SE, E-W e N-S, sendo indício do controle estrutural correlativo ao mosaico litológico característico da bacia. A direção dos afluentes do rio São Pedro corrobora com a direção dos lineamentos.

As falhas no sentido NW-SE predominam na bacia, estão representadas pelos diques de diabásio, há as falhas de sentido NE-SW que concordam com a direção da Bacia do São Pedro com indícios de movimento de subsidência regional do bloco da Serra do Cadeado.

Na bacia foram reconhecidas às superfícies aplainadas e retrabalhadas do Pd3, Pd2 e Pd1, com seus depósitos correlativos correspondentes, mas estas superfícies apresentam-se desniveladas na paisagem, sendo indicativo de atividade tectônica recente, possivelmente quaternária. Ao longo das vertentes mais íngremes, diferentes níveis de ombreiras se destacam evidenciando possível gênese policíclica do modelado. Assim, com os indícios levantados foi proposto um evento geomorfológico em que houve deslocamento das superfícies de erosão antiga, datando possivelmente do Quaternário, sendo as superfícies terciárias, tendo sido desniveladas a partir de falhas normais.

A escarpa erosiva foi preservada provavelmente no setor entre o alto e médio curso devido a interrupção das alternâncias climáticas, sendo após este período modelada pelo clima contemporâneo. Esta estrutura morfoestrutural foi sustentada pelo alinhado diques de diabásio.

6 **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

AB'SÁBER, A.N. Regiões de circundenudação pós cretácea no planalto brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 1. São Paulo, 1949.

ACCACCIO, E. Flora na ecorregião da Serra do Mar. IN: **Anuário da Mata Atlântica**, 2004. Site: http://www.rbma.org.br/anuario/mata_06_smar_asp_bio_flora.asp, acessado em 03 de fevereiro de 2010.

ANDRADE FILHO, C.O.; FONSECA, L.M.G. Lineamentos estruturais a partir de imagem Landsat TM e dados SRTM. IN: Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 14, 2009, São José dos Campos. **Anais...** São José dos Campos, 3151-3158, 2009.

ASSINE, M.L.; PIRANHA, J.M.; CARNEIRO, C.D.R. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. IN: MANTESSO, Neto V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (orgs). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Ed. Beca, 77-93, 2004.

BACCI, D.C. IN: MIRANDA, E.E. et al. (coord.) **Sistema de Gestão Territorial para a ABAG/RP**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: http://www.abagrp.cnpm.embrapa.br>. Acessado em 05 de Janeiro de 2010.

BETTÚ, D.F.; FERREIRA, F.J.F.; SALAMUNI, E.; FERNANDES, L.A. Compartimentação estrutural e conectividade dos sistemas aqüíferos caiuá e serra geral no noroeste do Paraná – Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, 24(3), 2006.

BIGARELLA, J.J. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. v.3, Florianópolis: UFSC, 2003.

BIGARELLA, J.J.; MAZUCHOWSKI, J. Z. Visão integrada da problemática da erosão. IN: Simpósio nacional de controle de erosão, 3, 1985, Curitiba. **Anais...** Curitiba, 1985.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvios e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, 16/17: 153-197, 1965.

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

BIGARELLA, J.J & ANDRADE, G.O. Contribution to the study of the BrazilianQuaternary. In: WRIGHT, H.E. Jr. & FREY, D.G. (eds.) **International Studies on theQuaternary**. Geol. Soc. Am. Spec. Papers. New York, 84, 433-451 p., 1965.

BÜDEL, L. Climatic geomorphology. Princepton: Princepton Univ. Press., 443p., 1982.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T. Diagênese de arenitos da formação Pirambóia no centro-leste paulista. **Geociências**, 22 (especial): 33-39, 2003.

CARNEIRO C.D.R. 2007. Viagem virtual ao Aqüífero Guarani em Botucatu (SP): Formações Pirambóia e Botucatu, Bacia do Paraná. **Terræ Didatica**, 3(1):50-73. Disponível em: http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/. Acessado em 28 de Janeiro de 2010.

CASTRO, J.C.; BORTOLUZZI, C.A.; CARUSO JR., F.; KREBS, A.S. **Coluna White: Estratigrafia da Bacia do Paraná no Sul do Estado de Santa Catarina - Brasil**. Florianópolis: Secretaria de Estado de Tecnologia, Energia e Meio Ambiente, 1994. 1 v. (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 4). Disponível em: http://www.cprm.gov.br/coluna/fmriorasto.html, acessado em 25 de fevereiro de 2010.

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

CAVIGLIONE, J.H.; KIIHL, L.R.B.; OLIVEIRA, D.; GALDINO, J.; BORROZINO, E.; GIACOMINI, C.C.; SONOMURA, M.G.Y.; PUGSLEY, L. Cartas climáticas do estado do Paraná. IN: Congresso e mostra de agroinformática, 1, 2000, Ponta Grossa. Anais... Ponta Grossa, 2000.

EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2ª ed. Rio de Janeiro: Editora: IBGE, 2006.

ETCHEBEHERE, M.L.C. Terraços neoquaternários no vale do rio do peixe, planalto ocidental paulista: implicações estratigráficas e tectônicas. (Tese de Doutorado) Rio Claro: UNESP, 2000.

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

FORTES, E.; OLIVEIRA, S.B.; VOLKMER, S. Aplicações da técnica de seppômen na análise paleoclimática e morfoestrutural: O caso da bacia hidrográfica do rio são pedro – Faxinal – PR. In: VI Seminário Latino Americano II Seminário Ibérico Americano De Geografia Física, 2010, Coimbra. Anais... Coimbra, 2010.

GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; FERNANDES, L.A.; DONATTI, L.M. Paleoventos e paleocorrentes subaquosas do sistema deposicional pirambóia nos estados de são paulo e paraná, bacia do paraná: estudo baseado em análise estatística de dados azimutais. **Revista Brasileira de Geociências**, 34(2): 282-292, 2004.

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

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. **Boletim Sociedade Brasileira de Geologia**, n. 11: 1-31, 1990.

HIRUMA, S.T. **Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaína**. (Tese de Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – IG/USP, 2007.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, 1, Belo Horizonte. **Boletim**. Belo Horizonte, SBG-MG, p.1-31, 1990.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de geomorfologia.** (coor.) NUNES, B. A; RIBEIRO, M. I. C.; ALMEIDA, V. J.; NATALI FILHO, T. Série Manuais Técnicos em Geomorfologia, 5. Rio de Janeiro, 112 p., 1995.

______. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geografia do Brasil: Região Sul**. Diretoria de Geociências. Rio de Janeiro, 1992.

Manual técnico da vegetação brasileira. Série manual técnicos em geociências. N. 1. Rio de Janeiro, 1992.

INPE, **TOPODATA – banco de dados geomorfológicos do Brasil**. São José dos Campos, 2008. Disponível pelo site: <u>http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php</u>. Acessado em 21jan2009.

ITCG. Instituto de terras cartografia e geociências. Mapa de solos. Curitiba, 2008.

_____ Mapa de climas. Curitiba, 2008.

_____ Mapa fitogeográfico. Curitiba, 2008.

JUSTUS, J.O. Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar. [dissertação de mestrado]. UFBA. Bahia, 1985.

KING, L.C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, 28(2): 1956.

LIMA, C. C. U. O neotectonismo na costa do sudeste e do nordeste brasileiro. In: revista de ciência & tecnologia, v. 15, 91-102 p, 2000.

MACHADO, F.B.; ROCHA JR., E.R.V.; NARDY, A.J.R.; MARQUES, L.S. A província magmática do paraná em mato grosso do sul (BR): considerações geológicas, petrológicas e geoquímicas. IN: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 4, 2008, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu, páginas, 2008.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia do Paraná e Santa Catarina. Arquivo de Biologia Tecnologia do Estado do Paraná, v. 2: 1947.

_____. Geologia física do Estado do Paraná. Curitiba: Impresa Oficial, 1968.

MANIERI, D.D.; SANTOS, F.R.; FORTES, E.; VOLKMER, S. Geomorfologia e sedimentação do baixo curso do rio bufadeira – PR. IN: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 13, 2009, Viçosa. **Anais...**, Viçosa, 2009.

MILANI, E.J. Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Ocidental. [Tese de Doutorado]. UFRGS, V.1 Texto. V.2 Anexos. Porto Alegre. 1997.

MINEROPAR. Mapa geológico do estado do Paraná, Mineropar. Curitiba: 2001.

_ Atlas geomorfológico do estado do Paraná. Mineropar. Curitiba: 2006.

MORAES, F.T.; RUEDA, J.R.J. Caracterização morfoestrutural do município de Poços de Caldas, MG, visando o estabelecimento de zonas geoambientais. In: Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 12, 2005, Goiânia. Anais... Goiânia, 3837-3841, 2005.

MOURA, C. A.; RUEDA, J. R. J.; MATTOS, J. T. Determinação de áreas instáveis em faixa de dutos utilizando imagens de satélite landsat. In: Anais **XIV Simpósio brasileiro de sensoriamento remoto**, 2009, Natal. **Anais**... Natal, 3277-3284.

OBRUCHEV, V.A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik. Akad. Nauk. Izv. Serv. Geol., 5: 13-24 p., 1948.

PASSARELA, S.M. Contribuição geomorfológica a região de Cássia, no sul do estado de Minas Gerais. (Dissertação de mestrado) Rio Claro: Instituto de Geociências – IG/USP, 2009.

PAULA e SILVA, F.; KIANG, C.H.; CAETANO-CHANG, M.R.; SINELLI, **O.** Arcabouço geológico e hidrofácies do Sistema Aquífero Guarani, no município de Ribeirão Preto (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, 38(1): 56-67, 2008.

PENTEADO. M.M. Fundamentos de geomorfologia. 3ª ed. Rio de Janeiro, IBGE, 1980.

PINHEIRO JR, J.R. et al. Uso de Geotecnologias na Estruturação da Base Cartográfica do Parque Estadual do Bacanga, São Luís-MA. IN: Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto, 3, 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju, 2006.

PORTELA FILHO, C.V. **Condicionamento estrutural-magnético do sistema aqüífero serra geral na região do arco de ponta grossa (Bacia do Paraná) e sua conectividade com o sistema aqüífero guarani**. (Dissertação de mestrado). Curitiba: Programa/UFPR, 2003.

REIS NAKASHIMA, M.S. **Análise dos processos erosivos e da fragilidade ambiental na bacia do rio Keller/Pr.** (Tese de doutorado). São Paulo. Universidade de São Paulo, 1999.

RIFFEL, S.B. **Evolução geocronológica de paleosuperfícies no Sul do Brasil.** (Plano de Doutorado Pleno no Exterior). Austrália: The University of Queensland Earth Sciences Department, 2006.

ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro, as superfícies de aplanamento e os níveis morfológicos. In: **Revista do departamento de geografia** – USP, 5, 7-27, 1991.

Geografia do Brasil. Edusp. São Paulo/SP. 1995.

ROSTIROLLA, S.P.; ASSINE, M.L.; FERNANDES, L.A.; ARTUR, P.C. Reativação de Paleolineamentos durante a Evolução da Bacia do Paraná – O Exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. In: **Revista brasileira de Geociências**, 30 (4) 639–648 p., 2000.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, Revista de Geociências, 1 (1): 1-15, 1993.

SANTOS, L.J.C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N.E.; FIORI, A.P.; SILVEIRA, C.T.; SILVA, J.M.F.; ROSS, J.L.S. Mapeamento geomorfológico do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 7(2): 3-12, 2006.

SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: **Congresso brasileiro de geologia**, 28. **Anais ...** Porto Alegre. v. 1, p.41-65, 1974.

SCHOBBENHAUS, C.; NEVES, B.B.B. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. IN: BIZZI, L.A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM, 2003.

SILVA, A.C. Condicionantes litoestruturais da compartimentação do relevo da área abrangida pela folha de Faxinal-Pr (SG-22-C-II). (Monografia bacharelado em Geografia). Maringá: Universidade Estadual de Maringá, 2006

Site: http://www.iapar.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=863, acessado em 27 de janeiro de 2010.

Site: http://www.paranacidade.org.br/municipios/municipios.php, acessado em 28 de janeiro de 2010.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C.V. Compartimentação estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 34: 303-316, 2004.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V.; FERREIRA, F. J. F.; FREITAS, R. C. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. In: Journal of south American earth sciences, v. 24, issues 2-4, 203-227, 2007.

SUGUIU, K. MARTIN, L. The role of neotectonics in the evolution of the brazilian coast. **Geonomos**, 4 (2), 45-53 p, 1996.

THOMAZ, S.L. Sinopse sobre a geologia do Paraná. Boletim de Geografia, 2(2); 76, 1984.

VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. In: Anais XII simpósio brasileiro de sensoriamento remoto, 2005, Goiânia. **Anais...** Goiânia, 3595-3602, 2005.

WHITE, I.C. **Relatório Final**, Comissão de estudo das minas de carvão de pedra do Brasil. Rio de janeiro: Imprensa nacional, 1908.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. Bacia do Paraná. IN: RAJA GABIGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (org.) **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Petrobras, 1990.