

**ADALTO GONÇALVES DE LIMA**

**CONTROLE GEOLÓGICO E HIDRÁULICO NA MORFOLOGIA DO  
PERFIL LONGITUDINAL EM RIO SOBRE ROCHAS VULCÂNICAS  
BÁSICAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL  
NO ESTADO DO PARANÁ**

**FLORIANÓPOLIS**

**2009**

**Universidade Federal de Santa Catarina  
Centro de Filosofia e Ciências Humanas  
Curso de Pós-Graduação em Geografia**

**Adalto Gonçalves de Lima**

**Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio  
sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral  
no Estado do Paraná**

**Orientadora  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Gerusa Maria Duarte**

**TESE DE DOUTORADO**

Área de concentração: Utilização e Conservação de Recursos Naturais

Florianópolis, fevereiro de 2009

**Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio  
sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral  
no Estado do Paraná**

**Adalto Gonçalves de Lima**

Coordenador: Prof. Dr. Carlos José Espíndola

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, área de concentração Utilização e Conservação de Recursos Naturais, do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina, em cumprimento aos requisitos necessários à obtenção do grau acadêmico de Doutor em Geografia.

Presidente: \_\_\_\_\_  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Gerusa Maria Duarte (UFSC)

Membro: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira Oliveira (UFSC)

Membro: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr. José Cândido Stevaux (UEM)

Membro: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez (UNIOESTE)

Membro: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr.<sup>a</sup> Sandra Baptista Cunha (UFF)

Florianópolis-SC, fevereiro de 2009.

Aos meus pais Antonio e Rute, pelo amor e estímulo com que me cercaram desde minhas primeiras letras.

## **AGRADECIMENTOS**

No rio da tese foi preciso descer sozinho, mas ao longo do percurso muitos estiveram nas margens auxiliando-me em diversos momentos, aos quais desejo registrar meus sinceros agradecimentos. Bem de perto e por todo o percurso estive a Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Gerusa M. Duarte, minha orientadora, sempre meticulosa, entusiasta, e uma amiga para além do rio. A ela meu agradecimento especial. Ao amigo Andrey L. Binda, pelo auxílio inestimável nos trabalhos de campo. Aos amigos e colegas do Degeo/UNICENTRO, Prof. Dr. Luis G. Bertotti e Prof. Dr. Leandro R. Vestena, que mesmo envolvidos com seus projetos deram de seu tempo para me auxiliar com as geotecnologias. Ao Prof. Dr. Paulo Cesar Soares (UFPR) pelas sempre cordiais conversas e pelas sugestões quanto aos métodos da análise estrutural. Ao Prof. Dr. Breno Waichel (UNIOESTE) pelo pronto e preciso auxílio com as dúvidas sobre os basaltos. À Prof.<sup>a</sup> PhD Ellen Wohl (Universidade Estadual do Colorado) pela gentileza em fornecer os resultados inéditos do seu trabalho e de seu orientando Ian Dubinski sobre experimentos com processos de arranque. Aos membros da banca pela cuidadosa leitura do texto da tese e pelas sugestões advindas. Ao amigo e colega do Degeo/UNICENTRO Prof. Dr. Maurício Camargo Filho pelo auxílio “político” para realização de algumas etapas de campo. Aos proprietários de terra da bacia do Rio das Pedras que gentilmente permitiram a entrada em suas propriedades para chegar até às áreas de estudo. E à minha noiva, Débora Lustosa, pelo constante incentivo e compreensão acerca de minhas longas ausências.

## RESUMO

Devido sua morfologia escalonada, os perfis longitudinais dos rios desenvolvidos sobre basaltos apresentam uma modalidade diferenciada de evolução intrinsecamente ligada à evolução das rupturas de declive. A morfologia dos perfis longitudinais dos rios da Formação Serra Geral, constituinte da província vulcânica continental da Bacia do Paraná, é atribuída, de forma ampla, às diferenças no grau de vesiculação e no estilo de fraturamento dos níveis internos dos derrames. Porém, pouco se sabe sobre a interação entre essas e outras propriedades na determinação dos declives fluviais. O propósito do presente estudo foi investigar como as características litológicas, tectono-estruturais e hidráulicas influenciam a morfologia do perfil longitudinal de um rio situado sobre os basaltos da Formação Serra Geral. O estudo baseou-se no levantamento e análise de informações cartográficas sobre falhas, basculamentos de bloco, variação da área de drenagem e informações de campo sobre vesiculação, fraturamento e resistência da rocha intacta, ao longo do Rio das Pedras (extensão  $\approx 62$  km; área da bacia  $\approx 330$  km<sup>2</sup>). Utilizou-se como modelo direcionador e integrativo das análises a relação declive-área ( $S = k_s A^{-\theta}$ ). A resistência da rocha intacta não influencia os declives, exceto subsidiariamente nas zonas de ruptura em basalto vesicular-amidalóide, onde, respectivamente, a potência do escoamento é maior e a resistência é, em média, menor. As zonas de ruptura (*knickzones*) são feições comuns do perfil longitudinal, sendo originadas em sua maioria por falhas transversais ao canal e esculpidas em qualquer nível estrutural interno dos derrames de basalto. A evolução das zonas de ruptura combina a retração paralela das rupturas individuais com a inclinação da zona como um todo. O arranque é o processo erosivo predominante, mas formas esculpidas por abrasão desenvolvem-se quando o fraturamento está entre 3 e 5 m/m<sup>2</sup>. A média da densidade de fraturas em trechos fluviais cuja orientação é controlada pela inserção em zonas fraturadas tectonicamente é maior (6,2 m/m<sup>2</sup>) que nos trechos livres de controle (4,5 m/m<sup>2</sup>). Zonas de baixa declividade relativa tendem a diminuir em declividade com o aumento da densidade de fraturas, ocorrendo o inverso nas zonas de ruptura. Combinações específicas entre declividade, potência do escoamento, modalidades de arranque e fluxo de sedimentos são sugeridas como causa dessa diferença. Segmentos convexos do perfil estão relacionados ao fluxo do rio contrariamente ao mergulho de blocos tectonicamente basculados. O índice de concavidade ( $\theta$ ) apresenta valores diferenciados de acordo com o macro-domínio tectônico em que o rio está inserido. Fluxo contrário ao mergulho de um bloco basculado reduz  $\theta$ , o mesmo acontecendo quando há inserção extensiva do canal em zonas fraturadas tectonicamente. Independente do controle, no rio estudado  $\theta$  está em torno de 1. Dentro de cada macro-domínio as variações das propriedades litológicas e de estruturas menores determinam os valores do índice de declividade ( $k_s$ ). A densidade de fraturas é o principal fator diferenciador de domínios  $k_s$ .

## ABSTRACT

Due to the stepped morphology, the longitudinal profiles developed over basalts present a differentiated modality of evolution which is closely related to knickpoint evolution. The morphology of longitudinal profiles of rivers of Serra Geral Formation, a component of Paraná Basin volcanic province, is widely attributed to the differences in vesiculation and style of fracturing of the internal levels of the floods. However, little is known about the interaction between this and others properties in the determination of fluvial slopes. The objective of the present study was to investigate how the lithological, tectonic, and hydraulic characteristics influence the morphology of the longitudinal profile of a river situated on basalts of the Serra Geral Formation. The study was based on a survey and analysis of cartographic information about faults, block tilting and drainage area variation and field information about vesiculation, fracturing and intact rock strength, along the Rio das Pedras (extension  $\approx 62$  km; basin area  $\approx 330$  km<sup>2</sup>). The slope–area relationship ( $S = k_s A^{-\theta}$ ) was used as directive and integrative model of the analysis. The intact rock strength does not influence the slopes, except in a subsidiary way in the knickzones formed in vesicular basalt, where the stream power is greater and the rock strength is, on average, less. The knickzones are common features of the longitudinal profile, originating mainly from faults crossing the channel, and are sculpted in any internal structural level of the basalt floods. The knickzone's evolution combines the parallel retreat of individual knickpoints with the inclination of the zone. Plucking is the predominant erosion process, but the features sculpted by abrasion develop when the fracturing is between 3 and 5 m/m<sup>2</sup>. The average fracture density in fluvial reaches whose orientation is controlled by insertion in tectonic fracture zones is larger (6.2 m/m<sup>2</sup>) than in control free reaches (4.5 m/m<sup>2</sup>). Relatively low slope zones tend to decrease in steepness with the increase in the density of fractures, and the inverse occur in the knickzones. Specific combinations of slope, stream power, plucking type, and sediment flux are suggested as the cause of the difference. Convex segments of the profile are related to the river flux contrary to the plunge of the tilting blocks. The concavity index ( $\theta$ ) presents differentiated values according to the tectonic domain where the river is situated. The flux contrary to the plunge of the tilting block decreases  $\theta$ ; the same happens when there is extensive insertion of the channel in fracture zones. Independently of control,  $\theta$  is around 1 in the studied river. Inside each tectonic domain the variations in lithological properties and small structures determine the steepness index values ( $k_s$ ). The fracture density is the major factor that determines  $k_s$  values.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### Capítulo 1

<b>Figura 1.1.</b> Modelos de evolução de rupturas de declive, segundo Gardner (1983).....	19
--	----

### Capítulo 3

<b>Figura 3.1.</b> Localização da área de estudo.....	32
<b>Figura 3.2.</b> Compartimentação da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná.....	34
<b>Figura 3.3.</b> Seções colunares representativas do perfil geológico do substrato do Rio das Pedras.....	37
<b>Figura 3.4.</b> Inserção da área de estudo no contexto das estruturas tectônicas regionais.....	39
<b>Figura 3.5.</b> Mapa geológico da região da área de estudo.....	40
<b>Figura 3.6.</b> Orientações regionais de fraturamento.....	41
<b>Figura 3.7.</b> Mapa estrutural da bacia do Rio das Pedras.....	43
<b>Figura 3.8.</b> Representação esquemática dos blocos tectônicos em dois perfis na bacia do Rio das Pedras.....	44
<b>Figura 3.9.</b> Compartimentação geomorfológica da Bacia do Rio das Pedras.....	46
<b>Figura 3.10.</b> Características do leito do Rio das Pedras.....	50
<b>Figura 3.11.</b> Depósitos rudáceos litificados formando o leito do Rio das Pedras nos trechos 41 (A) e 62 (B). ....	52
<b>Figura 3.12.</b> Precipitação total anual para o período 1976-2006 na área de estudo.....	53
<b>Figura 3.13.</b> Vazões máxima, mínima e média do Rio das Pedras no período 1985-2005.....	54
<b>Figura 3.14.</b> Regime anual do Rio das Pedras .....	55
<b>Figura 3.15.</b> Ocorrência das vazões máximas do Rio das Pedras no período 1985-2005.....	56
<b>Figura 3.16.</b> Médias das vazões máximas de outono no período 1985-2005.....	56
<b>Figura 3.17.</b> Médias das vazões máximas de primavera no período 1985-2005.....	57

## Capítulo 4

<b>Figura 4.1.</b> Localização das estações de campo para levantamento de dados litológicos.....	64
<b>Figura 4.2.</b> Localização das seções transversais levantadas ao longo do Rio das Pedras para cálculo da relação entre vazão de margens plenas e área de drenagem.....	67
<b>Figura 4.3.</b> Seções transversais levantadas ao longo do Rio das Pedras.....	68

## Capítulo 5

<b>Figura 5.1.</b> Perfil longitudinal do Rio das Pedras.....	74
<b>Figura 5.2.</b> Tipos fundamentais de ruptura de declive encontrados no Rio das Pedras.....	77
<b>Figura 5.3.</b> Relação entre declividade e posição relativa dos trechos do canal do Rio das Pedras.....	78
<b>Figura 5.4.</b> Relação entre declive e distância da nascente no Rio das Pedras, plotadas em escalas bilogarítmica (A) e (B) monologarítmica.....	79
<b>Figura 5.5.</b> Relação entre vazão e área de drenagem no Rio das Pedras.....	82
<b>Figura 5.6.</b> Aumento da área drenada em função do aumento da distância da nascente.....	83
<b>Figura 5.7.</b> Relação entre declividade e área de drenagem no Rio das Pedras.....	85

## Capítulo 6

<b>Figura 6.1.</b> Modelo clássico de formação de ruptura de declive em basaltos da Formação Serra Geral.....	88
<b>Figura 6.2.</b> Declividades dos trechos do Rio das Pedras com as respectivas características estruturais dos basaltos.....	91
<b>Figura 6.3.</b> Pavimentos polidos desenvolvidos sobre basalto amidalóide.....	98
<b>Figura 6.4.</b> Interação entre o processo abrasivo formador de marmitas e o processo de arranque em leito basáltico.....	99
<b>Figura 6.5.</b> Coalescência de marmitas formadas em basalto altamente vesicular.....	100
<b>Figura 6.6.</b> Morfologia de rupturas de declive em basalto vesicular-amidalóide.....	101

## Capítulo 7

<b>Figura 7.1.</b> Distribuição de freqüência da resistência litológica medida com esclerômetro em 64 locais no leito do Rio das Pedras.....	105
--	-----

<b>Figura 7.2.</b> Distribuição de freqüências da resistência (n = 53) conforme o subtipo de basalto da área de estudo.....	108
<b>Figura 7.3.</b> Distribuição de freqüências da resistência mecânica (n = 60) conforme as unidades morfológicas do perfil longitudinal do Rio das Pedras.....	111
<b>Figura 7.4.</b> Relação entre resistência da rocha intacta e declividade (A) e entre resistência da rocha intacta e índice de gradiente (B).....	114
<b>Figura 7.5.</b> Crostas de intemperismo formadas em basalto vesicular-amidalóide (A) e basalto maciço (B) .....	119

## Capítulo 8

<b>Figura 8.1.</b> Distribuição de freqüência da densidade de fraturas verticais medidas em 53 estações no leito do Rio das Pedras.....	124
<b>Figura 8.2.</b> Distribuição de freqüência da densidade de fraturas nos basaltos do leito do Rio das Pedras, conforme a estrutura litológica.....	126
<b>Figura 8.3.</b> Distribuição de freqüência agrupada da densidade de fraturas nos basaltos do leito do Rio das Pedras, conforme as unidades morfológicas fundamentais do perfil longitudinal.....	127
<b>Figura 8.4.</b> Relação entre índice de gradiente e densidade de fraturas (A) e declividade e densidade de fraturas (B).....	129
<b>Figura 8.5.</b> Relação entre declividade e densidade de fraturas em zonas de topo (A) e zonas de ruptura (B).....	130
<b>Figura 8.6.</b> Representação esquemática da variação combinada de densidade de fraturas horizontais e verticais.....	132
<b>Figura 8.7.</b> Relação entre a densidade de fraturas e a resistência da rocha intacta.....	133
<b>Figura 8.8.</b> Vista parcial do trecho 32, onde se formam depressões por arranque de vários blocos poligonais.....	135
<b>Figura 8.9.</b> Morfologia de grau-depressão formada em níveis com disjunção horizontal.....	136
<b>Figura 8.10.</b> Bacia de arranque formada em soleira fluvial no trecho 34.....	136
<b>Figura 8.11.</b> Cunha clasto-hidráulica em basalto amidalóide no leito do Rio das Pedras.....	140
<b>Figura 8.12.</b> Possível condição diferencial de pressão hidráulica ( $P_h$ ) e confinada ( $P_c$ ) ou litostática, em uma zona fraturada de uma seção transversal de canal com leito rochoso.....	142

## Capítulo 9

<b>Figura 9.1.</b> Representação esquemática da interação entre falhas transversais ao canal e os declives do perfil longitudinal.....	150
--	-----

<b>Figura 9.2.</b> Declividades dos trechos do Rio das Pedras, com destaque para os segmentos côncavos e convexos.....	152
<b>Figura 9.3.</b> Relação entre o basculamento tectônico de blocos e a morfologia do perfil longitudinal do rio.....	155
<b>Figura 9.4.</b> Distribuição de freqüência da densidade de fraturamento em trechos controlados direcionalmente por fraturas tectônicas (TC) e em trechos livres de controle (TL).....	158
<b>Figura 9.5.</b> Relação entre a taxa indicativa da variação da declividade ( $\theta_i$ ) e a área de drenagem.....	163
<b>Figura 9.6.</b> Relação entre a taxa indicativa de variação da declividade e o grau de controle estrutural sobre a direção do canal.....	163

## Capítulo 10

<b>Figura 10.1.</b> Representação esquemática da relação entre declividade do canal e densidade de fraturas.....	170
<b>Figura 10.2.</b> Modos de evolução de zonas de ruptura em substrato basáltico muito fraturado (A) e pouco fraturado (B), a partir da formação de uma ruptura de declive (cachoeira).....	171
<b>Figura 10.3.</b> Morfologia dupla encontrada em rupturas de declive em basalto maciço e sua relação com a potência do escoamento e com os processos erosivos.....	172
<b>Figura 10.4.</b> Modos de interação entre o fraturamento vertical e horizontal e a determinação dos declives em zonas de ruptura.....	173
<b>Figura 10.5.</b> Idealização das condições de pressão hidrostática atuantes em uma ruptura de declive em meio fraturado, conforme conclusões de Dubinski (2008).....	174
<b>Figura 10.6.</b> Representação esquemática da evolução conjunta entre zona de topo e zona de ruptura.....	175
<b>Figura 10.7.</b> Representação esquemática da relação declive-área para um rio que apresenta aumento na resistência à erosão ( $R_e$ ), ou na taxa de soerguimento tectônico (U), ao longo do seu perfil.....	178
<b>Figura 10.8.</b> Relação entre declividade e área de drenagem para o Rio das Pedras, evidenciando os dois alinhamentos de trechos formados por zonas de topo (A1 e A2) e por zonas de ruptura (A3 e A4).....	179
<b>Figura 10.9.</b> Relação declive-área para zonas de topo (A) e zonas de ruptura (B) do perfil longitudinal do Rio das Pedras, evidenciando a resistência da rocha intacta característica de cada trecho analisado em campo.....	180
<b>Figura 10.10.</b> Relação declive-área para zonas de topo (A) e zonas de ruptura (B) do perfil longitudinal do Rio das Pedras, evidenciando a densidade de fraturas característica de cada trecho analisado em campo.....	181

<b>Figura 10.11.</b> Relação declive-área para o Rio das Pedras, evidenciando a compartimentação do perfil longitudinal.....	185
<b>Figura 10.12.</b> Relação entre declividade e densidade de fraturas em zonas de ruptura.....	187
<b>Figura 10.13.</b> Controle tectônico no segmento do canal situado entre os trechos 25 e 29, visualizado em planta e em perfil.....	188

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 3.1.</b> Composição de rochas básicas da bacia do Rio das Pedras.....	35
<b>Tabela 5.1.</b> Taxas de incremento de área e de vazão nos segmentos do perfil longitudinal do Rio das Pedras.....	83
<b>Tabela 6.1.</b> Características dos declives dos trechos do perfil longitudinal conforme o subtipo litológico.....	93
<b>Tabela 6.2.</b> Características das declividades em zonas de topo e zonas de ruptura, conforme o subtipo litológico.....	94
<b>Tabela 7.1.</b> Comparativo das resistências litológicas, conforme o grau de intemperismo, em três locais do leito do Rio das Pedras.....	106
<b>Tabela 7.2.</b> Características da distribuição não-agrupada de resistência (R) conforme o tipo de basalto.....	107
<b>Tabela 7.3.</b> Características da distribuição não-agrupada da resistência conforme os tipos básicos de morfologia do perfil longitudinal do Rio das Pedras.....	110
<b>Tabela 7.4.</b> Frequência absoluta das resistências e dos subtipos litológicos distribuídas conforme a classe de resistência e o tipo de unidade morfológica do perfil longitudinal do Rio das Pedras.....	112
<b>Tabela 7.5.</b> Trechos do Rio das Pedras onde a declividade é excepcional quando comparada aos padrões esperados pelo subtipo litológico e pela morfologia do perfil longitudinal.....	116
<b>Tabela 8.1.</b> Características da densidade de fraturas conforme o tipo de basalto.....	125
<b>Tabela 8.2.</b> Características da distribuição da densidade de fraturas conforme as unidades morfológicas fundamentais do perfil longitudinal do rio .....	127
<b>Tabela 8.3.</b> Características da distribuição da densidade de fraturas em zonas de topo.....	132
<b>Tabela 8.4.</b> Densidade de fraturas nas zonas de topo e zonas de ruptura desenvolvidas em basalto vesicular-amidalóide.....	137
<b>Tabela 9.1.</b> Características da distribuição da densidade de fraturas em trechos direcionalmente controlados por fraturas tectônicas e em trechos livres desse controle.....	157
<b>Tabela 9.2.</b> Características dos segmentos côncavos desenvolvidos no perfil do Rio das Pedras.....	162

## LISTA DE QUADROS

<b>Quadro 4.1.</b> Fatores utilizados na classificação de assimetrias de redes de drenagem.....	62
<b>Quadro 5.1.</b> Características dos trechos constituintes do perfil do Rio das Pedras..	75
<b>Quadro 5.2.</b> Principais rupturas e zonas de ruptura de declive verificadas em campo no Rio das Pedras.....	76
<b>Quadro 6.1.</b> Número de trechos associados à tipologia litológica e zonas morfológicas do perfil.....	91
<b>Quadro 9.1.</b> Características litológicas, morfológicas e tectono-estruturais dos trechos do perfil longitudinal do Rio das Pedras.....	146

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ANA	Agência Nacional de Águas
IAPAR	Instituto Agronômico do Paraná
M	Basalto maciço
Mh	Basalto maciço com disjunção horizontal
SUDERHSA	Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental
TC	Trecho controlado tectonicamente
TL	Trecho livre de controle tectônico
VA	Basalto vesicular-amidalóide
ZDM	Zonas com declividade média
ZT	Zona de topo
ZTB	Zona de topo com declividade baixa
ZTM	Zona de topo com declividade média
ZR	Zona de ruptura
ZRA	Zona de ruptura com declividade alta
ZRM	Zona de ruptura com declividade média

## LISTA DE SÍMBOLOS E UNIDADES DE MEDIDA

$A$	Área de drenagem (km <sup>2</sup> )
$d$	Profundidade da coluna de água (m)
$E$	Taxa de incisão (mm/ano)
$g$	Aceleração da gravidade (9,81 m/s <sup>2</sup> )
$K$	Coeficiente de erodibilidade (mm/ano)
$k_b$	Coeficiente de erodibilidade conforme a tensão de cisalhamento (mm/ano)
$k_s$	Índice de declividade (m/m)
$L$	Comprimento do rio, do ponto médio de um trecho até o divisor (km)
$n$	Índice de rugosidade (adimensional)
$Q$	Vazão (m <sup>3</sup> /s)
$Q_c$	Vazão crítica (m <sup>3</sup> /s)
$R$	Raio hidráulico (adimensional)
$R$	Resistência da rocha intacta (unidades do esclerômetro)
$RCU$	Resistência à compressão uniaxial (MPa)
$S$	Gradiente de energia ou declividade do canal (m/m)
$SL$	Índice de gradiente (adimensional)
$U$	Taxa de soerguimento (mm/ano)
$v$	Velocidade do fluxo (m/s)
$w$	Largura do canal (m)
$\gamma$	Peso específico da água (9810 N/m <sup>3</sup> )
$\theta$	Índice de concavidade (adimensional)
$\rho$	Densidade da água (1000 kg/m <sup>3</sup> )
$\sigma$	Resistência litológica à tração (MPa)
$\tau_o$	Tensão de cisalhamento real (N)
$\tau_c$	Tensão de cisalhamento crítica (N)
$\omega$	Potência específica (W/m <sup>2</sup> )
$\omega_c$	Potência do escoamento específica crítica (W/m <sup>2</sup> )
$\Omega$	Potência total (W/m)

## ÍNDICE

<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>1. CONCEITOS FUNDAMENTAIS.....</b>	<b>5</b>
1.1. Canais fluviais de leito rochoso.....	5
1.2. Hidráulica e erosão em leitos rochosos.....	7
1.3. Processos erosivos em leitos rochosos.....	9
1.3.1. Abrasão.....	10
1.3.2. Arranque.....	13
1.3.3. Cavitação.....	15
1.3.4. Importância relativa dos processos de erosão.....	16
1.4. Evolução de rupturas de declive.....	17
<b>2. PROBLEMÁTICA.....</b>	<b>20</b>
2.1. Morfologia de perfis longitudinais.....	20
2.1.1. Fatores geológicos.....	23
2.1.2. Fatores hidráulicos.....	26
2.2. Síntese do questionamento.....	30
<b>3. ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>31</b>
3.1. Geologia.....	33
3.1.1. Petrologia.....	33
3.1.2. Arquitetura e morfologia dos derrames.....	35
3.1.3. Tectônica.....	38
3.2. Geomorfologia.....	45
3.2.1. Relevo da bacia.....	45
3.2.2. Controle estrutural no curso do Rio das Pedras.....	47
3.2.3. Características do canal.....	49
3.3. Clima e vazão.....	52
3.3.1. Aspectos gerais do clima.....	52
3.3.2. Vazão.....	53

<b>4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS .....</b>	<b>58</b>
4.1. Seleção da área de estudo.....	58
4.2. Delineamento geral das análises.....	58
4.3. Levantamento de dados.....	59
4.3.1. Perfil longitudinal.....	59
4.3.2. Geologia estrutural.....	59
4.3.3. Resistência da rocha intacta.....	62
4.3.4. Densidade de fraturas.....	65
4.3.5. Levantamento de vazão.....	65
4.4. Análise dos dados.....	70
<b>5. PERFIL LONGITUDINAL.....</b>	<b>72</b>
5.1. Morfologia.....	73
5.2. Controle hidráulico.....	80
5.2.1. Relação vazão-área de drenagem.....	81
5.2.2. Relação declive-área.....	83
<b>6. CONTROLE LITOLÓGICO: ESTRUTURAS SINGENÉTICAS.....</b>	<b>87</b>
6.1. Notas metodológicas.....	87
6.2. Modelo de relação entre estruturas singenéticas dos basaltos e declives fluviais.....	88
6.3. Estruturas singenéticas e zonas morfológicas.....	90
6.3.1. Análise geral.....	90
6.3.2. Variação das declividades.....	92
6.4. Estruturas singenéticas e processos abrasivos.....	96
6.5. Conclusões e questões abertas.....	101
<b>7. CONTROLE LITOLÓGICO: RESISTÊNCIA DA ROCHA INTACTA .....</b>	<b>104</b>
7.1. Variação da resistência.....	104
7.2. Resistência e diferenças litológicas.....	107
7.3. Resistência e declives.....	109
7.3.1. Resistência e zonas morfológicas.....	110
7.3.2. Resistência e variação de declividades .....	113

7.4. Resistência da rocha intacta e resistência à erosão.....	117
7.5. Conclusões e questões abertas.....	121
<b>8. CONTROLE ESTRUTURAL: DENSIDADE DE FRATURAS.....</b>	<b>123</b>
8.1. Aspectos gerais do fraturamento e relação litológica.....	123
8.2. Densidade de fraturas e unidades morfológicas.....	126
8.3. Densidade de fraturas e variação das declividades.....	128
8.4. Fraturamento e processos erosivos.....	134
8.4.1. Arranque.....	134
8.4.2. Combinação entre arranque e abrasão.....	136
8.4.3. Cunhas clasto-hidráulicas.....	139
8.5. Conclusões e questões abertas.....	141
<b>9. CONTROLE ESTRUTURAL: ESTRUTURAS TECTÔNICAS .....</b>	<b>144</b>
9.1. Condicionamento geral.....	145
9.2. Zonas de fraturas transversais ao canal.....	149
9.2.1. Zonas de ruptura de declive: aspectos gerais.....	149
9.2.2. Falhas transversais e segmentos côncavos.....	151
9.2.3. Falhas, basculamentos de blocos e segmentos convexos.....	154
9.3. Zonas de fraturas longitudinais ao canal.....	156
9.3.1. Controle direcional e densidade de fraturas.....	157
9.3.2. Controle direcional e declividades do canal.....	158
9.3.3. Controle direcional e segmentos côncavos.....	160
9.4. Conclusões .....	165
<b>10. INTERAÇÃO DOS CONTROLES GEOLÓGICO E HIDRÁULICO.....</b>	<b>167</b>
10.1. Interação diferencial em zonas morfológicas.....	168
10.2. Controle geológico e o modelo declive-área.....	176
10.2.1. Propriedades litológicas.....	177
10.2.2. Tectônica.....	184
10.2.3. Síntese do significado dos índices de concavidade e declividade..	190

<b>11. CONCLUSÕES.....</b>	<b>194</b>
11.1. Propriedades geológicas e geomorfológico-fluviais do leito basáltico do Rio das Pedras.....	194
11.2. Controle geológico e hidráulico e a resposta geomorfológica do perfil longitudinal.....	196
11.3. Pesquisas necessárias.....	199
<b>12. REFERÊNCIAS.....</b>	<b>201</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>213</b>

## INTRODUÇÃO

A morfologia escalonada apresentada pelos perfis longitudinais de rios desenvolvidos sobre as rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral é atribuída, de forma ampla, às diferenças no grau de vesiculação e no estilo de fraturamento dos diversos níveis dos corpos litológicos (Leinz, 1949, p.14). Os trechos de menor declividade seriam esculpidos nos níveis com fraturamento horizontal e/ou com estrutura vesicular-amidalóide, enquanto os níveis com fraturamento vertical predominante, sustentariam altas declividades na forma de rupturas de declive. Embora considere os aspectos fundamentais da litologia vulcânica da Formação, tal modelo conceitual não é completo, pois não considera a variabilidade das propriedades litológicas dos basaltos e nem outros fatores que influenciam os declives dos perfis longitudinais dos rios.

Além da determinação da variabilidade do fraturamento atectônico, também deve ser considerada a variabilidade da resistência da rocha intacta, a tectônica geradora de falhas e basculamentos de blocos e a ação diferencial da capacidade erosiva ao longo dos canais. Cada um desses fatores tem implicações potenciais sobre a esculturação dos perfis fluviais. A resistência mecânica da rocha intacta pode modular os processos erosivos fluviais, sobretudo a macro-abrasão. Os fraturamentos tectônicos podem diminuir a resistência à erosão e, quando determinantes de basculamentos de blocos, podem induzir a formação de perfis convexos com formação de zonas de ruptura. Finalmente, a capacidade erosiva varia rio abaixo com o aumento da vazão e promove a diminuição sistemática das declividades.

Os efeitos morfológicos desses fatores, ainda que possam ser delineados teoricamente e de modo genérico, não são conhecidos em sua dinâmica no contexto dos rios da Formação Serra Geral. A questão fundamental é, portanto, saber como as características litológicas, tectono-estruturais e hidráulicas influenciam a morfologia dos perfis longitudinais desses rios.

Como salientado pela pesquisa de Stock & Montgomery (1999), os perfis longitudinais dos rios desenvolvidos sobre basaltos, devido à sua morfologia escalonada, apresentam uma modalidade diferenciada de evolução intrinsecamente

ligada à evolução das rupturas de declive. O estudo dos perfis longitudinais na Formação Serra Geral pode, então, beneficiar o entendimento do comportamento fluvial nos basaltos. Além disso, o estudo em uma província vulcânica continental pode avaliar aspectos diferentes daqueles encontrados nos basaltos insulares, porque tais províncias são mais complexas na arquitetura e na morfologia dos derrames, bem como mais diversificadas quanto às interferências tectônicas.

O sistemático interesse sobre os rios de leito rochoso começou a tomar forma principalmente a partir da década de 1990. Em grande parte, o redescobrimto desses rios enquanto agentes geomorfológicos deve-se ao reconhecimento da sua importância para os estudos de evolução da paisagem (e.g. Howard et al., 1994; Whipple & Tucker, 2002) e do acoplamento entre a erosão fluvial e o soergimento de montanhas (e.g. Whipple & Meade, 2004). No entanto, como observaram Hancock et al. (1998), os rios de leito rochoso ainda constituem uma parte pobremente conhecida do sistema geomorfológico. Há necessidade de se entender como os processos erosivos operam e como se refletem na evolução morfológica dos perfis longitudinais.

Nas litologias mais fraturadas, como os basaltos, o arranque é o processo erosivo dominante, mas sua operação depende de muitas variáveis, como tipo de fraturamento do substrato, condições do fluxo, carga de sedimentos, extração e remoção de blocos (Howard, 1998; Whipple et al., 2000a). Isso impõe a necessidade, e ressalta a importância, de se buscar um melhor entendimento do comportamento geomorfológico dos rios instalados sobre essas rochas. Os produtos desse entendimento são subsídios para a formulação de modelos mais precisos de incisão fluvial e para o desenvolvimento de um arcabouço teórico sobre as respostas geomorfológicas dos canais. Esse corpo de conhecimento torna-se fundamental para mediar as decisões de intervenção no ambiente, principalmente quanto ao projeto e implantação de obras de engenharia, como pontes e barragens.

A Formação Serra Geral estende-se por uma vasta área do território brasileiro, sustentando áreas urbanas e rurais que ensejam os mais diversos tipos de intervenção sobre os rios. De modo particular, o Rio das Pedras, escolhido para o desenvolvimento do presente estudo, é fonte de abastecimento para a cidade de Guarapuava, uma cidade com aproximadamente 160 mil habitantes. O uso de sua bacia tem sido objeto da preocupação do poder público em anos recentes (cf. Battistelli et al., 2004). Porém, o conhecimento sobre o sistema Rio das Pedras do

ponto de vista geomorfológico e geoecológico é ainda muito incipiente. O binômio uso-desconhecimento possui no Rio das Pedras as mesmas faces que em outros rios da Formação Serra Geral, colocando a necessidade de uma base descritiva e analítica sobre o comportamento geomorfológico desses rios.

Em termos mais amplos, mudanças nas condições climáticas e tectônicas atuais e pretéritas podem também ser avaliadas se o comportamento erosivo desses rios for bem compreendido. Como salientaram Stock & Montgomery (1999, p.4983), se as taxas de incisão variam grandemente em função da litologia, então as respostas geomorfológicas das bacias serão diferenciadas sob uma determinada alteração climática. No mesmo sentido, pode-se dizer que se as taxas de incisão não variam grandemente com a litologia, as respostas geomorfológicas frente a alterações climáticas dependem muito da história tectônica de cada bacia.

O estudo ora apresentado não pretende prover toda a base de conhecimento sobre o comportamento erosivo fluvial nos basaltos, mas tem a intenção de lançar luzes sobre alguns aspectos fundamentais da questão. No Capítulo 5, partindo da análise do perfil longitudinal do Rio das Pedras, questiona-se acerca dos controles sobre a sua morfologia, colocando em evidência o controle mais geral, ou seja, a variação da vazão ao longo do canal. Esta variação é entendida como indicativa da variação da potência do escoamento e, portanto, da capacidade erosiva do rio. Utilizando a relação declive-área como base analítica, avaliam-se as inconsistências da relação geral. Isto leva para a análise dos controles sobre a morfologia escalonada e sobre a variabilidade dos declives dentro das unidades morfológicas do perfil longitudinal.

No Capítulo 6 é avaliado o modelo conceitual de Leinz (1949) para explicação da morfologia escalonada dos perfis, ressaltando-se as inconsistências. No Capítulo 7 investiga-se a variação da resistência da rocha intacta e sua participação na variabilidade dos declives. Também nesse capítulo é analisada a relação entre resistência da rocha intacta e resistência à erosão, considerando que nos basaltos esta última está mais relacionada ao fraturamento. No Capítulo 8 examina-se a variação da densidade de fraturas no leito do Rio das Pedras e sua relação com os declives. É dada especial atenção à caracterização do processo erosivo por arranque e sua combinação com os processos macro-abrasivos. O controle tectônico sobre os declives, originado pela imposição de falhas e basculamentos de blocos, é analisado no Capítulo 9, tentando explicar as inconsistências verificadas

no Capítulo 6 e parte do padrão distributivo dos fraturamentos verificado no Capítulo 8. Finalizando, no Capítulo 10 retoma-se a análise da relação declive-área, efetuada no Capítulo 5, desta vez integrando os dados dos capítulos precedentes sobre a tipologia litológica, resistência da rocha intacta, densidade de fraturas e tectônica.

Essa integração do controle geológico com o controle hidráulico (variação da vazão e da capacidade erosiva ao longo do rio) permite identificar domínios homogêneos de resistência à erosão fluvial. Tais domínios são formados por basaltos cujas propriedades litológicas específicas proporcionam respostas morfológicas similares, dentro de determinados contextos tectônicos e hidráulicos. O comportamento desses domínios é expresso nas declividades do canal e traduzido em índices próprios na relação declive-área.

## 1. CONCEITOS FUNDAMENTAIS

O estudo da morfologia fluvial em ambientes de leito rochoso, ou misto rochoso-aluvial, possui um desenvolvimento relativamente recente. Muitos conceitos referentes ao tema são, portanto, ou novos ou aplicados dentro de uma perspectiva nova. Sobretudo no Brasil, essa temática é muito incipiente quando se trata do enfoque geomorfológico. Desse modo, este capítulo tem como objetivo esclarecer alguns conceitos fundamentais da temática, constituindo uma base para o melhor entendimento da temática específica da presente tese, que se refere à morfologia dos perfis longitudinais.

O capítulo apresenta uma estrutura de três conjuntos conceituais. O primeiro conjunto apresenta uma conceituação estendida sobre canais fluviais de leito rochoso, evidenciando suas características fundamentais. O segundo conjunto conceitual trata dos fundamentos hidráulicos envolvidos com a dinâmica erosiva dos canais de leito rochoso. Finalmente, o terceiro conjunto apresenta os processos erosivos que atuam em leitos rochosos.

### 1.1. CANAIS FLUVIAIS DE LEITO ROCHOSO

O termo *bedrock*, aplicado a canais fluviais, é de uso consagrado na literatura geomorfológica internacional, embora seu uso seja mais amplo, mais antigo, e com outra conotação, na Geologia. Como notaram Tinkler & Whol (1998, p.15), o termo *rockbed* seria mais consistente com as expressões *sand bed* e *gravel bed*. Embora denote a idéia de leito rochoso o termo *bedrock*, como é utilizado, inclui também as margens rochosas. Neste sentido, a expressão *bedrock channel*, traduzida aqui como canal rochoso, assume flexibilidade para designar rios com leito rochoso, com ou sem margens rochosas.

Os canais rochosos, considerados num sentido estrito, ou seja, isentos de qualquer tipo de cobertura aluvial, não existem por longas extensões. Assim, canais rochosos são mais apropriadamente designados de canais mistos rochoso-aluvial (*mixed bedrock-alluvial channels*). Neste caso, o termo *rochoso* refere-se a trechos

onde o leito rochoso é exposto, enquanto o termo *aluvial* refere-se a trechos que possuem uma fina cobertura aluvial mobilizável durante os eventos de fluxo de alta magnitude (Tinkler & Whol, 1998). A expressão *canal misto rochoso-aluvial* foi inicialmente utilizada e analisada por Howard et al. (1994) e intensamente trabalhada por Whipple & Tucker (1999; 2002); a expressão *bedrock channel* é comumente aplicada para designar canais de leito misto, enquanto a expressão *bedrock reach* aplica-se a trechos com leito rochoso exposto (e.g. Whipple, 2004).

Em resumo, um canal rochoso ou misto é aquele em que a cobertura aluvial não é contínua no tempo e no espaço e, onde existente, é pouco espessa e mobilizável, de modo que a incisão no substrato rochoso é ativa (Howard et al., 1994; Whipple et al. 2004). Em termos amplos, os canais rochosos são desenvolvidos em material coesivo e resistente, incluindo aluviões e cascalhos cimentados (Tinkler & Whol, 1998). Turowski et al. (2008) conceituaram os canais rochosos como aqueles que não podem apresentar substancial incisão vertical ou lateral sem erodir o substrato rochoso. Haveria, então, três membros finais de canais rochosos: (1) canal confinado inteiramente na rocha, com exposição rochosa tanto no leito quanto nas margens, (2) canal com margens rochosas, mas com cobertura aluvial no leito e (3) canal com exposição rochosa apenas no leito.

A distribuição de trechos rochosos e aluviais em determinado rio depende do relevo da bacia, das declividades do canal e das propriedades dos sedimentos que lhe são supridos (Howard, 1998). Encostas íngremes podem fornecer blocos e matacões que recobrem o leito do rio. A declividade do canal determina a potência do escoamento e, portanto, a capacidade de transporte dos sedimentos. Os tipos de rocha que o rio atravessa irão determinar as características dos clastos quanto à granulometria e taxas de cominuição.

Morfologicamente os canais rochosos diferenciam-se dos canais aluviais, principalmente, pelas declividades relativamente maiores. No sentido hidráulico uma declividade alta seria aquela na qual o fluxo é sempre crítico e a vazão possui máxima eficiência para a energia disponível, maximizando a potência do escoamento e tensão de cisalhamento, de modo que os sedimentos são prontamente removidos (Tinkler, 1997). Trechos rochosos e com baixa declividade relativa são passíveis de ocorrer (e.g. Miller, 1991; Howard, 1998 p.308). Entretanto, a integração de vários trechos pode fornecer valores médios de declividade mais

elevados, o que é possível quando o nível de vazão aumenta e elimina as pequenas rupturas de declive (Tinkler & Whol, 1998, p.3).

O ajuste da geometria hidráulica nos canais rochosos é ainda pouco conhecido, porém alguns trabalhos indicam que o ajuste não é muito diferente dos canais aluviais. Nos canais de leito rochoso, devido à resistência dos materiais, o ajuste não é tão rápido quanto nos canais aluviais, embora a taxa de erosão possa variar muito ao longo de um mesmo canal ou entre canais (Tinkler & Wohl, 1998). Não obstante, os resultados das pesquisas mostram que a largura aumenta rio abaixo proporcionalmente ao aumento da área drenada ( $w \approx A^z$ ), sendo que as taxas de aumento (z) estão entre 0,3 e 0,5 (Montgomery & Gran, 2001; Tonkim et al. 2003, Finnegan et al., 2005).

As variações na largura de um canal de leito rochoso podem ocorrer por diversos fatores. Variações na litologia ao longo de um canal são os controles mais comuns (Wohl & Achyuthan, 1998; Montgomery & Gran, 2001). Hancock et al. (1998, p.48) sugeriram que, sendo constante a litologia, em trechos onde predomina a erosão por arranque (*plucking*) os canais tendem a ser mais largos que nos trechos onde predomina a abrasão. O aumento na largura também pode estar relacionado ao grau de aluvionamento, que força o fluxo a erodir as margens (Pazzaglia et al., 1998; Finnegan, 2007).

## 1.2. HIDRÁULICA E EROSÃO EM LEITOS ROCHOSOS

Durante os períodos de alta vazão (vazão geomorfologicamente dominante) os rios de leito misto rochoso-aluvial erodem seu substrato mesmo nos trechos aluviais, devido à mobilização da carga sedimentar. Uma fina e descontínua cobertura aluvial permanece nos períodos de baixa vazão (Howard & Kerby, 1983; Howard, 1998). Desse modo, pode-se dizer que a erosão nesses canais ocorre quando o fluxo fluvial possui capacidade de transporte excessiva, comparada ao suprimento de sedimentos (Howard et al., 1994). A capacidade de transporte pode ser entendida em termos da tensão de cisalhamento ou da potência do escoamento.

A tensão de cisalhamento no leito ( $\tau_0$ ) é comumente utilizada nas equações de transporte de sedimento, sendo definida como a tensão de cisalhamento média exercida pelo fluxo sobre o leito (Robert, 2003) e sendo escrita como:

$$\tau_o = \gamma d S \quad (1.1)$$

onde  $\gamma$  é o peso específico da água,  $d$  a é profundidade do fluxo e  $S$  é o gradiente de energia do canal (comumente substituído pelo declive do leito ou da superfície da água).

A potência do escoamento pode ser definida como a taxa temporal do gasto de energia na medida em que a água se desloca rio abaixo (Rhoads, 1987, p.191). A energia cinética do fluxo é dissipada no atrito com as margens, no transporte de sedimento e na erosão do canal. A potência do escoamento geralmente é definida como *total* (equação 1.2) ou como *específica* (equação 1.3):

$$\Omega = \gamma Q S \quad (1.2)$$

$$\omega = \gamma Q S / w \quad (1.3)$$

onde  $Q$  é a vazão, e  $w$  é a largura do canal.

A potência total representa a taxa de suprimento de energia por unidade de comprimento do canal (Bagnold, 1977). Porém, sua relação com a capacidade total de transporte tem dado ensejo à utilização preferencial da potência específica, que se relaciona mais com a competência fluvial em nível de seção transversal. A expressão apresentada por Bagnold (1977, p. 303), pela qual se estabelece que  $\omega = \tau_o v$ , demonstra a relação da potência específica com a tensão de cisalhamento.

Duas noções básicas são importantes quando se considera o transporte de sedimentos em função da potência específica. A primeira delas é que, sendo grande parte da energia de um rio dissipada no atrito interno do fluxo e com a superfície delimitadora do canal, a potência disponível para transporte dos sedimentos é apenas uma fração da potência específica. A segunda noção é que o movimento de uma partícula sedimentar ocorre em função do excesso de potência em relação à potência crítica ( $\omega - \omega_c$ ).

A erosão do leito rochoso começa quando a cobertura aluvial é removida. Bull (1979), trabalhando com a noção de limiar crítico, asseverou que quando a potência do escoamento é suficiente para transportar a carga do leito, ocorre erosão da cobertura aluvial e do leito rochoso. A incisão depende, em grande parte, da ação das partículas sedimentares em trânsito no canal, ou seja, depende do efeito abrasivo que as partículas têm sobre o leito. Assim, a erosão do leito depende da relação entre a taxa de suprimento e a taxa de remoção de sedimentos.

Sklar & Dietrich (2004), baseados em resultados experimentais (Sklar & Dietrich, 2001), desenvolveram um modelo que evidencia essa relação e concluíram

que: (1) a granulometria da carga do leito é um controle importante na erosão, porque determina o limiar crítico da tensão de cisalhamento necessário para o transporte e a eficiência erosiva de determinado valor de tensão de cisalhamento; (2) a taxa de incisão é mais sensível às mudanças na tensão de cisalhamento quando o suprimento de sedimento é aproximadamente igual à remoção, porque pequenas mudanças na tensão de cisalhamento podem induzir grandes alterações na cobertura sedimentar do leito; e (3) que há um limite superior na eficiência erosiva das partículas em trânsito em condições de elevada tensão de cisalhamento, sugerindo a importância de outros mecanismos erosivos quando tal condição é atingida.

Embora os processos abrasivos sejam considerados importantes na erosão dos leitos rochosos, em substratos mais fraturados a erosão devida à força hidráulica do fluxo, ou erosão por arranque, assume um peso significativo. A relação com os sedimentos, entretanto, continua importante. Primeiramente, porque a cobertura aluvial precisa ser removida para haver a ação da força hidráulica sobre o leito rochoso. Em segundo lugar, o impacto dos sedimentos transportados em saltação pode fissurar o leito, causando a macro-abrasão e preparando o material para o arranque (Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000a; Sklar & Dietrich, 2001).

Considerando a estreita relação da potência do escoamento com o transporte e a erosão fluvial, delineou-se a partir do trabalho de Howard & Kerby (1983) a noção de que a incisão em leitos rochosos seria governada pelo que se convencionou chamar de “lei da potência do escoamento” (e.g. Pazzaglia et al., 1998; Sklar & Dietrich, 1998; Stock & Montgomery, 1999).

### **1.3. PROCESSOS EROSIVOS EM LEITOS ROCHOSOS**

O modo como as rochas respondem aos processos erosivos fluviais depende, em parte, das características intrínsecas - químicas e físicas - dos materiais de que são constituídas. Há, portanto, variados processos e eficiências erosivas. Os tipos de processos erosivos e a eficiência com que atuam na determinação da morfologia do leito constituem um conjunto basilar de relações que, de modo mais amplo, contribuem para definir a morfologia do canal (declividade, largura e profundidade) e a sua evolução.

Os processos erosivos fluviais classicamente têm sido agrupados em três amplas categorias: corrosão, abrasão (corrasão) e cavitação (e.g. Christofolletti, 1981; Knighthon, 1998). A corrosão inclui todos os processos químicos relacionados à reação da água com as rochas do leito (Christofolletti, 1981, p.236). Comumente o termo corrosão é restringido, ou simplificado, de modo que é apenas mencionado como dissolução (e.g. Wohl, 1993, Whipple et al. 2000a, Sklar & Dietrich, 2001; Foster & Springer, 2001).

Diferente de um processo erosivo, a corrosão deve ser considerada mais apropriadamente como um conjunto de processos que facilitam a erosão pela abrasão, cavitação e arranque, embora o intemperismo possa liberar soluções que, em última análise, reduzem a massa das rochas. Neste sentido, mesmo uma ação de fluxo fluvial com energia cinética desprezível poderia reduzir o volume da rocha, removendo a parte solubilizada e aproximando a corrosão a um processo erosivo.

Outra categoria sobre a qual se tem dado atenção na literatura mais recente é relacionada ao processo de *plucking*, ou erosão por arranque (e.g. Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000a; Coleman et al., 2003). Alguns autores preferem o termo *quarrying* para designar o processo de arranque (e.g. Miller, 1991; Springer et al., 2003).

### **1.3.1. Abrasão**

A abrasão é um dos processos de erosão mais comuns em rios de leito rochoso e se caracteriza pelo atrito das partículas de sedimento em trânsito, sobre as rochas do leito e das margens. Comparada à erosão por arranque, outro processo importante de erosão, a abrasão opera de modo mais contínuo (Stock et al., 2005). Tanto a carga do leito como a carga em suspensão podem agir como ferramentas abrasivas. A eficiência de cada uma delas foi discutida e modelada respectivamente por Sklar & Dietrich (1998, 2001) e Whipple et al. (2000a).

A abrasão pode ser classificada em macro-abrasão (*macro-abrasion*) e micro-abrasão (*wear*). A macro-abrasão refere-se ao lascamento e fraturamento das rochas do leito pelo impacto dos sedimentos em saltação, enquanto a micro-abrasão refere-se à abrasão efetuada grão-por-grão, inclusive pelas partículas em suspensão (Whipple, 2004, p.163). Embora essa distinção possibilite uma melhor definição dos processos, normalmente a abrasão é tratada como um processo único.

Sklar & Dietrich (2001) desenvolveram experimentos para verificar os efeitos dos fluxos diferenciais de sedimento sobre a abrasão dos leitos. Os autores chegaram a resultados que confirmam a noção intuitiva de que a abrasão diminui na medida em que o fluxo de sedimentos aumenta, caracterizando o efeito de proteção do leito. Em avaliações de campo, Stock et al. (2005, p.16) notaram que a presença de cascalho e detritos lenhosos modula a incisão fluvial ao isolar o leito contra a ação abrasiva. As acumulações de detritos lenhosos podem formar trechos aluviais ao represarem os sedimentos. Tais trechos foram denominados de *aluviais forçados*, por Massong & Montgomery (2000).

Considerando-se as relações de tensão de cisalhamento crítico, nota-se que as ferramentas abrasivas mais eficientes, por meio de saltação, seriam aquelas cujo tamanho é grande o suficiente para se deslocarem como carga do leito, porém não tão grandes a ponto de serem imóveis (Sklar & Dietrich, 2001). Fica evidente que as condições de abrasão dependem da quantidade de sólidos disponíveis e da sua distribuição granulométrica, da taxa de cominuição das partículas devido ao transporte e da tensão de cisalhamento (ou potência do escoamento) disponível para mobilização da carga do leito (Sklar & Dietrich, 2004).

As rochas possuem resistências diferenciadas à abrasão. A partir de seus experimentos com 22 litologias, Sklar & Dietrich (2001) concluíram que a abrasão fluvial é aproximadamente inversa ao quadrado da resistência à tração. Rochas pouco fraturadas (espaçamento maior que 1 m) favorecem a erosão abrasiva em detrimento da erosão por arranque (Hancock et al., 1998; Whipple et al. 2000a,b; Tooth & McCarthy, 2004). Nessas rochas é comum a ocorrência de feições esculpidas como marmitas, depressões curvi ou retilineares (*furrows*) e *flutes* (Wohl, 1993; Whipple et al., 2000b; Wohl & Achyutan, 2002).

O fluxo turbulento propicia a formação de vórtices de eixos verticais ou horizontais. Esses turbilhões, conduzindo grânulos, seixos e blocos como material abrasivo, são responsáveis pela esculturação de diversas formas erosivas nos leitos rochosos (Richardson & Carling, 2005).

As marmitas são as formas erosivas mais conhecidas e são atribuídas a vórtices verticais e estacionários, surgidos em função de irregularidades do leito. A cavitação pode ter uma participação importante na geração dessas irregularidades iniciais. Grandes blocos, relativamente imóveis e dispostos no leito, propiciam a formação de turbilhonamento à jusante dos mesmos, algumas vezes levando à

formação de marmitas (Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000a). Com a evolução do processo erosivo, várias marmitas podem coalescer e formar um canal interno (*inner channel*; Whipple et al., 2000a,b; Wohl, 1993; Wohl & Achyutan, 2002). Feições como essas, mostrando progressão das formas erosivas, apenas são passíveis de ocorrência em substratos maciços, pois em substratos com muitos planos de acamamento e fraturas a erosão por arranque é favorecida (Gardner, 1983; Wohl, 1993).

Sulcos longitudinais (*grooves*), desenvolvidos em substrato arenítico, foram descritos por Wohl (1993). Aparentemente, os sulcos, assim como depressões rasas longitudinais, não possuem relação com fraturas do substrato, mas seriam devidos a vórtices horizontais. O mesmo mecanismo parece ser responsável por feições côncavas de perfil assimétrico, denominadas de *flutes*. Quando justapostos, os *flutes* ganham a denominação de *scallops* (Springer & Wohl, 2002 e Springer et al., 2003). Os *flutes* foram reportados em diversas litologias, como calcários (Springer & Wohl, 2002), arenitos (Baker & Pickup, 1987) e metamórficas de alto grau (Whipple et al., 2000a). Essas feições ocorrem em protuberâncias rochosas do leito; podem, ainda, ocorrer nas paredes dos canais rochosos.

Em trechos sujeitos à abrasão, as formas esculpidas nem sempre são predominantes, nem tampouco iguais, realçando o fato de que há uma complexa relação entre os tipos de formas e as diferenças nas condições hidráulicas no canal. As feições iniciais do leito, os obstáculos e o modo como ocorrerão os processos de retro-alimentação entre formas incipientes e fluxo, provavelmente desempenham um papel importante (Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000a). As diferenças entre as taxas de erosão por micro-abrasão e as taxas de erosão por vórtices podem ser fundamentais para o maior ou menor desenvolvimento das formas esculpidas. Quando a micro-abrasão é maior, formas como *flutes* e marmitas podem ser pouco desenvolvidas (Springer & Wohl, 2002).

Superfícies polidas, associadas a *flutes*, como as reportadas por Baker & Pickup (1987) e Whipple et al. (2000a), e associadas a feições semelhantes a marcas onduladas, como descritas por Hancock et al. (1998), registrariam o efeito de areias em suspensão em fluxos de alta velocidade. Essas feições foram descritas pelos citados autores, em protuberâncias do leito, ou mesmo em superfícies de grandes matacões. É importante notar que Hancock et al. (1998) e Whipple et al. (2000a) consideraram a abrasão por carga em suspensão mais efetiva que a

abrasão por carga do leito, pelo menos em rios grandes, como o Rio Indo (Paquistão). Esses autores argumentam que o fluxo turbulento facilita o contato da carga em suspensão com as superfícies rochosas, sejam elas no nível do leito ou então salientes, e que o impacto dos sedimentos em saltação somente são eficientes como auxiliares à erosão por arranque. Neste sentido, em rochas maciças a abrasão por saltação não seria eficiente. Sklar & Dietrich (2001, 2004), por outro lado, advogam a idéia que a abrasão por carga em suspensão é restrita às protuberâncias do leito e tratam a abrasão por saltação como sendo a mais eficiente nos leitos rochosos pouco fraturados.

Conforme Whipple (2004, p.165), o material abrasivo envolvido na formação de *flutes* e marmitas é constituído pela fração mais fina da carga do leito e mais grossa da carga em suspensão; o diâmetro máximo da partícula abrasiva seria menor que 10% do diâmetro da forma erosiva. Barnes et al. (2004), estudando leitos fluviais sobre arenitos, observaram que, embora a presença de material abrasivo contribua para formação de marmitas, baixas taxas de suprimento de material grosso é essencial para o desenvolvimento dessas feições. Notaram também que em muitas marmitas os sedimentos presentes eram apenas areias.

### **1.3.2. Arranque**

A erosão por arranque é ocasionada pela força do fluxo fluvial que age no sentido de destacar fragmentos do leito e das margens. Notadamente, pode ocorrer arranque de fragmentos pela ação direta do material sedimentar em trânsito que, para clareza dos conceitos, é um processo denominado de macro-abrasão. O uso da expressão “arranque hidráulico”, tal como o fizeram Howard (1998) e Tooth & McCarthy (2004), pode ser feito no sentido de enfatizar que a ação é independente do fluxo de sedimentos. Porém, uma vez que a abrasão, dependente do fluxo de sedimentos, já possui um qualificativo de uso mais corrente (macro-abrasão) para diferenciá-la de arranque, considera-se desnecessário o apensamento do termo “hidráulico”.

A erosão por arranque requer a presença de blocos delimitados por descontinuidades estruturais, tais como fraturas e planos de acamamento. Para simplicidade do presente texto essas feições serão aqui denominadas indistintamente como fraturas. Whipple et al. (2000a, p.495) indicaram quatro processos que poderiam realçar o fraturamento, bem como a soltura, ou a

disponibilização desses blocos à remoção: (1) intemperismo químico e físico ao longo de fraturas, (2) efeito de cunha clasto-hidráulica (*hydraulic clast wedging*) por parte de areias e cascalho fino na progressiva abertura de fissuras, (3) propagação vertical e lateral de fissuras produzidas por tensões diferenciais instantâneas associadas com o impacto de clastos em saltação e (4) propagação de fissuras por flexuras do leito devido a flutuações instantâneas da pressão pelo fluxo turbulento.

Em substratos cujas fraturas são pervasivas e o espaçamento entre elas é sub-métrico, a erosão por arranque é favorecida (Whipple et al. 2000a, p.501; Hancock et al., 1998; Wohl & Ikeda, 1998). Onde é atuante, a erosão por arranque é mais rápida que a abrasão, dificultando o desenvolvimento de formas esculpidas (Springer & Wohl, 2002). O mergulho dos estratos sedimentares também condiciona a efetividade do mecanismo de arranque. Miller (1991) mostrou que a remoção de blocos em rupturas de declive é mais eficiente em estratos que mergulham na direção contrária ao fluxo do rio, ou na mesma direção, porém em ângulo menor que o gradiente. Esse autor observou ainda, que as fraturas conjugadas em rochas carbonáticas, criavam melhores condições de remoção de blocos que em arenitos com fraturas unidirecionais.

Rochas intemperizadas química e fisicamente, podem apresentar conjuntos de fissuras que as preparam para a erosão. Stock et al. (2005) identificaram feições de intemperismo em leitos rochosos para, nesses locais, avaliarem as taxas de incisão. A abrasão foi o mecanismo atribuído por esses autores como responsável principal pela erosão. Contudo, é possível esperar que a força hidráulica, independentemente do fluxo de sedimentos, tenha também contribuído para essa erosão, como é admitido para ao menos um dos canais analisados (cf. Stock et al., 2005, fig. 10).

Como o impacto dos sedimentos em saltação pode induzir a propagação de fissuras, Whipple et al. (2000a) avaliaram que se esse mecanismo for eficiente para uma dada litologia, haveria uma relação muito estreita entre o fluxo de sedimento e a taxa de remoção de blocos. Assim como no modelo desenvolvido por Sklar & Dietrich (2001; 2004) para abrasão, nesse caso também haveria os efeitos limitantes relacionados à quantidade de sedimentos e à granulometria. Em outras palavras, uma grande quantidade de sedimento pode proteger o leito dos impactos dos clastos e a magnitude desses impactos irá depender da relação entre a resistência da rocha e o tamanho do material abrasivo transportado.

As variações na pressão atuantes sobre o leito, devidas ao fluxo turbulento, são responsáveis pela remoção de blocos delimitados por fraturas. Coleman et al. (2003) concluíram que para blocos prismáticos de pequeno comprimento superficial (10 a 40 mm), pressões de sucção são mais importantes no levantamento que em blocos com maior comprimento superficial. Não obstante, a força de arraste exercida pelo cisalhamento do fluxo sobre o leito favorece o alargamento das fraturas e possibilita a ação de pressões laterais que contribuem para desalojar os blocos (e.g. Miller, 1991; Whipple et al., 2000a). Esse mecanismo torna-se mais eficiente quando blocos adjacentes são removidos e as forças de arraste agem mais livremente sobre os blocos restantes, que se tornam progressivamente mais salientes no leito (efeito da projeção, discutido por Coleman et al., 2003). Tal noção é intuitiva quando se observa em campo o destacamento de blocos e retração de rupturas de declive de dimensões sub-métricas.

Hancock et al. (1998) desenvolveram modelos físicos simplificados para estimar a capacidade de erosão por arranque. Nesses modelos não consideraram os efeitos das orientações e mergulhos diferenciais de fraturas, nem os efeitos de projeção dos blocos e alargamento das fraturas. Concluíram que a capacidade de um rio para erodir seu leito por meio de arranque aumenta com o quadrado da velocidade do fluxo e que o espaçamento de fraturas estabelece uma velocidade limiar, abaixo da qual a erosão por arranque não acontece.

### **1.3.3. Cavitação**

A cavitação ocorre em condições de velocidade elevada da água, criando condições de fragmentação da rocha pelas variações de pressão (Christofolletti, 1981, p.236). A diminuição da pressão da água num canal, pelo aumento da velocidade do fluxo, possibilita a formação de bolhas; estas, ao estourarem junto à superfície delimitadora do canal, liberam uma grande energia de impacto, que promove a fragmentação das rochas (Barnes, 1956, *apud* Christofolletti, 1981, p.237).

Whipple et al. (2000a), revendo os fundamentos da cavitação, enfatizam que as condições para que ela ocorra incluem: uma relação específica entre velocidade e profundidade, o número de Reynolds, a concentração de sedimento fino em suspensão e o grau de aeração do fluxo. A velocidade crítica necessária para ocorrer a cavitação, aumenta com a profundidade do fluxo. A cavitação está

associada a fluxo turbulento e, principalmente, a vórtices lineares. O grau de aeração influencia a formação de bolhas, assim como a concentração de sedimento fino em suspensão propicia núcleos para formação das mesmas. Há, contudo, um limiar para a quantidade de ar dissolvido, além do qual a cavitação é inibida.

Considerando que as condições de fluxo e aeração necessárias para ocorrer cavitação são facilmente encontráveis nos rios de leito rochoso, Whipple et al. (2000a, p. 498) sugeriram que esse processo talvez seja mais comum do que antes se supunha. Sugeriram, ainda, que a cavitação pode contribuir significativamente para a formação de feições erosivas como *flutes* e marmitas, clássica e conservadoramente atribuídas a processos abrasivos. Entretanto, Barnes (1956, *apud* Christofolletti, 1981, p.239), já havia aventado a possibilidade da cavitação ser o mecanismo inicial da formação de marmitas. Wohl (1992) também admitiu a possibilidade de que a cavitação fosse responsável pela formação de feições erosivas de pequena escala, como marmitas e outras depressões; porém, em seu estudo, realçou o fato de que a abrasão é muito mais efetiva.

A cavitação pode agir em conjunto com a abrasão, ao menos, criando feições iniciais. Por outro lado, abrasão por carga sedimentar grossa pode criar irregularidades de pequena escala, onde ocorrem condições de fluxo que promovem a cavitação (Sklar & Dietrich, 2001, p.1090).

#### **1.3.4. Importância relativa dos processos de erosão**

A abrasão produzida pela carga do leito pode ser considerada como o principal mecanismo de erosão em leitos rochosos, ou o mais onipresente (Sklar & Dietrich, 2004). Entretanto, sob determinadas circunstâncias, outros mecanismos podem operar mais intensamente e, em muitos casos, há concomitância de várias categorias de processos (cf. Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000a, b; Hartshorn et al., 2002).

Naturalmente, os processos erosivos dependem de aspectos alheios à litologia do leito, como por exemplo a vazão do rio, bem como o tipo, quantidade e distribuição granulométrica dos sedimentos que entram no canal a partir das encostas. Entretanto, analisando apenas do ponto de vista litológico, percebe-se que as características químicas e físicas das rochas podem influenciar quais categorias de processos serão mais importantes e as taxas de incisão.

Em termos de composição químico-mineralógica, o grau de reatividade com a água constitui um aspecto fundamental nas taxas de incisão, porque determinará a maior ou menor disponibilidade de material para ser erodido com facilidade. No mesmo sentido, a resistência litológica determina a facilidade de erosão mecânica (Sklar & Dietrich, 2001; Mitchell et al., 2005) e, portanto, entra como um determinante das taxas de incisão. O papel da resistência litológica nas taxas de incisão depende dos aspectos hidráulicos e das características sedimentológicas da carga fluvial, mas a resistência não influencia a *categoria* de processo erosivo. Por exemplo, a esculturação de marmitas e *flutes* por meio da abrasão, ocorre em rochas mais frágeis, como calcários (e.g. Springer & Wohl, 2002), e em rochas mais resistentes, como em gnaisses (e.g. Whipple et al., 2000a).

Por sua vez, a densidade ou espaçamento de fraturas – incluindo todas as descontinuidades, como planos de acamamento e foliação – é essencial para a determinação da *categoria* de processos que terá maior importância. Não obstante, a densidade de fraturas não deixa de, também, influenciar as *taxas* de incisão. Abrasão e arranque são, pois, as duas principais categorias de processos erosivos em leitos rochosos, ou ao menos são as mais evidentes. O grau de fraturamento é, do ponto de vista das características litológicas, a variável chave para determinar a importância relativa dessas categorias.

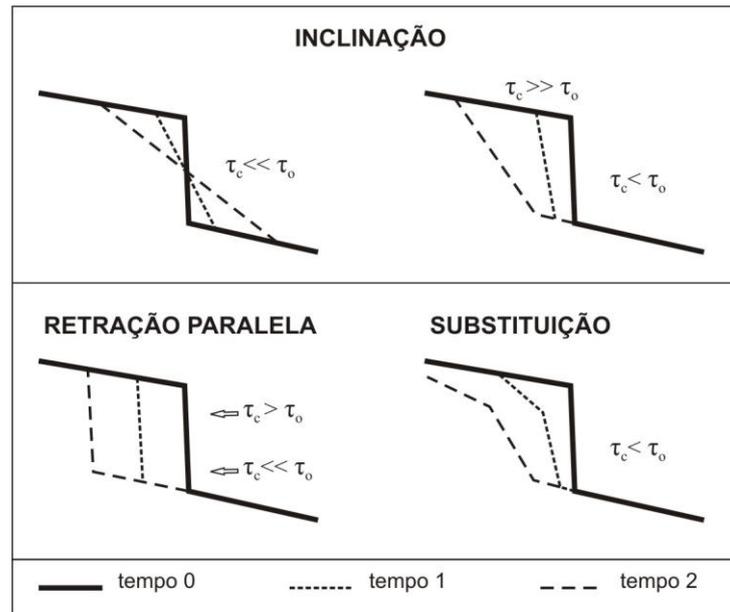
#### **1.4. EVOLUÇÃO DE RUPTURAS DE DECLIVE**

Algumas vezes a retração de rupturas de declive é referida como sendo uma categoria de erosão (e.g. Wohl, 1993; Tomkin et al., 2003). Contudo, em essência, a retração de rupturas envolve processos que se enquadram dentro de categorias bem definidas, como erosão por arranque e abrasão (macro-abrasão). Apenas em nível de evolução de perfis longitudinais, tal mecanismo pode ser entendido como um modo diferenciado de incisão em leito rochoso (e.g. Seidl et al., 1994; Stock & Montgomery, 1999; Haviv et al., 2003; Bishop et al., 2005). Esta é a razão pela qual os tipos de processos evolutivos de rupturas de declive são tratados nesta seção. Em alguns rios o único processo que tem maior influência sobre a evolução erosiva do perfil longitudinal é a retração de rupturas de declive. Nesses rios os trechos de baixa declividade são recobertos por material sedimentar e as únicas zonas onde a

erosão atua livremente são as rupturas de declive (Howard, 1998). Os trechos de baixa declividade seriam erodidos na medida em que houvesse o retrocesso das rupturas. Esse tipo de processo, conhecido como *retração paralela*, foi reportado por Seidl et al. (1994) em rios do Havaí.

A migração de rupturas de declive por retração paralela requer a existência de uma unidade rochosa mais resistente capeando outra unidade rochosa menos resistente (Figura 1.1). A erosão da unidade menos resistente promove o solapamento da unidade mais resistente. Entretanto, nem sempre é necessária a existência de uma unidade capeadora. Nos casos reportados por Seidl et al. (1994) a maior resistência é dada pela cobertura do leito por matacões. Miller (1991) relata a retração, atribuída à ação hidráulica, de pequenas rupturas de declive em rochas carbonáticas, fraturadas vertical e horizontalmente. Embora a retração paralela tenha sido considerada como um importante processo de evolução dos perfis longitudinais, outros processos podem atuar sobre a evolução das rupturas de declive e reduzir a extensão em que estas podem migrar.

Gardner (1983), a partir dos seus resultados com experimentos em calhas, delineou a evolução de rupturas de declive por um processo denominado de *substituição* e avaliou os condicionantes para a evolução conforme outros processos (Figura 1.1). Em material pouco resistente, onde a tensão de cisalhamento crítica ( $\tau_c$ ) é muito inferior à tensão de cisalhamento prevalecente no leito do canal ( $\tau_o$ ) ocorre o processo de *inclinação*, no qual a face da ruptura rotaciona pela erosão da sua aresta e deposição do sedimento logo a jusante. Em material muito resistente a inclinação também ocorre, porém a face da ruptura rotaciona em torno de sua base, porque  $\tau_c$  somente é excedida próxima a ela. A evolução por *substituição* ocorreria em material moderadamente resistente, onde  $\tau_o$  excede  $\tau_c$  em toda a face da ruptura. Neste processo a erosão máxima ocorre na aresta da ruptura, diminuindo tanto para montante como para jusante. A face da ruptura diminui a declividade por inclinação enquanto migra para montante e o trecho acima da aresta da ruptura aumenta a declividade, também migrando para montante.



**Figura 1.1.** Modelos de evolução de rupturas de declive, segundo Gardner (1983).

## 2. PROBLEMÁTICA

O desenvolvimento erosivo dos perfis longitudinais dos rios é um processo importante das bacias de drenagem porque estabelece os limites da erosão das encostas (Knighon, 1998) e com isso dita, em grande parte, os mecanismos de evolução da paisagem, sobretudo quando relacionados à incisão em leitos rochosos (Whipple & Tucker, 1999). Embora isso seja reconhecido desde os trabalhos de W.M. Davis, é recente o desenvolvimento da formalização conceitual acerca da incisão fluvial em leitos rochosos e sua interação com a morfologia dos perfis longitudinais. No tocante aos perfis desenvolvidos em rochas muito fraturadas, como os basaltos, o desenvolvimento dessa formalização é ainda mais incipiente, o que coloca em pauta vários questionamentos.

### 2.1. MORFOLOGIA DOS PERFIS LONGITUDINAIS

Perfis longitudinais côncavos (ou com forte tendência à concavidade) desenvolvem-se em rios instalados nas mais variadas condições de substrato litológico, como atestam os perfis levantados por vários autores em diversos ambientes climático-geológicos (e.g. Shepherd, 1985; Ohmori, 1996; Pazzaglia et al., 1998; Rãdoane et al., 2003). Em sistemas fluviais com predominância de leitos rochosos, diferentemente dos sistemas onde predominam leitos aluviais, o grau de concavidade pode ser diretamente afetado por variações longitudinais na litologia, no fluxo de sedimentos e nas interferências tectônicas (Hack, 1973; Shepherd, 1985; Kirby & Whipple, 2001; Whipple & Tucker, 2002; Kobor & Roering, 2004). Os aspectos que marcam o distanciamento dos perfis da forma côncava ideal são a existência de segmentos convexos e a existência de rupturas de declive (*knickpoints*).

Seidl *et al.* (1994) ao estudarem o desenvolvimento de perfis longitudinais de rios instalados sobre os basaltos do Havaí, colocaram em evidência a peculiar morfologia desses perfis, marcada por várias rupturas de declive. Essa identidade dos rios havaianos suscitou questões desses autores quanto à participação do

desenvolvimento erosivo das rupturas sobre a evolução dos perfis longitudinais. Com efeito, Stock & Montgomery (1999) verificaram que os rios havaianos enquadrar-se-iam como um caso extremo nos modelos de desenvolvimento de perfis longitudinais em sistemas rochosos. O rebaixamento suficientemente rápido do nível de base produziria rupturas de declive que migrariam rio acima. Portanto, o desenvolvimento do perfil estaria condicionado à taxa em que as rupturas migram e ao modo como estas evoluem morfologicamente.

A migração de rupturas de declive é um processo considerado importante para a determinação das taxas de incisão fluvial onde o limiar de resistência à erosão do substrato não é excedido senão nas zonas de alta declividade (Howard, 1998). Os casos dos perfis havaianos reportados por Seidl *et al.* (1994) e Stock & Montgomery (1999) incluem processos de migração remontante de rupturas, a partir de mudanças no nível de base. Porém, outros fatores geradores e outros processos de evolução podem responsabilizar-se pelo comportamento de rupturas de declive e, conseqüentemente, pela morfologia de perfis longitudinais. As taxas de migração, a morfologia das rupturas e os processos erosivos dominantes dependem das características do substrato rochoso, tais como a resistência da rocha intacta e o fraturamento (Gardner, 1983; Wohl *et al.* 1994; Frankel *et al.*, 2007). Desse modo, os perfis que apresentam rupturas de declive possuem uma dinâmica interativa de fatores variável conforme as condições geológicas. Isso introduz uma complexidade maior ao estudo dos perfis fluviais que apresentam rupturas de declive.

Diferentemente dos domínios vulcânicos insulares como do Havaí, os grandes planaltos vulcânicos continentais do globo possuem condições mais diversificadas em termos litoestruturais e tectônicos. As grandes províncias vulcânicas continentais formam espessos empilhamentos (por vezes, quilométricos) de corpos tabulares de rochas predominantemente basálticas, mas que também incluem litotipos ácidos. Essa arquitetura se estende por centenas de quilômetros, repousando sobre bacias sedimentares intracratônicas (cf. Leinz *et al.*, 1966; Jerran & Widdowson, 2005). A cobertura vulcânica, em conexão com a seqüência sedimentar e com o embasamento cratônico, apresenta os sinais de uma tectônica polifásica e, em certa extensão, ressurgente (Paiva Filho *et al.*, 1982; Soares *et al.*, 1982; Artur & Soares, 2002, Bartorelli, 2004). Nessa variedade de condições a origem e evolução das rupturas de declive são mais complexas. Essa combinação de fatores traz

implicações, ainda não exploradas, sobre a morfologia e o desenvolvimento dos perfis longitudinais dos rios.

Na Província Vulcânica do Paraná as rochas da Formação Serra Geral sustentam perfis fluviais com configurações variáveis, desde côncavas até convexas. É característica comum, entretanto, a presença de rupturas de declive pontuais e abruptas (cachoeiras), bem como zonas de ruptura (*knickzones*), formadas por seqüências de pequenas rupturas pontuais. Essas feições conferem aos perfis um aspecto escalonado, em escalas variadas. Com relação à morfologia dos perfis longitudinais dos rios correntes sobre os basaltos Leinz (1949, p.14) afirmou que grande parte do escalonamento é devido às diferenças de disjunção e vesiculação dos níveis rochosos. Nos níveis com disjunção vertical/estrutura maciça haveria formação de rupturas de declive, com processo de retração paralela. Os níveis com disjunção horizontal e/ou estrutura vesicular-amidalóide, representando o topo e a base das unidades de derrame, sustentariam trechos com declives menores, com a presença de degraus decimétricos, e a sua erosão levaria ao solapamento dos blocos verticalmente fraturados do nível superior.

O modelo conceitual de Leinz (1949), embora não tivesse a pretensão de ser exclusivo, permaneceu inalterado e, pela falta de estudos mais detalhados, foi tomado como único e suficiente para explicar o escalonamento dos perfis fluviais da Formação Serra Geral. Considerando a diversidade geológico-estrutural das províncias vulcânicas continentais, sobretudo a do Paraná, pode-se concluir que o modelo de Leinz (1949) é um modelo elementar, porque considera os processos fluviais simplificadamente e sua relação com uma estrutura geológica uniforme.

Dois elementos fundamentais devem ser adicionados a esse modelo primário para uma explicação mais completa do escalonamento dos perfis longitudinais e um terceiro elemento é necessário para explicar a sua evolução erosiva. Os dois primeiros elementos referem-se à diversidade da estruturação geológica da Formação Serra Geral e o terceiro, à dinâmica do fluxo fluvial que interfere diretamente na intensidade dos processos erosivos. Tais elementos são: (1) os fraturamentos de origem tectônica, que atravessam os diversos níveis dos corpos basálticos, (2) os basculamentos tectônicos de blocos e (3) a variabilidade da capacidade erosiva fluvial. Esses elementos são tratados nas próximas seções, agrupados sob as epígrafes de Fatores geológicos e Fatores hidráulicos.

### 2.1.1. Fatores geológicos

As fraturas de natureza tectônica e atectônica têm um papel significativo na determinação da morfologia dos perfis longitudinais dos rios sobre a Formação Serra Geral, seja na geração de rupturas de declive, seja no controle de trechos de baixa declividade. Os processos erosivos fluviais atuantes nos leitos rochosos basálticos e a conseqüente evolução da morfologia em micro e macro-escala estão relacionados a esses fraturamentos. Contudo, tanto o conhecimento acerca dos processos erosivos em leitos rochosos de modo geral, quanto o conhecimento acerca da interação entre fraturamentos tectônicos e atectônicos na erosão fluvial nos basaltos, ainda são incipientes.

A geração de rupturas de declive nos basaltos havaianos, como descrito por Seidl et al. (1994) e Stock & Montgomery (1999), ocorreria por rebaixamento do nível de base e a conseqüente migração remontante, por um processo de retração paralela. A migração de rupturas de declive foi extensamente discutida, principalmente para casos de canais aluviais, e muitos concordam que haveria uma suavização dessas rupturas na medida em que migrassem rio acima (e.g. Begin et al., 1981; Gardner, 1983; Schumm, 1993). Em leitos rochosos a migração remontante foi advogada por outros autores, desde que houvesse rocha resistente no topo da ruptura (e.g. Gardner, 1983), ou mesmo inexistindo esse capeamento (e.g. Howard, 1998; Bishop et al., 2005). Nos basaltos da Formação Serra Geral, tal como idealizado no modelo de Leinz (1949), as rupturas de declive também evoluíam por retração paralela.

Entretanto, dois aspectos chamam a atenção nos rios sobre a Formação Serra Geral e que não se enquadram no tradicional modelo de explicação das morfologias escalonadas dos perfis longitudinais. O primeiro é que, exceto no caso dos grandes rios, as migrações por retração paralela não são muito expressivas, mas há evidências de evolução obedecendo a um processo de inclinação, de modo que formam comumente *zonas de ruptura*. A formação de *zonas de ruptura* em meios tão fraturados como os basaltos não está dissociada dos processos de retração paralela: a evolução conjunta de muitas *rupturas* por retração paralela propicia a formação de uma *zona de ruptura*, que se caracteriza por ser um segmento escalonado. O entendimento dessa complementaridade passa, em nível de detalhe, pela dinâmica dos processos de erosão atuantes nos leitos rochosos. O

segundo aspecto que chama a atenção é que há rupturas de declive não apenas nos níveis maciços, mas também nos níveis vesiculares-amidalóides. A participação de falhas como determinantes da origem das rupturas de declive é, então, fortemente sugerida (Lima, 1999a) e constatada por estudos regionais (Bartorelli, 2004).

A origem das zonas de ruptura nos rios da Formação Serra Geral está diretamente relacionada ao fraturamento do substrato. O arranque é o processo erosivo predominante nessas condições. Porém, pouco se sabe sobre a eficiência desse processo, e o resultado geomorfológico, frente à diversidade do grau de fraturamento apresentada pelos basaltos. Novamente, a única referência é o trabalho de Leinz (1949). Mesmo estudos gerais sobre a física do arranque são escassos, sendo que este tema tem despertado o interesse dos pesquisadores muito recentemente (e.g. Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000; Coleman et al., 2003).

Fora dos domínios de rochas vulcânicas, onde diferentes litologias afloram ao longo do perfil fluvial, no tocante às propriedades das rochas, somente a resistência da rocha intacta (não-fraturada) tem sido levada em consideração para interpretar as respostas diferenciais dos declives (e.g. Hack, 1973; Seeber & Gornitz, 1982; Bishop et al., 1985; McKeown et al., 1988; Wohl & Achyuthan, 2002; Duvall et al., 2004). Nessas condições pressupõe-se que o processo erosivo predominante seja a abrasão, de modo que a resistência à erosão é proporcional à resistência da rocha intacta. Nos trabalhos de Sklar & Dietrich (2001, 2004), a resistência litológica é incorporada à modelagem dos processos erosivos e permitiu constatar que a taxa de erosão das rochas por abrasão relaciona-se inversamente com o quadrado da resistência à tração. Em primeira análise, a eficiência do processo erosivo por arranque, o mais comum em rochas mais fraturadas, é dependente apenas do grau de fraturamento. A abrasão possui importância restringida espacialmente devido à ubiquidade das fraturas.

Contudo, a interação entre macro-abrasão e arranque pode desempenhar um papel importante na erosão dos leitos rochosos. O impacto de clastos em trânsito pode erodir o leito e produzir microfissuras que facilitarão o arranque (Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000). Nesse sentido, a resistência da rocha intacta pode ser importante mesmo para maciços rochosos fraturados. Diferente do que avaliaram Seidl et al. (1994) para os basaltos havaianos, na Formação Serra Geral há grande

heterogeneidade física das rochas basálticas. Os mecanismos e taxas de extrusão dos grandes derrames das províncias vulcânicas continentais implicaram em processos diferenciados de resfriamento das lavas, traduzindo-se em diferenças estruturais e texturais (Long & Wood, 1986; Arioli et al. 2008). O significado dessas diferenças para a resistência dos basaltos à erosão fluvial ainda não é compreendido.

A atuação de falhas na morfologia dos perfis longitudinais não se limita apenas à geração de rupturas de declive. Em muitas circunstâncias os rios ajustam-se às zonas fraturadas das falhas, por encontrarem nelas mais facilidade para erodir, o que tem proporcionado uma longa tradição de interpretação estrutural a partir das anomalias retilíneas de canais (e.g. Howard, 1967; Bannister, 1980; Soares et al., 1981). Esse comportamento fluvial é largamente reconhecido nos rios da Formação Serra Geral (e.g. Lima, 1999c; Paisani et al., 2005). O fraturamento tectônico pode sobrepor-se ao fraturamento atectônico dos basaltos, porém o seu efeito sobre as declividades dos canais ainda não foi analisado.

Outro fator de significativa importância para o desenvolvimento dos perfis longitudinais nos basaltos e intrinsecamente relacionado à tectônica de falhamentos na Bacia do Paraná, é o basculamento de blocos. Notados principalmente devido aos esforços da pesquisa de hidrocarbonetos, os basculamentos de blocos são condições relativamente freqüentes na Formação Serra Geral (e.g. Soares et al., 1981; Andrade et al., 1982).

A interação dos rios com blocos tectonicamente basculados é de especial interesse porque pode resultar em comportamentos anômalos nos perfis longitudinais. O efeito morfológico é equivalente ao de qualquer outro tipo de soerguimento tectônico que se interponha ao curso de um canal, como por exemplo, domos, dobras ou falhas reversas (cf. Humphrey & Konrad, 2000). Quando flui contrariamente ao mergulho de um bloco, determinado rio pode desenvolver um perfil convexo, com a incisão aumentando no sentido da zona de maior soerguimento ativo (Cowie et al., 2006; Wittaker et al., 2007; 2008).

Como esse tipo de interação ocorre em perfis longitudinais desenvolvidos sobre basaltos? Como os diferentes níveis dos corpos basálticos comportam-se, em termos de declives gerados, frente aos soerguimentos? Estas são algumas questões fundamentais que precisam ser respondidas para um melhor entendimento da morfologia escalonada dos rios.

### 2.1.2. Fatores hidráulicos

Os estudos sobre incisão fluvial em leitos rochosos têm sido ampliados grandemente desde o pioneiro trabalho de Howard & Kerby (1983), que estabeleceu as bases para esse tipo de análise. Esses autores, estudando o desenvolvimento erosivo de canais, concluíram que a taxa de incisão em leito rochoso ( $E$ ) é proporcional à tensão de cisalhamento ( $\tau$ ) exercida pelo fluxo da vazão dominante sobre o leito, de modo que:

$$E = - k_b \tau^a \quad (2.1)$$

onde  $k_b$  é uma constante empírica e  $a$ , um expoente também obtido empiricamente. Seidl & Dietrich (1992) propuseram, de modo mais explícito, que a taxa de incisão em leito rochoso seria uma função da potência do escoamento, generalizada na equação (2.2). Desse modo, a potência do escoamento representaria a capacidade erosiva do rio, variável com a vazão ( $Q$ ) e com a declividade do canal ( $S$ ):

$$E = k(QS)^n \quad (2.2)$$

A vazão, assumida como uma vazão dominante, sendo relacionada à área de drenagem ( $A$ ), permite que a equação (2.2) seja reescrita como:

$$E = KA^m S^n \quad (2.3)$$

onde  $K$  é um coeficiente de erodibilidade, o qual está intimamente associado à resistência litológica (Stock & Montgomery, 1999), ao suprimento e granulometria dos sedimentos em trânsito (Whipple & Tucker, 2002; Sklar & Dietrich, 2004), à fração de eventos hidrológicos que promovem a erosão do leito (Tucker & Bras, 2000) e ao ajuste da largura do canal (Snyder et al., 2003). Desse modo, a equação (2.3) admite que a erosão fluvial é condicionada pela potência do escoamento, mas sendo esse condicionamento especificado pelos parâmetros físicos representados no coeficiente de erodibilidade.

Se por um lado a capacidade erosiva, representada pela potência do escoamento, acaba por determinar a resposta morfológica do canal em termos da declividade, por outro, essa mesma resposta condiciona a capacidade erosiva, num processo de interdependência. A evolução do processo de incisão determina a declividade do canal. Rearranjando a equação (2.3), conforme Sklar & Dietrich (1998), a declividade do canal pode ser obtida ao se considerar que:

$$S = (E/K)^{1/n} A^{-m/n} \quad (2.4)$$

Colocando de outra forma a equação (2.4) pode ser escrita como a conhecida relação declive-área, presente nos estudos dos perfis longitudinais desde os

trabalhos de Hack (1957), Brush (1961) e Flint (1974), embora não relacionados explicitamente com a incisão em leitos rochosos<sup>1</sup>. Assim:

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (2.5)$$

onde  $k_s$  e  $\theta$  ( $m/n$ ) são constantes empíricas consideradas, respectivamente, como coeficiente de declividade (*steepness*) e coeficiente de concavidade (Howard & Kerby, 1983; Stock & Montgomery, 1999; Whipple & Tucker, 2002; Duvall et al., 2004, entre outros).

A equação (2.5) mostra uma relação em condições de equilíbrio, ou seja, é necessário que o coeficiente de erodibilidade ( $K$ , na equação 2.3) seja constante ao longo do canal. Satisfeita essa condição, o coeficiente  $k_s$  e o expoente  $\theta$  representariam o comportamento da declividade para um determinado domínio de resistência à erosão. Pela estrutura da equação (2.5) nota-se que a declividade diminui na medida em que aumenta a área de drenagem. Isto descreve o desenvolvimento de um perfil longitudinal côncavo, onde a taxa de variação da declividade rio abaixo, ou grau de concavidade, é expresso por  $\theta$ .

Nos rios cujo perfil apresenta rupturas de declive, como os que correm sobre as rochas vulcânicas, é inviabilizado o uso da relação declive-área (equação 2.5) como descritora do comportamento do perfil longitudinal como um todo (Whipple, 2004; Spagnolo & Pazzaglia, 2005). Se um perfil com declives escalonados demonstra a existência de diferentes domínios de resistência à erosão, no modelo declive-área aplicado ao perfil integral  $k_s$  e  $\theta$  representariam apenas um comportamento médio dos declives. Por outro lado, existindo diferentes domínios de resistência à erosão fluvial, existiria um padrão próprio de variação de declividade ( $k_s$  e  $\theta$  próprios) para cada um desses domínios.

Examinando os perfis fluviais na Formação Serra Geral pelo modelo elementar de Leinz (1949) seriam esperados dois domínios diferentes de resistência: o domínio dos níveis vesiculares-amidalóides e o domínio dos níveis com diaclasamento horizontal, ambos pertencentes às zonas de topo dos patamares do perfil. Os basaltos maciços não formariam um domínio próprio porque estariam restritos a rupturas de declive, de modo que suas declividades seriam constantes (verticais), independentes da magnitude da vazão. Em outras palavras, as rupturas de declive não constituiriam um domínio porque o modo de evolução seria apenas

---

<sup>1</sup> Na realidade, nos trabalhos de Hack (1957) e Brush (1961) a relação utilizada é a declive-comprimento ( $S = kL^{\lambda}$ ).

por retração paralela, mantendo sempre a mesma declividade, a despeito da posição ao longo do perfil.

Seidl et al. (1994) e Howard (1998) sugeriram que nos perfis escalonados o topo dos patamares somente seria erodido na medida em que as rupturas de declive migrassem rio acima. Esses topos de patamares, dentro das concepções visualizadas pelos citados autores, estariam protegidos da erosão pela cobertura sedimentar, formada devido ao baixo gradiente. Se esse mesmo mecanismo opera nos rios da Formação Serra Geral, e novamente aplicando o modelo de Leinz (1949), a variação de declividade nos topos de patamares seria mínima.

A partir do que foi analisado nas seções anteriores deste capítulo, pode-se questionar em que extensão os pressupostos dos modelos conceituais de Leinz (1949), Seidl et al. (1994) e Howard (1998) poderiam aplicar-se aos perfis longitudinais dos rios na Formação Serra Geral. O primeiro aspecto fundamental notado é que as rupturas de declive poderiam evoluir de modo diferente ao da retração paralela, gerando *zonas de ruptura*. Sendo assim, não somente os topos dos patamares do perfil teriam variação de declividade conforme a vazão, mas também as zonas de ruptura. O segundo aspecto fundamental é que a resistência da rocha intacta e o grau de fraturamento podem ser variados dentro de um mesmo nível do corpo de um derrame de basalto, implicando em diferenças de resistência à erosão. A questão basilar neste ponto é sobre a magnitude das variações das propriedades que condicionam a resistência à erosão fluvial nos basaltos.

Um terceiro aspecto que pode ser adicionado a esta problemática é sobre a relação entre cobertura sedimentar das zonas de topo dos patamares e a efetividade dos processos erosivos. Os sedimentos atuam de dois modos complementares e opostos: (1) podem recobrir e proteger a superfície do leito contra a erosão e (2) podem agir como abrasivos que promovem a incisão do leito (Sklar & Dietrich, 1998; 2001; 2004). A produção de grande quantidade de clastos em rochas muito fraturadas e que potencialmente levam à formação de trechos com cobertura aluvial significativa foi sugerida, mediante observações de campo, por Whipple et al. (2000a). Em rios da Formação Serra Geral coberturas aluviais, de fato, ocorrem em trechos esparsos, justificando a sua classificação como rios de leito misto rochoso-aluvial. Entretanto, estão também presentes nas zonas de baixa declividade relativa dos patamares dos perfis, processos erosivos ativos, como arranque e abrasão. Essa variação entre cobertura sedimentar e efetividade de processos erosivos pode

fazer com que as zonas de topo de patamares não sejam áreas totalmente passivas. Ou seja, a erosão dessas zonas não é dependente da migração das rupturas de declive.

A variação da cobertura sedimentar também pode criar diferentes domínios de resistência à erosão. As zonas cujo leito rochoso está exposto são mais vulneráveis à erosão que as zonas recobertas pelos sedimentos. A criação desses domínios, porém, possui um caráter não sistemático. Diferentemente dos outros controles da morfologia fluvial, como as características litológicas e estruturais, os sedimentos possuem uma dinâmica espacial e temporal mais complexa. O aporte de sedimentos nos canais é variável, espacial e temporalmente, de acordo com pequenas oscilações climáticas, características morfológicas das encostas, cobertura vegetal e atividades antrópicas, variação litológica e taxas de intemperismo (Whipple & Tucker, 2002, p.2; Sklar & Dietrich, 2004, p.19). Além disso, a taxa de cominuição dos clastos devido ao transporte influencia o grau de cobertura do leito e os valores críticos da tensão de cisalhamento (ou então, potência do escoamento) necessários para mobilizá-los (Sklar & Dietrich, 2001; 2004).

Como salientado anteriormente, uma uniformidade na resistência do substrato à erosão fluvial é essencial para que a relação declive-área expresse consistentemente o declive como derivado de condições específicas de propriedades litológicas e estruturais. O suprimento de sedimento, sobretudo a partir das encostas, e a produção de fissuras pelo impacto dos clastos sobre o leito, facilitando o processo de arranque (Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000), não obedecem a essa uniformidade de condições do substrato do leito e podem introduzir um “ruído” na relação declive-área.

A incisão fluvial é, nos casos de soerguimento tectônico, o resultado do equilíbrio entre a resistência à erosão ( $E$ ) e a taxa de soerguimento ( $U$ ) (Whipple & Tucker, 1999), de modo que:

$$U - E = U - KA^m S^n \quad (2.6)$$

Para uma condição de equilíbrio (*steady state*)  $U = E$ :

$$U = KA^m S^n \quad (2.7)$$

Desse modo, conforme vários autores (e.g. Kirby & Whipple, 2001; Duvall et al., 2004), a declividade do canal pode ser determinada ao se considerar que:

$$S = (U/K)^{1/n} A^{-m/n} \quad (2.8)$$

Por conseguinte, o resultado converge novamente para a equação (2.5), significando que para o caso de uniformidade na taxa de soerguimento e no coeficiente de erodibilidade, a declividade é uma função da área de drenagem. Se a taxa de soerguimento varia ao longo de um canal isso pode gerar mudanças no comportamento das declividades, ou seja, em  $\theta$  e  $k_s$  (Kirby & Whipple, 2001; Duvall et al., 2004; Whipple, 2004, Spagnolo & Pazzaglia, 2005). Em geral, um maior soerguimento tem o mesmo resultado que um aumento na resistência à erosão, elevando o valor de  $k_s$  e diminuindo o valor de  $\theta$ .

Nos rios da Formação Serra Geral, a tectônica de basculamento de blocos, onde ativa, também pode gerar comportamentos diferenciados nas declividades? Principalmente se esse tipo de relação implicar em mudanças na taxa em que as declividades variam ( $\theta$ ), os resultados seriam significativos. Neste caso, é possível vislumbrar a existência de macro-domínios de resistência à erosão, estruturalmente controlados, dentro dos quais figurariam subdomínios, diferenciados em função das propriedades litológicas dos basaltos.

## 2.2. SÍNTESE DO QUESTIONAMENTO

Há evidências de que a morfologia escalonada dos perfis longitudinais dos rios instalados nos basaltos da Formação Serra Geral é condicionada por domínios diferenciados de resistência à erosão fluvial. Porém, há evidências de campo e argumentos teóricos que indicam uma complexidade maior na combinação de fatores que determinam esses domínios, diferindo do que se postula tradicionalmente. Entre os fatores que devem ser considerados, despontam como principais – juntamente com os fraturamentos atectônicos – a resistência da rocha intacta e os aspectos tectono-estruturais. Além disso, para uma mais completa explicação da morfologia desses perfis, é necessário considerar a variabilidade longitudinal da capacidade erosiva dos rios.

Considerando esse entrelaçamento de fatores, a pergunta fundamental que direciona o presente trabalho é: Como as características litológicas, tectono-estruturais e hidráulicas influenciam a morfologia dos perfis longitudinais de rios instalados sobre basaltos da Formação Serra Geral?

### 3. ÁREA DE ESTUDO

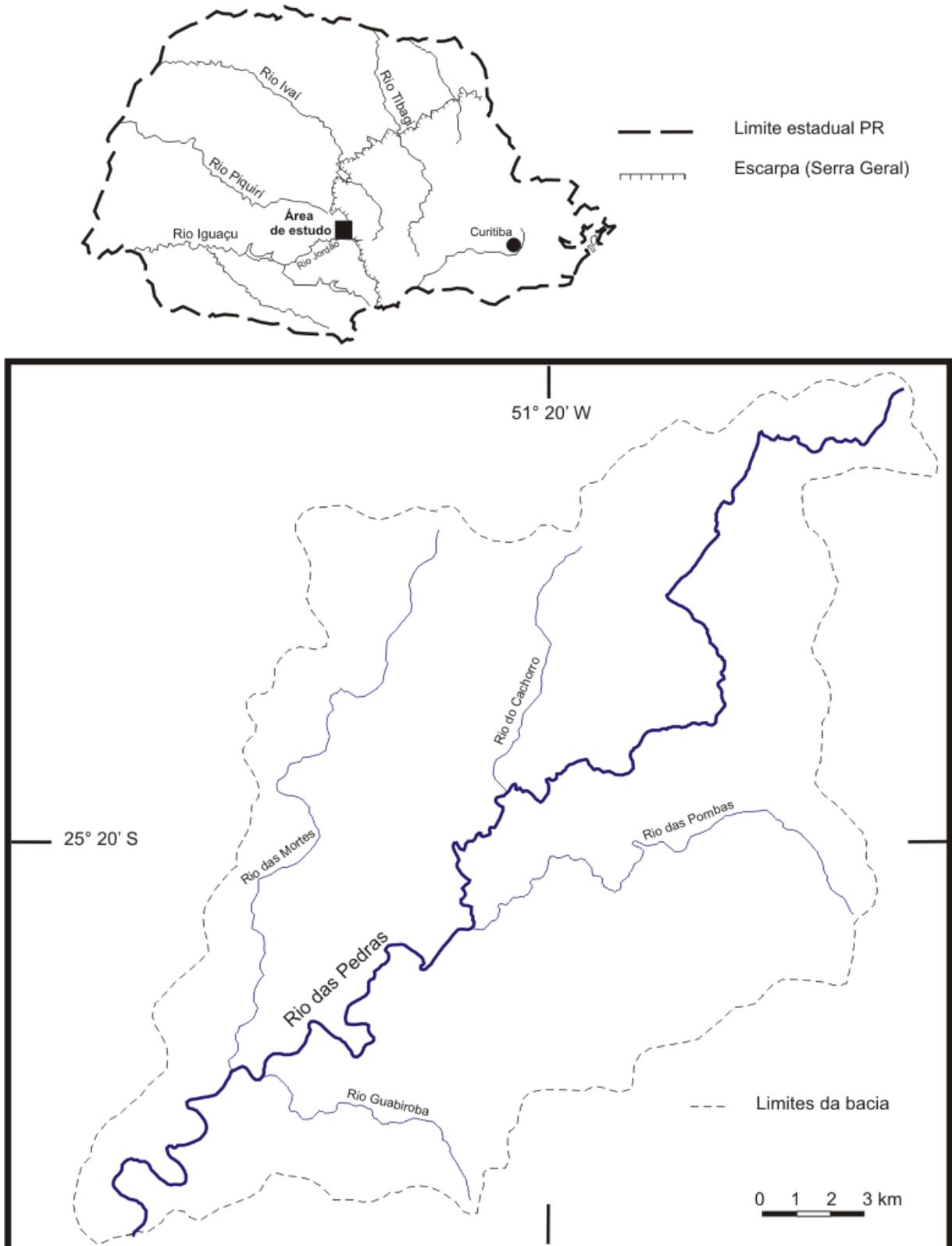
Para desenvolvimento da presente pesquisa selecionou-se o Rio das Pedras, que está instalado na unidade de rochas básicas da Formação Serra Geral. Na Bacia Sedimentar do Paraná essa unidade é a que possui maior extensão superficial, constituindo substrato de significativa porção da paisagem geomorfológica.

Localizado na região centro-sul do Estado do Paraná, município de Guarapuava, o Rio das Pedras é um dos principais formadores do Rio Jordão, que por sua vez é um dos maiores afluentes da margem direita do Rio Iguaçu (Figura 3.1). Com área de drenagem de aproximadamente 330 km<sup>2</sup> e extensão de 61 km, o Rio das Pedras apresenta ao longo de seu curso características hidráulicas variadas e uma morfologia escalonada em seu perfil longitudinal. Isso possibilita um estudo da resposta morfológica do substrato litológico em condições variadas do fluxo fluvial.

Matas e campos representam mais de 60% da cobertura da bacia, enquanto matas secundárias e reflorestamentos comerciais chegam a 25%; as áreas urbanas não ultrapassam 0,36% (Vestena et al., 2004). Isso traduz um uso da terra na bacia que é predominantemente rural.

Neste capítulo são discutidos os aspectos considerados mais importantes para a compreensão do processo de incisão do Rio das Pedras. São apresentadas as características geológicas (petrologia, morfologia dos derrames, estruturas tectônicas), geomorfológicas (condicionantes tectono-estruturais no relevo e no curso do rio) e climáticas da área de estudo.

A escassez de informações básicas sobre a área exigiu que fossem feitos: (1) mapeamento estrutural na escala 1: 10.000, utilizando fotografias aéreas na escala 1: 30.000 e carta topográfica na escala 1:10.000 e (2) compilação e análise de dados de precipitação e vazão.



**Figura 3.1.** Localização da área de estudo.

### 3.1. GEOLOGIA

O vulcanismo da Bacia do Paraná, e que deu origem à Formação Serra Geral, é um dos maiores já registrado na história da Terra em terrenos continentais, cobrindo uma área de aproximadamente  $10^6$  km<sup>2</sup> com um volume de 650.000 km<sup>3</sup> de lava (Leinz et al., 1966). Melfi (1967) situou o vulcanismo Serra Geral entre 105 e 135 Ma. Rocha-Campos et al. (1988) situaram o evento entre 150 e 120 Ma (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior), com a fase principal do vulcanismo ocorrendo entre 135-130 Ma (Cretáceo Inferior).

#### 3.1.1. Petrologia

Em termos petrológicos relacionados à Formação Serra Geral, a Bacia do Paraná é subdividida em três regiões: sul, central e norte. O lineamento do Rio Uruguai constitui o limite entre as regiões sul e central, enquanto o lineamento do Rio Piquirí constitui o limite entre as regiões central e norte (Figura 3.2). A região central, onde está situada a área de estudo, é caracterizada pela ocorrência de duas suítes vulcânicas distintas: uma formada por rochas vulcânicas básicas com alta concentração de TiO<sub>2</sub> e vulcânicas ácidas tipo Chapecó e outra formada por vulcânicas básicas com baixa concentração de TiO<sub>2</sub> e ácidas tipo Palmas (Comin-Chiaramonti et al., 1988). A bacia do Rio das Pedras está situada no limite entre as regiões central e norte, próxima ao lineamento do Rio Piquirí.

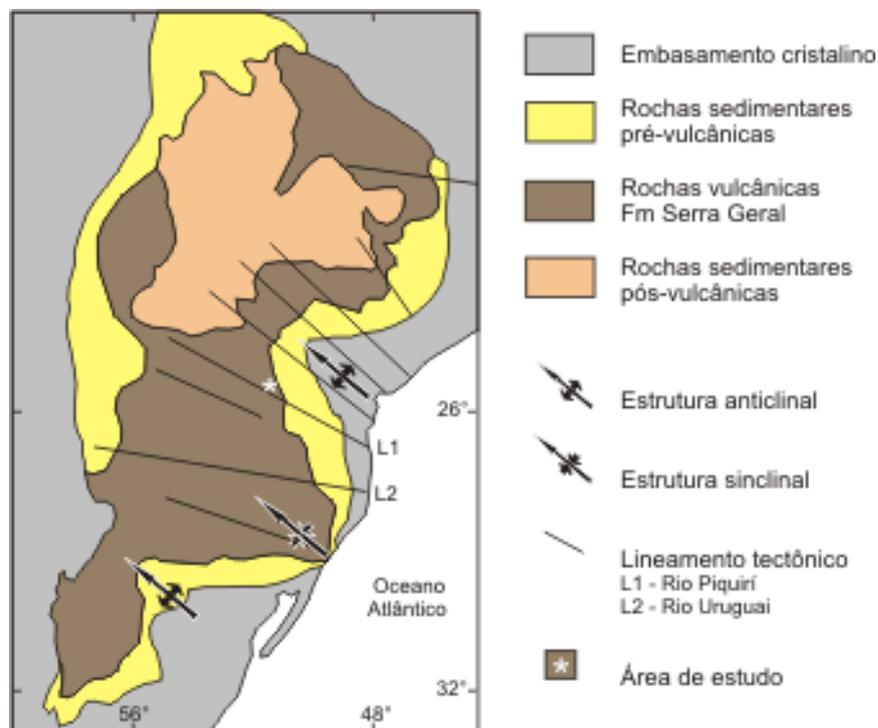
Em mapeamento geológico na escala 1: 250.000 efetuado por Arioli & Licht (2008) a área da bacia do Rio das Pedras está contida no que os autores denominaram informalmente de bloco tectônico de Guarapuava. Esse bloco é delimitado a leste e a oeste por zonas de falhas regionais de orientação N30-40E. A ocorrência de rochas ácidas está limitada a esse bloco, que também é caracterizado pelos grandes derrames basálticos tabulares<sup>2</sup> (Arioli & Licht, 2008). A bacia do Rio das Pedras está esculpida integralmente nesses antigos derrames básicos.

---

<sup>2</sup> A expressão “*derrame tabular*” está sendo utilizada em preferência a “*derrame em lençol*” de Self et al. (1998), por não implicar em conotação genética, e em preferência a “*derrame maciço*” de Waichel (2006), para evitar confusão com o termo “*maciço*” descritivo da estrutura não-vesiculada dos basaltos.

Imediatamente a oeste da baixa bacia, constituindo parte do divisor e formando o sítio urbano de Guarapuava, afloram rochas da seqüência ácida (riodacitos porfíricos – Membro Chapecó), sobrepondo-se à unidade básica.

A unidade básica da Formação Serra Geral é a que possui maior extensão superficial (145.000 km<sup>2</sup>) e volumétrica (50.900 km<sup>3</sup>), sendo constituída predominantemente por basaltos toleíticos (Nardy, 1995). Amostras coletadas no interior da bacia do Rio das Pedras e analisadas por Comin-Chiaramonti et al. (1988) foram, de fato, classificadas como basaltos toleíticos e revelam um conteúdo em SiO<sub>2</sub> inferior a 49% e baixo conteúdo em TiO<sub>2</sub> (<2%) (Tabela 3.1). É necessário observar que essa amostragem não é representativa em termos petrográficos para a bacia do Rio das Pedras, pois outras amostras analisadas pelos referidos autores e provenientes de áreas adjacentes à bacia indicam andesi-basaltos. Nessas outras amostras, eleva-se o conteúdo em sílica, porém os baixos valores de TiO<sub>2</sub> são recorrentes.



**Figura 3.2.** Mapa geológico simplificado da Bacia Sedimentar do Paraná, mostrando a ocorrência e compartimentação da Formação Serra Geral. Os lineamentos tectônicos do Rio Piquiri e Rio Uruguai

dividem a Formação Serra Geral em três regiões (norte, central e sul). Baseado em Nardy et al. (1987, fig.1).

**Tabela 3.1.** Composição de rochas básicas da bacia do Rio das Pedras.

<b>Composição química</b>	<b>Amostra 420 B208</b>	<b>Amostra 429 B206</b>
SiO <sub>2</sub>	48,12	48,79
TiO <sub>2</sub>	1,57	1,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,59	15,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,09	4,65
FeO	8,41	8,57
MnO	0,22	0,19
MgO	6,24	5,19
CaO	10,88	10,70
Na <sub>2</sub> O	2,44	2,57
K <sub>2</sub> O	0,33	0,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,20
L.O.I.	0,95	1,10
<b>Mineralogia - CIPW</b>		
Quartzo	0,00	0,00
Ortoclásio	1,95	2,60
Albita	20,64	21,74
Anortita	27,88	28,42
Diopsídio	20,40	19,49
Hiperstênio	15,63	17,82
Olivina	5,09	1,59
Magnetita	2,45	2,41
Ilmenita	2,98	2,90
Apatita	0,54	0,47

Composição em %  
Fonte: Comin-Chiaramonti *et al.* (1988)

### 3.1.2. Arquitetura e morfologia dos derrames

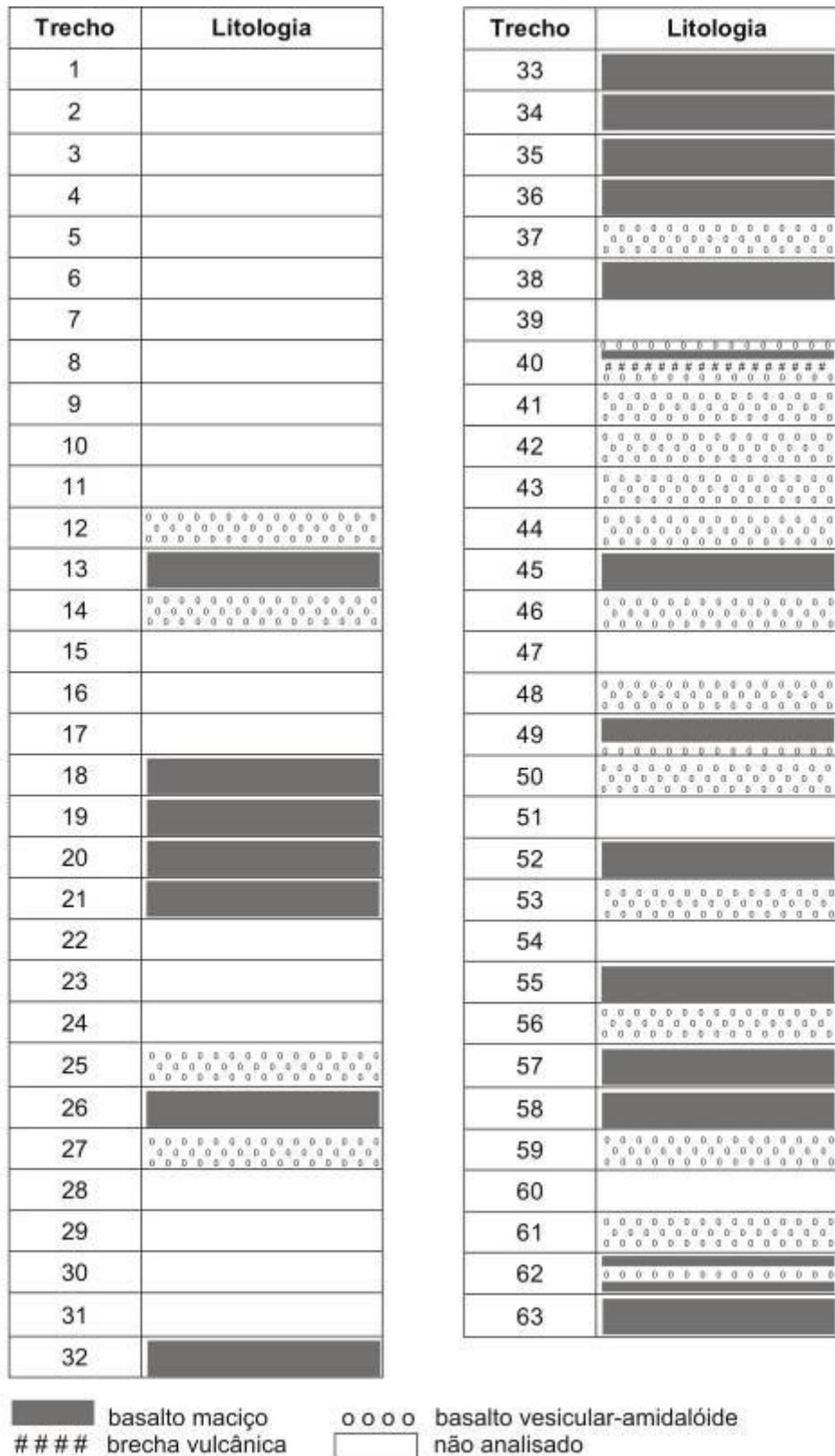
Conforme Arioli & Licht (2008), no município de Laranjeiras do Sul, cerca de 100 km a oeste da área de estudo, perfurações para pesquisa de hidrocarbonetos registraram espessura de 1030 m na Formação Serra Geral. Na bacia do Rio das Pedras a espessura cortada pela incisão fluvial chega a 300 m. No topo do reverso da escarpa onde nasce o Rio das Pedras (cf. Seção 3.2) e que constitui o limite leste da bacia, bem como da Formação Serra Geral, a espessura da unidade é suficiente para permitir uma incisão da ordem de 120 m, sem atingir os arenitos da subjacente Formação Botucatu.

O levantamento geológico executado ao longo do Rio das Pedras mostra que a incisão fluvial deve ter atingido cerca de 14 unidades de derrame (Figura 3.3), embora esse número deva ser visto com cautela, como se discutirá mais adiante. Em 28 dos 63 trechos não foi possível verificar a natureza do material do leito,

devido à impossibilidade de acesso ao fundo do canal, devido ou à presença de cobertura aluvial ou à grande profundidade. Em alguns trechos o acesso não foi possível, devido à falta de estradas ou a existência de conflitos de terra. A lacuna mais contínua de amostragem está nos primeiros três quilômetros. Somada a incisão em todos os trechos sem amostragem o valor atinge aproximadamente 140 m. Conforme Nardy (1995), a espessura de cada derrame dentro da unidade inferior da Formação Serra Geral pode variar de 10 a 30 m. Considerando uma espessura média de 20 m é possível esperar que haja pelo menos sete unidades de derrame não registradas no levantamento de campo.

É importante notar que a individualização dos derrames é feita com apoio na ocorrência de níveis vesiculares, que marcariam o topo das unidades. Entretanto, é reconhecido o fato de que níveis vesiculares ocorrem também na base dos derrames tabulares (Bondre et al., 2004b) e, algumas vezes, em níveis intermediários (Fernandes et al., 2008). No bloco de Guarapuava, Arioli et al. (2008) observaram que os derrames tabulares não apresentam vesiculação na base e que as vesículas na porção central são escassas. Por outro lado, esses mesmos autores assinalaram a ocorrência de finas soleiras de basalto vesicular (espessura de 15-20 cm) alojadas nos derrames e associadas a diques vesiculares. Desse modo, nem sempre a ocorrência de níveis vesiculares indica o topo de um novo derrame.

A ocorrência de níveis vesiculares intermediários em um derrame tabular indica o crescimento do derrame por inflação, ou seja, por meio de diversos episódios de extrusão de lava. Thordarson & Self (1998) postularam que alguns derrames da província vulcânica do Rio Colúmbia (EUA), apesar de aparentarem ser do tipo tabular, seriam produzidos por mecanismos de inflação, semelhantes aos derrames pahoehoe (lobados), apenas em escala muito mais significativa. Arioli et al. (2008) identificaram diversas feições indicativas de inflação em alguns derrames tabulares da região de Guarapuava, sendo as principais: entablatura em leque e em bloco (disjunção cerrada), disjunção tabular e geodos na base de zona vesicular. No levantamento efetuado para a presente tese, verificou-se a ocorrência de disjunção tabular na base de nível vesicular de topo e níveis com coalescência de vesículas centimétricas. A ocorrência persistente de níveis vesiculares-amidalóides em zonas com espessuras superiores a 5 m, também sugere a existência ou (1) de derrames tabulares muito finos ou (2) de espessos derrames inflados ou (3) vários derrames lobados.



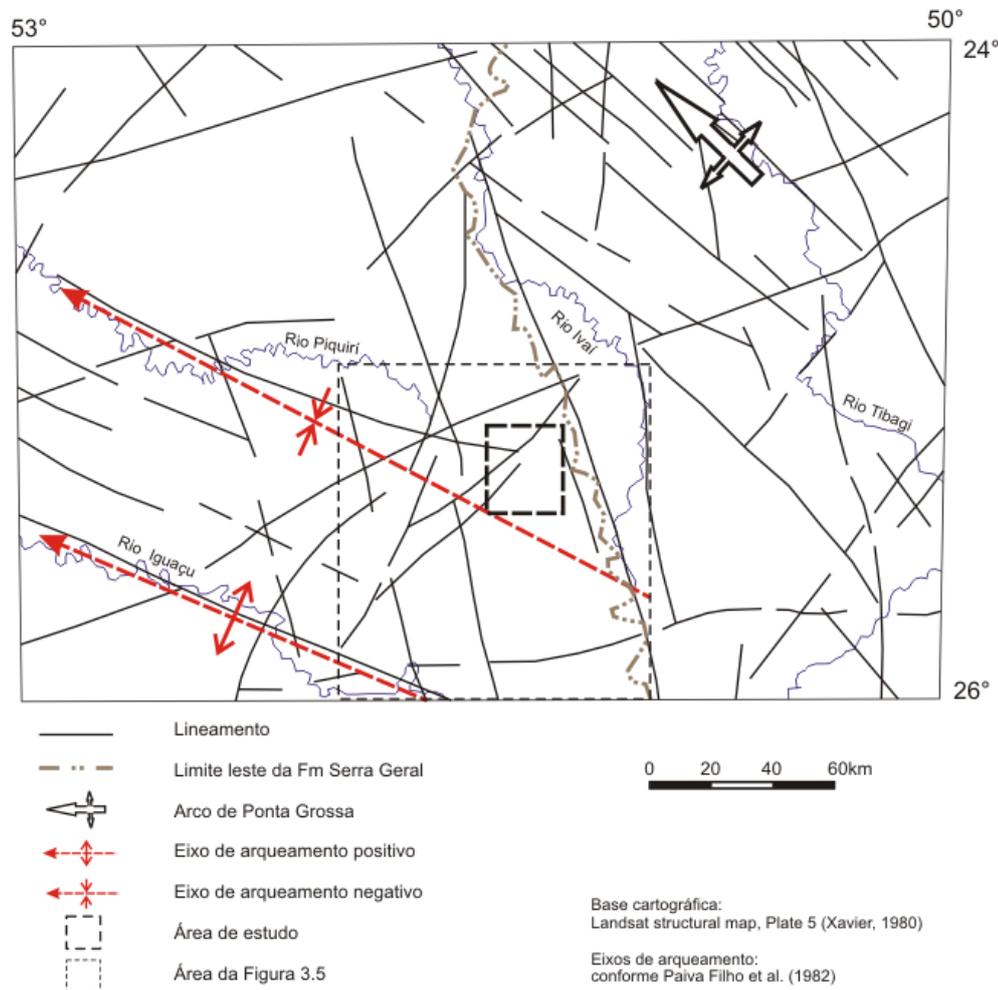
**Figura 3.3.** Seções colunares representativas do perfil geológico do substrato do Rio das Pedras, da nascente (trecho 1) até a foz (trecho 63).

Derrames lobados foram identificados no oeste do Estado do Paraná por Waichel et al. (2006) e também cerca de 100 km a oeste da bacia do Rio das Pedras por Arioli & Licht (2008) e Arioli et al. (2008). Pelos mapeamentos efetuados, Arioli & Licht (2008) consideraram que os derrames lobados representariam uma fase do vulcanismo que precedeu aos derrames tabulares. Bondre et al. (2004b) também mencionam que os derrames lobados são mais antigos que os derrames predominantemente tabulares na província vulcânica do Decan. Considerando essas colocações é possível interpretar que as feições de inflação identificadas nos derrames da bacia do Rio das Pedras, situada num domínio de derrames tabulares, seriam indicativos de inflação de grandes derrames, tal como sugerido para outras províncias basálticas continentais por vários autores (e.g. Thordarson & Self, 1998; Bondre et al. 2004a,b).

Considerando os estilos de disjunção dos basaltos da Formação Serra Geral há de se notar que na área de estudo não ocorre o tipo de disjunção cerrada – com densidade em torno de 20 m/m<sup>2</sup> (Binda & Lima, 2007) – característica das zonas de entablatura em leque ou em bloco, dos basaltos hipovítreos (Nardy, 1995; Arioli & Licht, 2008). Entretanto, os estilos comumente relacionados aos derrames tabulares da Formação estão bem representados na área de estudo. Estão presentes as disjunções tabulares da base e do topo das unidades de derrame, bem como o padrão de juntas verticais/subverticais próprio dos níveis centrais.

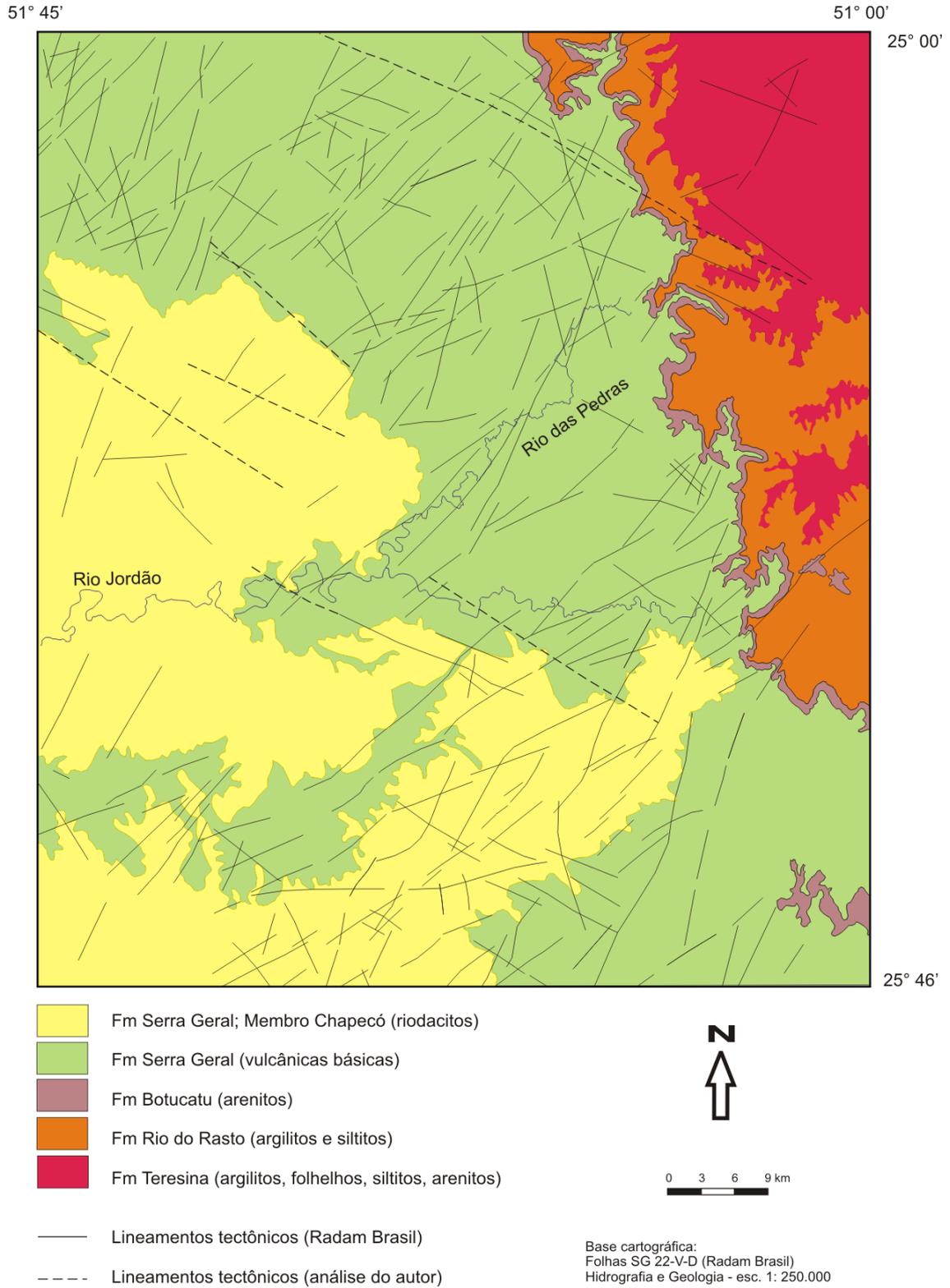
### **3.1.3. Tectônica**

A disposição geral do eixo da bacia do Rio das Pedras obedece a um controle estrutural regional. Arqueamentos regionais paralelos, orientados em NW-SE e provavelmente relacionados à tectônica do arco de Ponta Grossa, foram identificados por Paiva Filho et al. (1982) na porção central de ocorrência da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná. Fluindo de NE para SW o Rio das Pedras concorda com o mergulho regional do flanco SW de um desses arqueamentos (Figura 3.4).

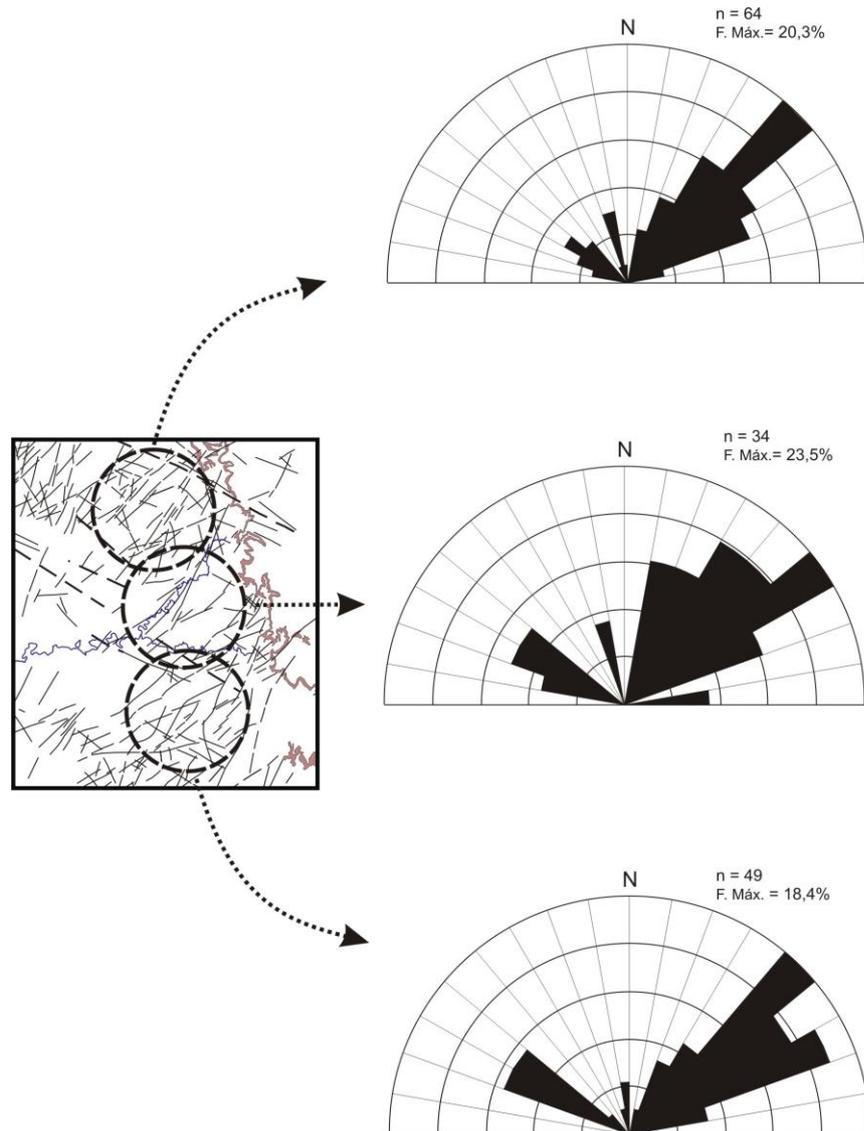


**Figura 3.4.** Inserção da área de estudo no contexto das estruturas tectônicas regionais.

Na área da bacia do Rio das Pedras e no seu entorno mais próximo, lineamentos NW-SE são menos freqüentes (Figura 3.5). Nas imagens de radar (escala 1: 250.000) tais lineamentos são relativamente pequenos. Na análise pela rede de canais, porém, a direção NW-SE se caracteriza por lineamentos longos e que mostram uma interferência marcante sobre o traçado dos rios, defletindo-os freqüentemente no sentido NW. Os diagramas obtidos em três áreas amostrais (Figura 3.6) evidenciam que a orientação predominante dos lineamentos é NE-SW. Tanto na porção ao norte da área de estudo quanto na porção ao sul predominam direções N40-50E. Na área da bacia do Rio das Pedras as direções se dispersam entre N30-60E, com predomínio em N50-60E. Essa dispersão é, em parte, devido à existência de um arranjo em leque que inclui alguns dos principais lineamentos que controlam a disposição do Rio das Pedras.



**Figura 3.5.** Mapa geológico da região da área de estudo.



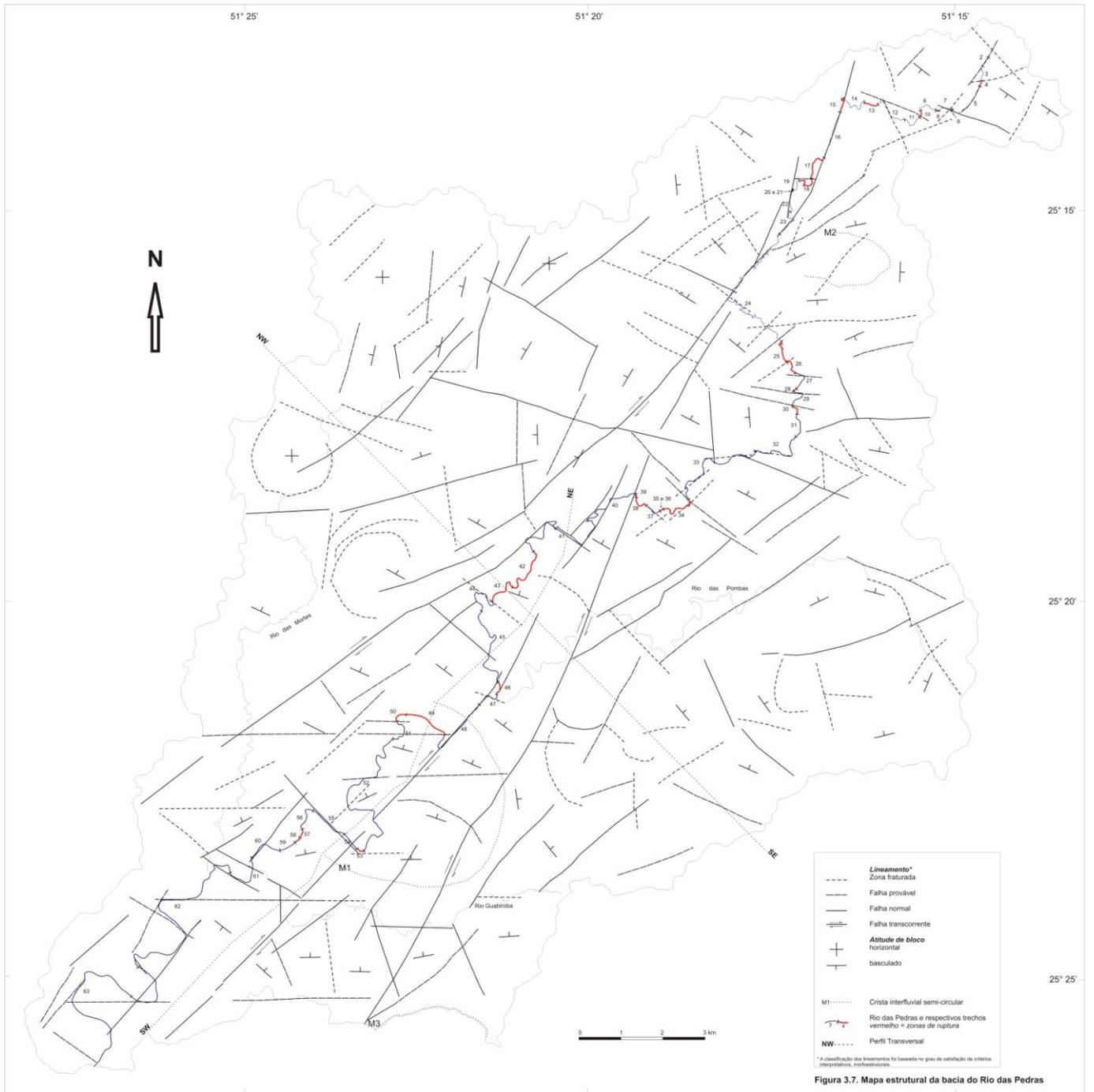
**Figura 3.6.** Orientações regionais de fraturamento. O mapa mostrado corresponde à Figura 3.5.

O arranjo em leque é uma estrutura regional relacionada a uma zona de falha transcorrente situada poucos quilômetros ao norte da área de estudo (Figura 3.4). Com orientação geral WSW-ENE essa falha aparece nos mapeamentos de Xavier (1980) e Soares et al. (1982) e corresponde à continuidade da falha de Itapirapuã, conforme Artur & Soares (2002). Formando o arranjo em leque encontram-se falhas de traço curvilíneo, com rejeitos direcionais e normais (Figura 3.7). Os principais indicativos de falhamento normal são as ocorrências freqüentes de zonas de ruptura de declive em canais que cruzam esses lineamentos.

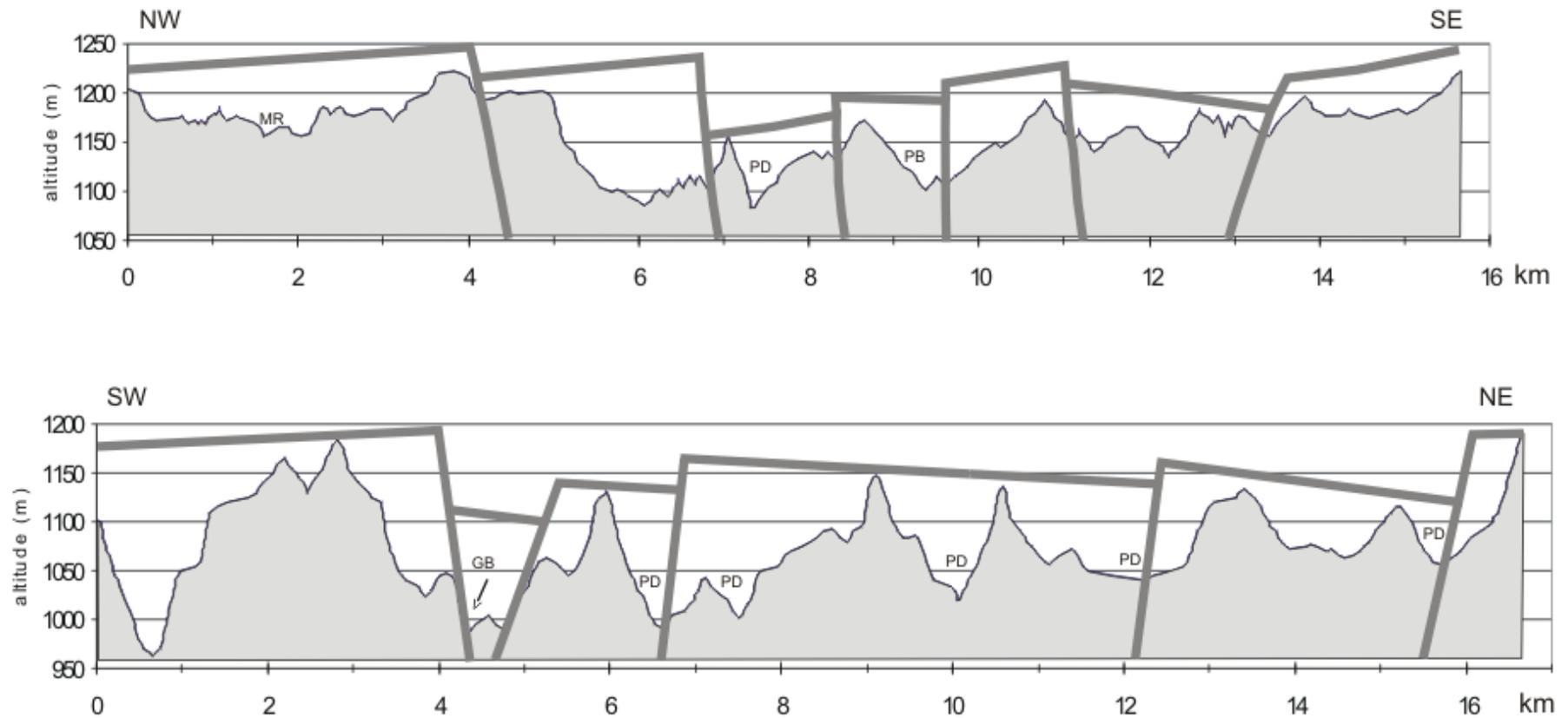
As falhas que compõem o arranjo dividem aproximadamente um quarto da área da bacia em blocos estruturais alongados, que assumem uma configuração escalonada (Figura 3.8). Os blocos alongados são seccionados ortogonalmente por falhas menores. O bloco central é dividido por essas falhas em vários blocos que basculam para ou NE ou NNE, contrariamente ao fluxo do Rio das Pedras (Figura 3.8). Quando o rio flui axialmente no reverso dos blocos, aproveitando ou não as linhas de falhas ortogonais, criam-se zonas de baixo gradiente. Quando o rio flui contrariamente ao mergulho dos blocos e atravessa as zonas de maior soerguimento formam-se zonas de incisão mais pronunciada e declividades maiores, isto é, zonas de ruptura (cf. análise no Cap. 9).

A bacia do Rio das Pedras também é intersectada pelo mega-lineamento do Rio Piquirí, uma zona de falha WNW-ESE. Esta possui expressão regional de várias centenas de quilômetros, embora em escala de detalhe apresente-se, muitas vezes, descontínua. Na bacia do Rio das Pedras o mega-lineamento Piquirí controla a orientação de canais, além de promover a deflexão do próprio rio principal. Ao norte do mega-lineamento aparecem outros lineamentos menores, porém com a mesma orientação WNW-ESE, e que delimitam vários blocos estruturais, formando uma faixa de aproximadamente 3,5 km de largura. O Rio das Pedras, ao atingir essa faixa é defletido para SE. Em função da pendente estrutural geral para SW, o rio atravessa a faixa fraturada mudando seu curso progressivamente, girando de SE para SW.

Outro aspecto notável na área de estudo são os lineamentos de orientação E-W, presentes exclusivamente no sul da bacia. Porém, o seu controle sobre a rede de canais não é tão forte quanto os grandes lineamentos NE-SW. Os lineamentos E-W controlam pequenos trechos do Rio das Pedras, porém sua maior expressão é no controle da bacia do Rio Guabiroba, um dos afluentes da margem esquerda, onde se expressam como falhas normais (Figura 3.7). A estreita relação em termos de coincidência espacial e ângulos relativos ( $\approx 45^\circ$ ) dos lineamentos E-W com o arranjo em leque dos grandes lineamentos NE-SW, sugere uma origem comum.



**Figura 3.7. Mapa estrutural da bacia do Rio das Pedras.**



**Figura 3.8.** Representação esquemática dos blocos tectônicos em dois perfis na bacia do Rio das Pedras. A localização dos perfis consta na Figura 3.7. O perfil NW-SE é ortogonal à orientação geral do rio, enquanto o perfil SW-NE é paralelo a essa orientação geral. Os limites entre os blocos são definidos por zonas de falhas mais extensas e melhor configuradas. A atitude dos blocos é baseada nas assimetrias de drenagem e de vale (cf. Cap. 4). Incrições nos perfis: MR = Rio das Mortes; PD = Rio das Pedras; PB = Rio das Pombas; GB = Rio Guabirola.

## 3.2. GEOMORFOLOGIA

### 3.2.1. Relevo da bacia

A bacia do Rio das Pedras situa-se no Terceiro Planalto Paranaense, desenvolvendo-se no reverso da escarpa arenito-basáltica, localmente denominada de Serra da Esperança. A face inferior da escarpa é constituída pelos arenitos da Formação Botucatu, enquanto que a face superior é composta pelas vulcânicas da Formação Serra Geral. Essa escarpa é parte da unidade geomorfológica regionalmente conhecida como Serra Geral. A escarpa constitui o limite oriental da Formação Serra Geral no Estado do Paraná.

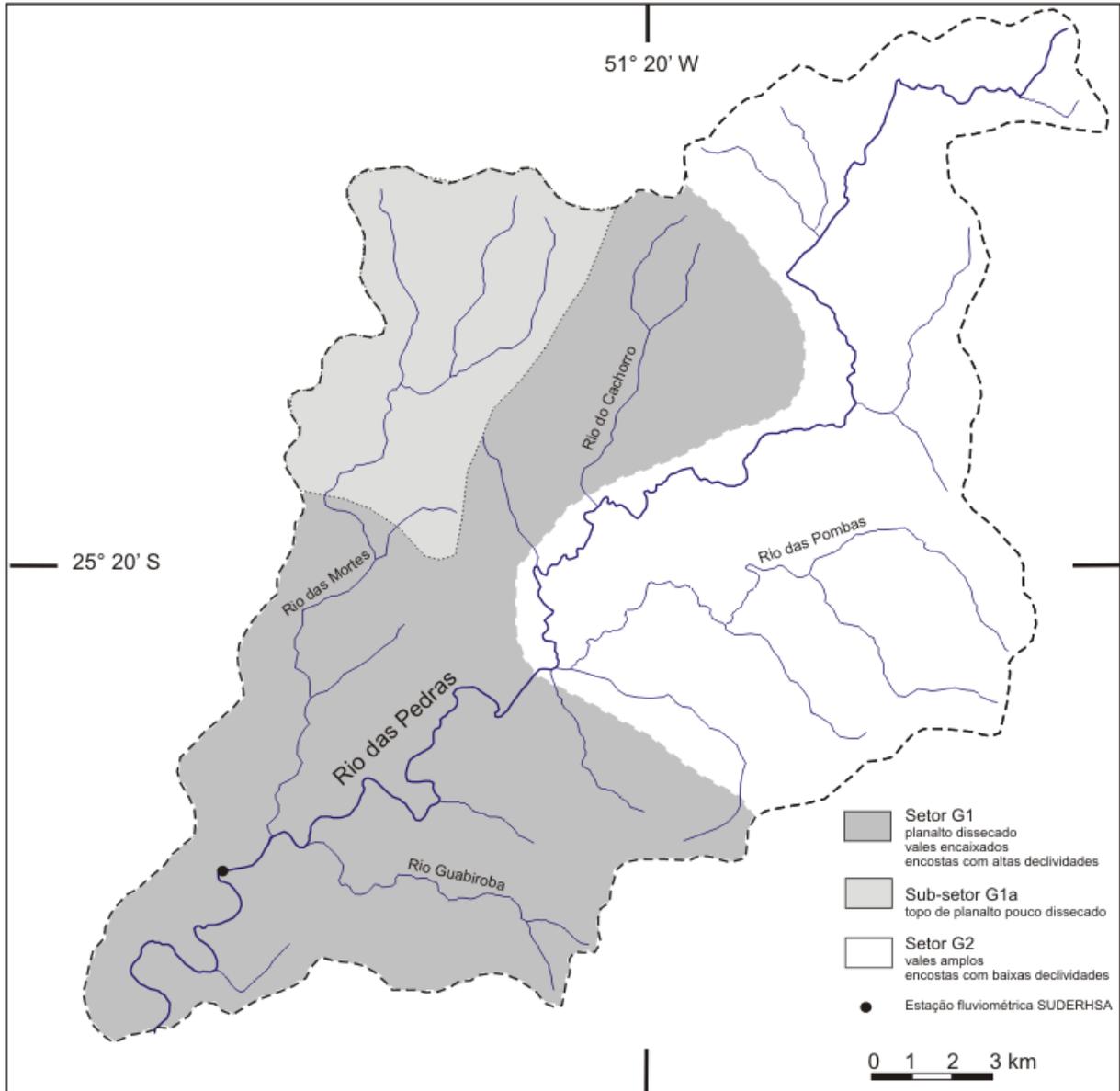
As altitudes na área da escarpa, no Estado do Paraná, aumentam de norte para sul, atingindo os valores máximos ao aproximar-se do Rio Iguaçu. No setor de cabeceira do Rio das Pedras, situada no topo do reverso da escarpa, a altitude máxima é da ordem de 1340 metros. O divisor oeste da bacia do Rio das Pedras, situado a distâncias que variam de 14 a 20 km da crista da escarpa, possui altitudes de topo que estão entre 1100 m (sul) e 1220 m (norte).

Identificam-se, de modo geral, dois setores geomorfologicamente distintos dentro da bacia do Rio das Pedras (Figura 3.9): um nas porções oeste e sul (G1) e outro na porção leste (G2). O setor G2 apresenta encostas com declividades mais baixas que no setor G1, onde o entalhe dos canais é mais expressivo. A densidade de drenagem (média de 3,24 km/km<sup>2</sup>) e a razão de relevo<sup>3</sup> (média de 0,039) para o setor G1 são maiores que para o setor G2 (respectivamente 2,20 e 0,022), conforme Lima (1999b).

Grande parte do setor G1 é constituída por um platô profundamente dissecado pelos afluentes em sua faixa mais próxima ao rio principal. O topo pouco dissecado desse platô constitui o subsetor noroeste (G1a), sendo ocupado pela alta bacia do Rio das Mortes. Na porção esquerda da bacia do Rio das Pedras, no sul do setor G1, os afluentes também entalham profundamente, mas a configuração de um platô já não é tão marcante.

---

<sup>3</sup> A razão de relevo de uma bacia é obtida dividindo-se a sua amplitude altimétrica total pelo seu comprimento. No presente caso, os dados referem-se à média de várias sub-bacias do Rio das Pedras.



**Figura 3.9.** Compartimentação geomorfológica da Bacia do Rio das Pedras.

O relevo da bacia do Rio das Pedras tem íntima associação com as estruturas tectônicas. Essa relação é mais pronunciada no setor G1. De modo geral, por toda a área da bacia formam-se vales assimétricos em consequência dos basculamentos de blocos. No perfil NW-SE da Figura 3.8 o setor mais à esquerda representa parcialmente o platô que se forma no noroeste da bacia devido às pequenas inclinações dos blocos (subsetor G1b). As características do setor G1 são em grande parte devidas à incisão fluvial em zonas de falhas que formam o arranjo em leque dos grandes lineamentos NE-SW. O basculamento de blocos e o falhamento escalonado favorecem a grande dissecação do relevo. Mais distanciado desse grande arranjo de falhas, o relevo do leste da bacia caracteriza-se pela menor incisão dos canais.

### **3.2.2. Controle estrutural no curso do Rio das Pedras**

O curso do Rio das Pedras apresenta-se adaptado a fraturamentos do substrato e a arranjos estruturais diversos (Figura 3.7). De modo geral há uma tendência em explorar duas direções estruturais, uma principal NE-SW e outra secundária NW-SE. O sentido de fluxo é alternado entre SW e NW, com tendência maior para SW.

Nos primeiros 5,5 km o rio segue alternando entre dois sentidos principais, SSW e WNW, porém com tendência maior para WNW, barrado por um ou mais blocos estruturais situados a SW (Figura 3.7). Aparentemente, como a pendente SSW é mais significativa, quando o curso fluvial, desenvolvendo-se nesse sentido, é barrado pelos blocos estruturais, segue por linhas de fraqueza representadas por fraturamentos WNW. Invariavelmente o redirecionamento é acompanhado por alargamento do vale, indicando um fluxo quase ortogonal à pendente SW. Os trechos 7, 9, 12 e 14 representam os segmentos redirecionados para WNW e mostram as menores declividades do perfil nesse setor do rio.

O trecho 14 marca o final da pronunciada tendência de fluxo para WNW que caracteriza a zona de cabeceira do Rio das Pedras. Ao inserir-se em um extenso lineamento (falha) o canal muda o seu curso em 90° e assume um sentido SSW, percorrendo retilinearmente cerca de 2 km (trechos 15 e 16). A mudança brusca no sentido de fluxo é provável indicativo de captura fluvial. Outros indícios colaboram para essa interpretação. Não há falha transversal ao canal que justifique a zona de ruptura formada pelo trecho 15: a erosão facilitada na zona de fraturas, representada

pelo lineamento SSW, possivelmente conduziu o retrocesso da paleocabeceira do rio, de modo a capturar o segmento 1-14, que fluía em nível altimétrico mais elevado.

A inserção longitudinal do canal em falhas é fato característico e quase contínuo até o final do trecho 24. Na primeira metade desse trecho 24 desenvolve-se uma planície aluvial retilínea, controlada estruturalmente. Aparentemente essa é uma estreita zona de subsidência ( $\approx 150$  m de largura) associada ao início do arranjo em leque dos grandes lineamentos da bacia. Na metade do trecho 24, o rio é defletido para SE. A planície de inundação continua bem configurada no hemigráben que se forma no reverso do bloco basculado da margem direita.

A partir do trecho 25 o rio estabelece um curso geral para SSE. A planície de inundação desaparece e o vale torna-se inciso até o trecho 32. Em todo esse percurso ocorrem mudanças bruscas e sistemáticas de orientação controladas por zonas de fraturas (lineamentos) transversais ao canal, sobretudo orientados em WNW-ESE.

A partir da metade do trecho 32 o canal inflecte para WNW, mas de modo geral segue um curso para WSW. Esse redirecionamento é feito sob o controle de uma zona de falha associada ao mega-lineamento do Rio Piquirí (analisado na seção anterior). Acompanhando o redirecionamento há diminuição da declividade do rio nos trechos 32 e 33.

Influenciado por fraturamentos NE-SW e pela pendente estrutural regional o rio tem seu curso mudado para SSW a partir da metade do trecho 33. O segmento formado pelos trechos 34 a 39, com maior declividade e estreitamento do vale, representa a incisão no ápice de um bloco basculado.

A partir da metade do trecho 40 o Rio das Pedras adentra o bloco tectônico central, formado pelo arranjo em leque de falhas (Figura 3.8). O rio percorre até sua foz por esse bloco de orientação geral NE-SW. Ao longo desse percurso são notáveis as deflexões do canal para NW, obedecendo a controles de falhas. Como já mencionado na seção anterior, estas falhas dividem o bloco central em blocos menores que basculam para NE ou NNE, havendo também outras falhas de mesma direção e que estão intercaladas às principais, sem ocasionar basculamento.

A primeira inserção do canal nas falhas NW-SE ocorre no trecho 41. O trecho 49 também apresenta indícios de um controle semelhante, porém é mais provável que seu direcionamento seja devido à interferência da morfoestrutura M1. Os

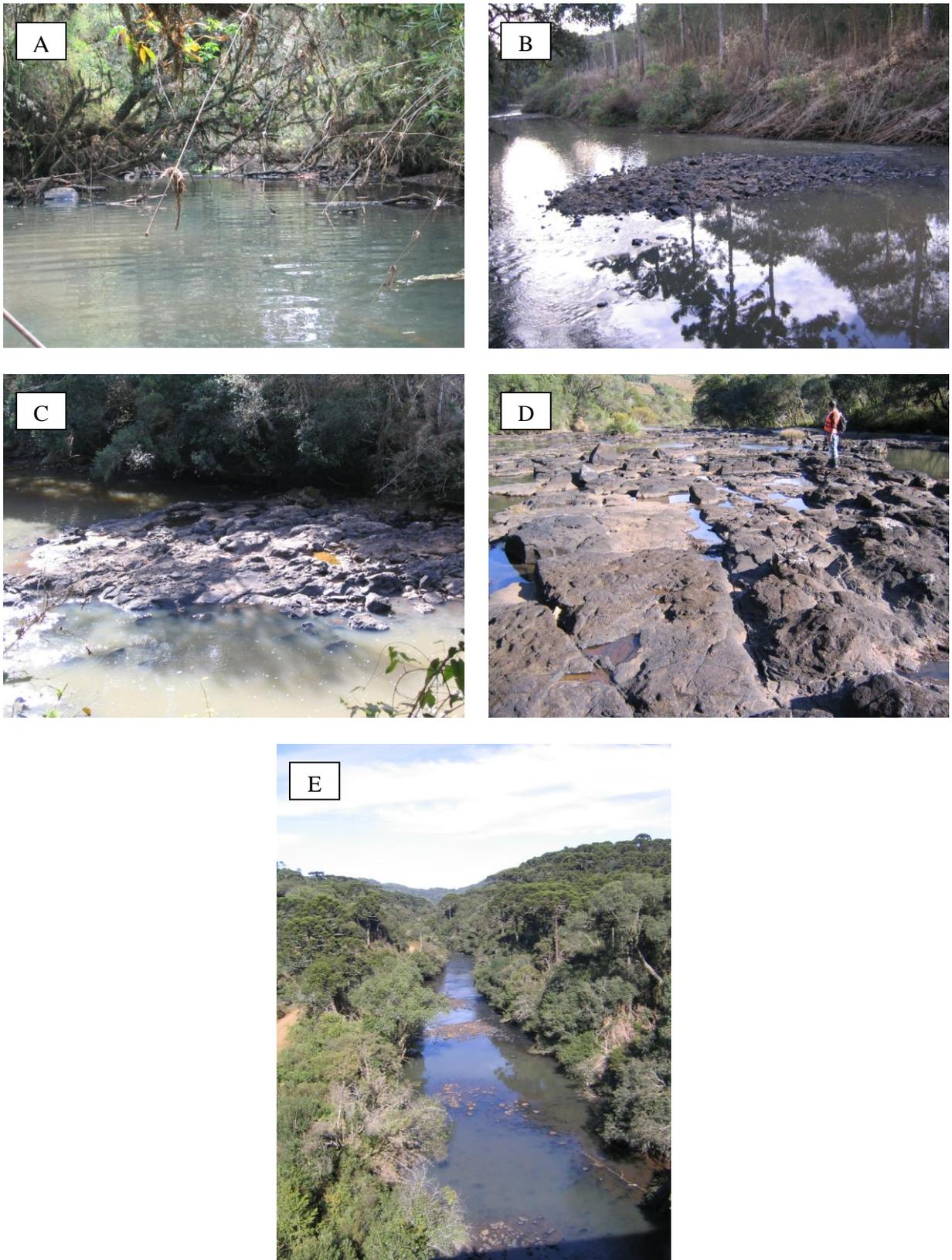
trechos 54 e 55, por sua vez, são nitidamente controlados por falha, o mesmo ocorrendo no final do trecho 61. Nos trechos 62 e 63 a presença dessas falhas NW-SE controla alguns segmentos do curso do rio.

Ao longo do Rio das Pedras são poucos os segmentos com tendências mais pronunciadas de fluxo para o quadrante SE. Quando isso ocorre, como no caso do final do trecho 24, verificam-se declividades relativamente baixas. Considerando a pendente regional como sendo SW, fluxos para o quadrante SE seriam tão prováveis quanto fluxos para NW. Entretanto, quando o canal encontra linhas de fratura NW-SE, preferencialmente o fluxo é para NW (por exemplo, trechos 41 e 54-55). Provavelmente, a pendente regional seja mais para W, talvez WSW. Isso explicaria, também, as baixas declividades dos trechos que fluem para SE, pois caracterizaria fluxo levemente contrário à inclinação regional.

Os basculamentos de blocos, sendo mais marcantes na associação com o arranjo em leque das grandes falhas do sudeste da bacia, fazem com que alguns topos de interflúvio estejam com as mesmas altitudes encontradas no leste da bacia. Além disso, esses mesmos basculamentos não impedem que o curso do rio seja interrompido, pois a pendente da estrutura regional, auxiliada pelos fraturamentos NE-SW e NW-SE, principalmente, favorece o fluxo contrário.

### **3.2.3. Características do canal**

Quanto ao tipo de leito, o canal do Rio das Pedras pode ser caracterizado como sendo misto rochoso-aluvial, possuindo intercalação de trechos com cobertura aluvial (de areia grossa até matacões) pouco espessa e trechos com leito rochoso exposto (Figura 3.10). Os trechos plenamente aluviais (leito e margens formadas por sedimentos retrabalháveis, temporal e espacialmente estáveis) se restringem a dois segmentos: um deles possui extensão de aproximadamente 4 km, situando-se na transição do alto para o médio curso (trechos 23 e 24; Figura 3.10A); o outro, com cerca de 2 km, situa-se no médio curso (trecho 41). Exceto nos dois segmentos mencionados, as planícies aluviais, quando existentes, são estreitas, raramente atingindo mais que duas larguras de canal. Essas planícies também são segmentadas, com extensões subquilométricas, intercaladas por trechos de estreitamento do vale.



**Figura 3.10.** Características do leito do Rio das Pedras. Em A, leito aluvial em areia e cascalho fino (trecho 24); em B, seqüência de soleiras formadas por barras de cascalho muito grosso até blocos (trecho 49); em C, soleira rochosa (trecho 49); em D, leito rochoso extenso em zona de ruptura (trecho 57); em E, leito aluvial formando seqüência de soleiras e depressões (trecho 48).

A cobertura aluvial é bastante descontínua e pouco espessa, quando existente. Nos trechos 14, 34, 49 e 57 algumas depressões (*pools*) inspecionadas são isentas de cobertura aluvial. Nos trechos 14 e 49, esculpidos principalmente em basalto vesicular-amidalóide, as depressões são mais profundas que nos trechos 34 e 57, esculpidos em níveis basais de derrame, com basalto maciço. Os sedimentos, predominantemente cascalho e blocos, são transferidos ao longo do trecho 49 formando eventuais barras transversais isoladas (Figura 3.10B). As soleiras são formadas ou pelo topo dessas barras ou por plataformas rochosas (Figura 3.10C); em ambos os casos as depressões correspondentes são isentas de sedimentos. Nos trechos 34 e 57 o leito é integralmente rochoso, tanto em soleiras como em depressões (Figura 3.10D).

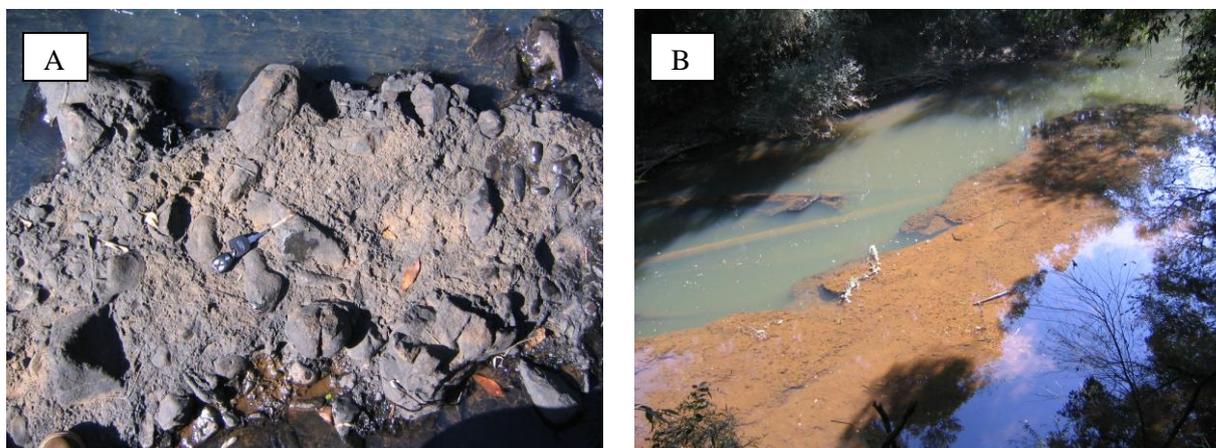
Cobertura aluvial mais contínua é encontrada comumente em trechos finais de segmentos côncavos do perfil longitudinal (cf. Cap. 5). Como exemplos têm-se os trechos 24, 33, 41 e 48, todos verificados em campo. O trecho 24 é o mais extenso, com a menor declividade e que detém cobertura aluvial mais espessa e de granulometria predominante na fração areia grossa a muito grossa (Figura 3.10A). Devido à baixa declividade (0,0009 m/m) e à granulometria do material, o trecho 24 é o único que apresenta meandramento livre em extensão significativa. O trecho 48 possui curso retilíneo, pois está inserido ao longo de uma grande falha e em seu leito formam-se barras de cascalho/blocos de modo expressivo (Figura 3.10E).

Uma característica notável encontrada no leito do Rio das Pedras é a ocorrência de depósitos rudáceos litificados (Figura 3.11A). Em diversos trechos, desde o médio curso (trecho 34) até o final, foram verificados remanescentes desses depósitos. Os trechos 41 e 62 apresentam as maiores extensões não erodidas, caracterizadas por superfícies planas que ocupam, em alguns locais, quase toda a largura do canal (Figura 3.11B). A granulometria dos depósitos é variável de trecho para trecho, sendo que os maiores clastos encontrados possuem eixo A em torno de 20 cm. As espessuras encontradas também são variáveis, desde uma fina camada de aproximadamente 10 cm até pacotes de 40 cm.

Pelo que se depreende das superfícies remanescentes, no passado esses depósitos rudáceos atapetavam o leito rochoso quase plano, em diversos trechos. Atualmente há uma retomada erosiva geral e o talvegue do canal está bem abaixo do nível dos depósitos. Em alguns locais, como nos trechos 41, 48 e 62, os

depósitos oferecem resistência à incisão fluvial, inclusive gerando pequenas rupturas de declive.

Em síntese, quanto à relação entre as unidades morfológicas do perfil longitudinal e a tipologia do leito, pode-se dizer que: (1) as zonas de ruptura possuem leito eminentemente rochoso, com acumulações esparsas de sedimentos e (2) as zonas de topo de patamar, que incluem os segmentos côncavos, possuem cobertura aluvial mais contínua e pouco espessa, além de apresentarem trechos rochosos em seqüências soleira-depressão.



**Figura 3.11.** Depósitos rudáceos litificados formando o leito do Rio das Pedras nos trechos 48 (A) e 62 (B). A largura do canal em A é de aproximadamente 30 m e os depósitos cobrem mais da metade do leito.

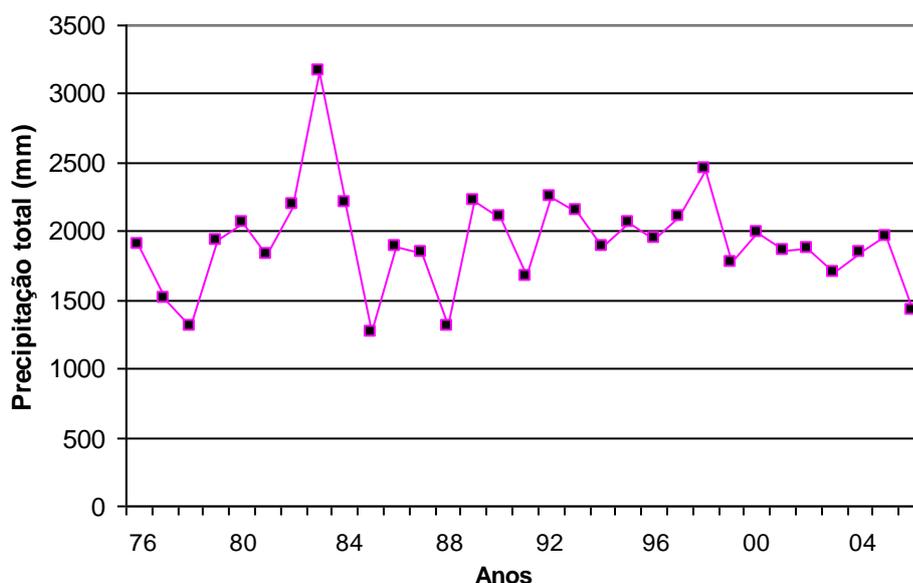
### 3.3. CLIMA E VAZÃO

#### 3.3.1. Aspectos gerais do clima

Em parte devido às elevadas altitudes, o clima da região é caracterizado por temperaturas amenas. A média anual é de 17°C, com mínimas registradas de -6°C e máximas de 36°C; a ocorrência de geadas por ano é de 13 a 15 eventos em média (Thomaz & Vestena, 2003). Quanto à precipitação pluviométrica, há uma boa distribuição ao longo do ano, sem uma estação seca definida, porém com diminuição dos totais no inverno. No período compreendido entre os anos de 1976 e 2006 a precipitação média mensal variou entre 93 e 210 mm; nesse mesmo período a precipitação média anual foi de 1925 mm, com máxima de 3168,4 mm em 1983 e

mínima de 1262,1 mm em 1985 (Figura 3.12). O ano de 1983 foi “excepcional”, coincidindo com um dos mais fortes eventos El Niño. Na maior parte dos anos (acima de 70%) a precipitação média anual ficou entre 1700 e 2300 mm. Aparentemente há uma tendência de diminuição da precipitação anual nos últimos 18 anos (Figura 3.12).

A estação de coleta de dados que serve como referência para a caracterização climática da área de estudo está situada fora da bacia do Rio das Pedras, cerca de 6 km da borda oeste (Latitude 25° 21' S; Longitude 51° 30' W). Entretanto, não há variação significativa nos totais anuais de precipitação para uma ampla faixa regional na qual se situam a bacia e a estação climatológica. Ambas estão contidas entre as isoietas de 1700 e 1800 mm. Ocorre aumento regional bem distinto de NE para SW em direção do vale do Rio Iguazu (Paraná-SUDERHSA 1998).



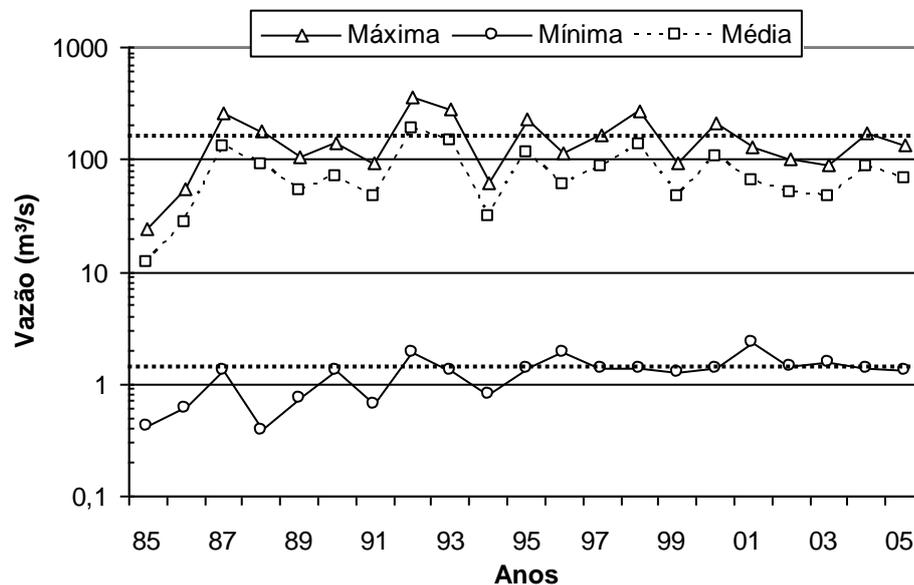
**Figura 3.12.** Precipitação total anual para o período 1976-2006 na área de estudo. Fonte: IAPAR.

### 3.3.2. Vazão

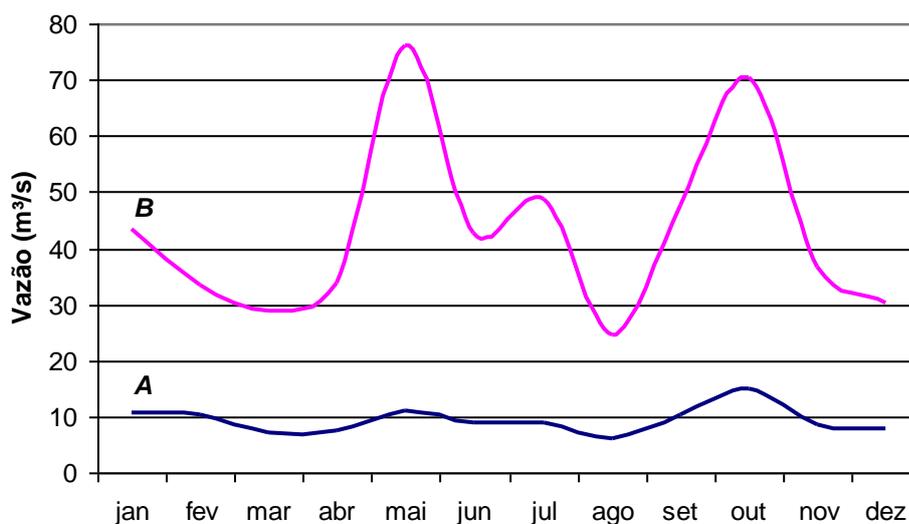
A vazão do Rio das Pedras pode ser avaliada a partir dos registros da estação de monitoramento da SUDERHSA, situada na metade do trecho 62 (área de drenagem = 306 km<sup>2</sup>; Figura 3.9). Os registros abrangem o período 1985-2005

(Figura 3.13; Anexo A). A vazão máxima observada no período foi de 364 m<sup>3</sup>/s, ocorrida em maio de 1992. A vazão mínima foi de 0,39 m<sup>3</sup>/s, ocorrida em novembro de 1988. A média das máximas é de 155,9 m<sup>3</sup>/s e a média das mínimas é de 1,24 m<sup>3</sup>/s. O regime anual médio é relativamente regular, com aumento nas vazões em função das precipitações de verão e daquelas relacionadas às frentes frias de outono e primavera (Figura 3.14). As vazões tendem a manterem-se mais elevadas durante a primavera.

Os processos erosivos fluviais em leitos rochosos dependem da existência de eventos de vazão que elevem a tensão de cisalhamento no leito. Neste sentido, a vazão de margens plenas pode ser considerada como a vazão geomorfologicamente mais importante (e.g. Hartshorn et al., 2002). Se os eventos menos freqüentes são assumidos como mais importantes para a erosão fluvial (e.g. Seidl et al., 1994; Baker & Kale, 1998), então os eventos hidrológicos de grande magnitude devem ser considerados.



**Figura 3.13.** Vazões máxima, mínima e média do Rio das Pedras no período 1985-2005. As linhas pontilhadas horizontais indicam as médias máxima e mínima. Fonte: SUDERHSA/ANA.

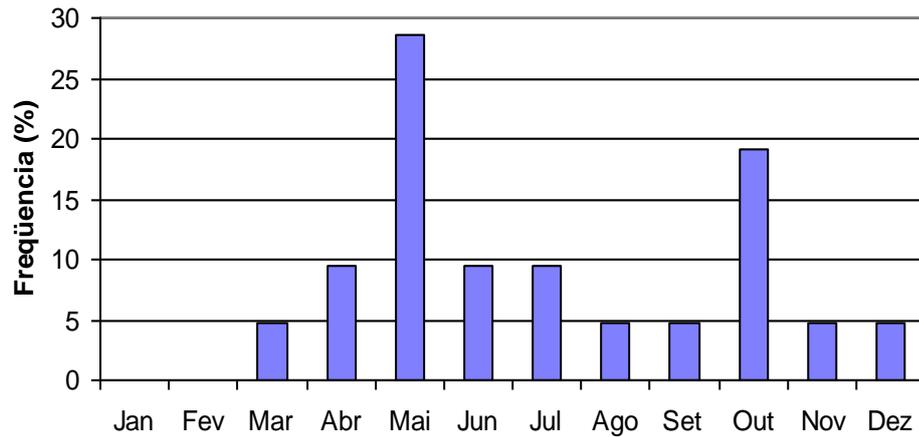


**Figura 3.14.** Regime anual do Rio das Pedras. A curva **A** é constituída pelas médias das vazões médias e a curva **B**, pelas médias das vazões máximas, considerando o período 1985-2005. Fonte: SUDERHSA/ANA.

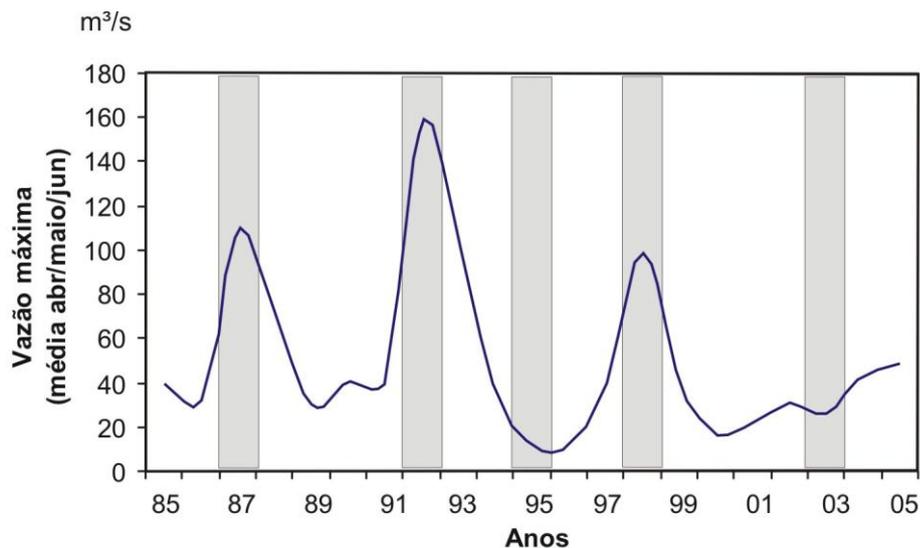
Foram registrados no ano de 2007 dois eventos pluviométricos que possibilitaram a vazão do Rio das Pedras ultrapassar o nível de margens plenas. Este fato foi constatado em campo no trecho 62, cerca de 2 km a montante da estação de monitoramento, onde a vazão excedeu os 140 m<sup>3</sup>/s. Um acumulado de aproximadamente 100 mm em 72 horas, com cerca de 50% desse total sendo precipitado em 24 horas, é o que caracterizou os dois eventos. Nos dois casos o aumento da precipitação foi progressivo e, provavelmente, quando ocorreu o pico em torno de 50 mm, o solo estava saturado e pronto para gerar escoamento. Por outro lado, precipitações máximas de 24 horas que atinjam 100 mm provavelmente saturam o solo da mesma forma e geram grande quantidade de escoamento superficial.

Situações como as descritas para o ano de 2007 e como outras geradoras de acumulados de 100 mm/24h, com chuvas longas e concentradas, são comuns no outono da região, quando massas de ar frio avançam pelo sul do Brasil, encontrando massas de ar quente. Situação semelhante, porém com menos freqüência, ocorre no início da primavera. Com efeito, isso é traduzido no comportamento das vazões máximas (Figura 3.14). O exame das vazões máximas do período 1985-2005 revela que a maior freqüência ocorreu nos meses de outono e inverno (Figura 3.15). Nos anos de El Niño mais acentuado, a magnitude das vazões é maximizada, ficando

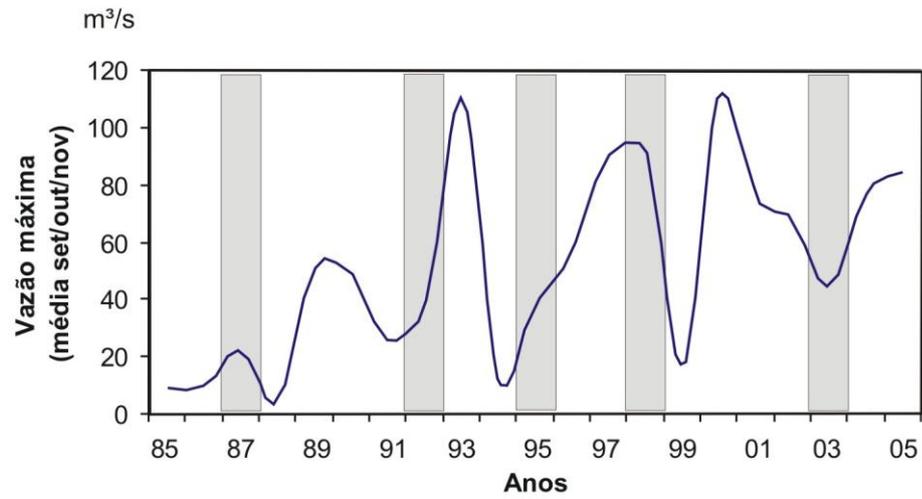
essa relação bem mais marcada nas vazões de outono (Figuras 3.16 e 3.17). Nos anos de La Niña há tendência dos eventos serem minimizados, porém, ocorrem exceções como a do ano de 2007. Aparentemente a atuação de La Niña é mais evidenciada no inverno e início da primavera, quando normalmente os meses são mais secos.



**Figura 3.15.** Ocorrência das vazões máximas do Rio das Pedras no período 1985-2005.  
Fonte: SUDERHSA/ANA



**Figura 3.16.** Médias das vazões máximas de outono no período 1985-2005. As maiores vazões correspondem aos anos de El Niño mais acentuado (faixas cinza). Fonte: dados hidrológicos – SUDERHSA/ANA; dados climáticos – [www.cpc.ncep.noaa.gov](http://www.cpc.ncep.noaa.gov).



**Figura 3.17.** Médias das vazões máximas de primavera no período 1985-2005. As faixas cinza correspondem aos anos de El Niño mais acentuado. Fonte: dados hidrológicos – SUDERHSA/ANA; dados climáticos – [www.cpc.ncep.noaa.gov](http://www.cpc.ncep.noaa.gov).

## **4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS**

### **4.1. SELEÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

Para realização da pesquisa escolheu-se o Rio das Pedras (Figura 3.1), cuja bacia possui aproximadamente 330 km<sup>2</sup>. A escolha da área deveu-se a três aspectos principais: (1) a localização sobre a unidade básica da Formação Serra Geral, (2) o isolamento do fator climático e (3) a documentação cartográfica disponível. A unidade básica da Formação Serra Geral é a que possui maior extensão e o estudo sobre ela pode servir de comparação para estudos em outras áreas, inclusive de outras províncias vulcânicas continentais. Na bacia do Rio das Pedras não há variação significativa nas condições de precipitação (cf. Cap. 3) e, grosso modo, de intemperismo. A variação morfológica torna-se, pois, dependente apenas de outros fatores.

A bacia desse rio é bem subsidiada por documentação cartográfica que permitem análises detalhadas do perfil longitudinal e das estruturas geológicas. Foram utilizadas bases planialtimétricas (digital) na escala 1: 30.000 e 1: 50.000 e cobertura aerofotogramétrica nas escalas 1: 30.000 (analógico). A carta 1: 30.000 possui curvas de nível em intervalos de 5 metros, geradas a partir de ortofotocartas na escala 1: 10.000. Além disso, essa bacia possui estudos preliminares acerca da sua geomorfologia e do controle geológico estrutural sobre a sua rede de canais (Lima, 1999 a, b, c).

### **4.2. DELINEAMENTO GERAL DAS ANÁLISES**

A análise consistiu em verificar o efeito dos aspectos geológicos e hidráulicos sobre as declividades do canal. Para isto os trabalhos foram conduzidos em três etapas fundamentais: (1) levantamento e análise cartográfica, (2) levantamento de campo e (3) análises de gabinete. Na etapa inicial executou-se mapeamento estrutural da bacia Rio das Pedras e levantamento do perfil longitudinal do rio

principal. A etapa seguinte consistiu nos levantamentos de campo, pelos quais foram coletados dados ao longo do canal do rio, principalmente sobre tipologia litológica, resistência da rocha intacta e densidade de fraturas. Também em campo foram examinadas, quanto à altura e morfologia, as principais rupturas de declive presentes no canal. A terceira etapa consistiu na análise dos dados coligidos nas etapas anteriores.

### **4.3. LEVANTAMENTO DE DADOS**

#### **4.3.1. Perfil longitudinal**

O perfil longitudinal do Rio das Pedras foi obtido por meio de carta topográfica na escala 1: 10.000 e com equidistância das curvas de nível igual a 5 metros, utilizando ferramentas do SPRING 4.3.3. As declividades, sendo medidas a partir de carta topográfica, representam valores médios dos trechos. A existência de rupturas de declive distancia o valor *medido* do valor *real* na medida em que o desnível da ruptura se aproxima da equidistância das curvas de nível da carta. Em função disso, o perfil levantado em carta topográfica foi corrigido em três locais, com base nos dados de campo relativos às alturas de algumas rupturas de declive. Considerando que o intervalo das curvas de nível da base cartográfica é de 5 metros, somente as rupturas (ou zonas de ruptura) com desnível igual ou superior a 2,5 m foram utilizadas para correção das declividades. Os trechos que tiveram a declividade corrigida foram 20-21, 36, 57-58.

#### **4.3.2. Geologia estrutural**

Para um conhecimento mais completo da área foi realizado um mapeamento estrutural da bacia do Rio das Pedras, utilizando-se as cartas topográficas (escala 1: 10.000) e fotografias aéreas coloridas (escala 1: 30.000). Os itens de interesse nesse mapeamento resumiram-se à identificação de: (1) lineamentos estruturais e sua correspondência com falhas e (2) atitude de blocos estruturais. O trabalho se fundamentou na interpretação da rede de canais e do relevo (Soares et al., 1981; Deffontaines & Chorovicz, 1991). Fez-se um levantamento de anomalias de canais, com ênfase na identificação de trechos retilíneos e curvas anômalas (Howard,

1967). Verificou-se as assimetrias de rede e de vale (Soares et al., 1981), além de identificar-se, nos rios, as zonas de ruptura coincidentes com lineamentos.

A identificação dos lineamentos estruturais teve dois objetivos. O primeiro foi obter uma visualização da compartimentação morfoestrutural da bacia. O segundo objetivo foi identificar a relação direta dessas feições com as morfologias do perfil longitudinal do Rio das Pedras, considerando a forma de interação espacial com o traçado do canal.

#### **4.3.2.1. Lineamentos**

Adotou-se o conceito de lineamento conforme exposto por O'Leary et al. (1976, p.1467): “uma feição linear da superfície, mapeável, simples ou composta, cujas partes são alinhadas num arranjo retilíneo ou suavemente curvilíneo e que difere dos padrões das feições adjacentes e reflete um fenômeno de subsuperfície.” No contexto deste trabalho os lineamentos identificados restringiram-se a feições topográficas negativas (canais e vales fluviais e entalhes no relevo das encostas).

Num primeiro momento foram identificados todos os trechos de canal notavelmente retilíneos, ou então curvilíneos, e com extensão igual ou superior a 1 km. Trechos sinuosos, porém demonstrando consistentemente orientação retilínea ou curvilínea do vale, também foram considerados como lineamentos, ou como parte deles. Posteriormente, verificou-se a pertinência, ou não, de se fazer o prolongamento de lineamentos, visando a conexão entre segmentos descontínuos, porém alinhados, bem como a continuidade espacial de segmentos isolados. O prolongamento somente foi efetuado quando incisões no relevo denunciavam a continuidade do lineamento e quando a projeção do lineamento coincidia com pequenos desvios de canais (*offsets*) que o cruzavam e com alinhamento de nascentes (cf. Derroin & Deffontaines, 1995).

O alinhamento e prolongamento de trechos tornaram possível considerar alguns trechos retilíneos de canais com extensões inferiores a 1 km. Como a análise de maior interesse era sobre o controle estrutural no canal do Rio das Pedras, as feições lineares com extensão entre 1 e 0,5 km, com interferência na configuração plana ou vertical desse rio, foram todas mapeadas.

A classificação dos lineamentos como *falhas* obedeceu primeiramente o critério dimensional, ou seja, foram considerados apenas os lineamentos maiores que 2 km (Lattman, 1958). Para classificação como *falha normal* verificou-se o

enquadramento da feição em pelo menos mais dois critérios, dentre os seguintes: 1) presença de zona de ruptura nos canais, coincidindo com o cruzamento do lineamento; 2) rebaixamento relativo de um dos blocos; 3) balizamento de bloco basculado, denunciado por assimetria de vale ou de rede de canais. A satisfação de apenas dois critérios, incluindo o dimensional, levou a classificar as feições como *falha provável*. A classificação como *falha transcorrente* foi efetuada com base na análise de desvios dos canais de drenagem ao atravessarem os lineamentos, e desvios de interflúvios, devendo esses desvios ser sistemáticos. Quando nenhum critério foi satisfeito o lineamento foi classificado como *zona fraturada*.

#### **4.3.2.2. Assimetrias de rede e de vale**

Para verificar se havia basculamento de blocos foram analisadas, primeiramente, as assimetrias das redes de canais e, depois, as assimetrias de vale. A base interpretativa em caso de assimetrias de canais seguiu os postulados de Soares et al. (1981), ou seja, o sentido do mergulho de um bloco é inferido a partir do sentido de escoamento dos canais maiores do arranjo assimétrico. Em caso de assimetrias de vale o sentido do mergulho segue a encosta mais longa. Uma assimetria de rede sempre coincide com uma assimetria de vale, mas o contrário nem sempre é verdadeiro. Isso ocorre porque em um vale assimétrico os canais da encosta mais curta, havendo condições, podem se desenvolver tanto quanto os da margem mais longa; nesse caso, o entalhe dos canais é maior na encosta mais curta. Assimetrias de rede e de vale podem ser devidas a muitos fatores, além dos fatores estruturais (cf. Wende, 1995). Soares et al. (1981) estabeleceram critérios para medir a segurança com que uma anomalia de drenagem, como uma assimetria de rede, pode ser identificada, aumentando-se a segurança da interpretação geológico-estrutural. Tais critérios foram utilizados no presente trabalho, fazendo-se algumas modificações.

As assimetrias de rede são analisadas de acordo com os graus de confiabilidade e de similaridade (Quadro 4.1). O grau de confiabilidade avalia a intensidade da estruturação do arranjo, ou seja, se o arranjo é bem definido ou não, atribuindo valorações subjetivas como muito fraca, fraca, moderada, forte e muito forte. Como essa avaliação é muito subjetiva, para o presente trabalho adotou-se apenas uma distinção se o arranjo era *bem definido* ou *mal definido*, atribuindo-lhes os valores 1 e 0,5 respectivamente. Um arranjo bem definido é aquele cuja

estruturação não deixa dúvida sobre a sua existência. Por outro lado, um arranjo mal definido é aquele cuja estruturação deixa alguma dúvida. O grau de similaridade classifica a geometria do arranjo e expressa a probabilidade que o mesmo represente a estrutura geológica (Quadro 4.1); para esse item seguiu-se a proposta de Soares et al. (1981). A combinação (por soma) de confiabilidade e similaridade gerou seis índices que indicam o grau de segurança da interpretação geológico-estrutural. As assimetrias de vale muitas vezes reforçam a indicação morfológica-estrutural que uma assimetria de rede com baixo grau de similaridade apenas sugere.

A interpretação final da direção e mergulho dos blocos tectônicos foi efetuada a partir da associação entre as informações fornecidas pelas assimetrias de rede e de vale. Desse modo, assimetrias de rede classificadas com baixo grau de segurança puderam, eventualmente, indicar a atitude dos blocos, desde que outros parâmetros reforçassem a interpretação. Nos casos em que um mesmo bloco apresentava assimetrias indicativas de mergulhos em direções não paralelas, a definição da atitude foi dada pelo vetor médio.

**Quadro 4.1.** Fatores utilizados na classificação de assimetrias de redes de drenagem.

Confiabilidade (C)	5,0	1,0				
Similaridade (S)	0,25	0,50	0,75	1,00		
Índice de Segurança (C+S)	0,75	1,00	1,25	1,50	1,75	2,00

#### 4.3.3. Resistência da rocha intacta

A resistência de rocha intacta corresponde à capacidade de uma amostra homogênea, isotrópica - portanto, isenta de fraturas - de resistir ou à tração ou à compressão. A resistência à compressão medida em campo, com esclerômetro (*Schmidt hammer*), tem mostrado melhor capacidade de refletir as heterogeneidades mecânicas das massas rochosas e suas relações com os aspectos geomorfológicos, que a medida da resistência à tração, exclusivamente obtida em laboratório (Mitchell et al., 2005).

O uso do esclerômetro é útil em longas campanhas de campo, pois não requer o difícil, dispendioso e moroso trabalho de coleta de amostras e análises em

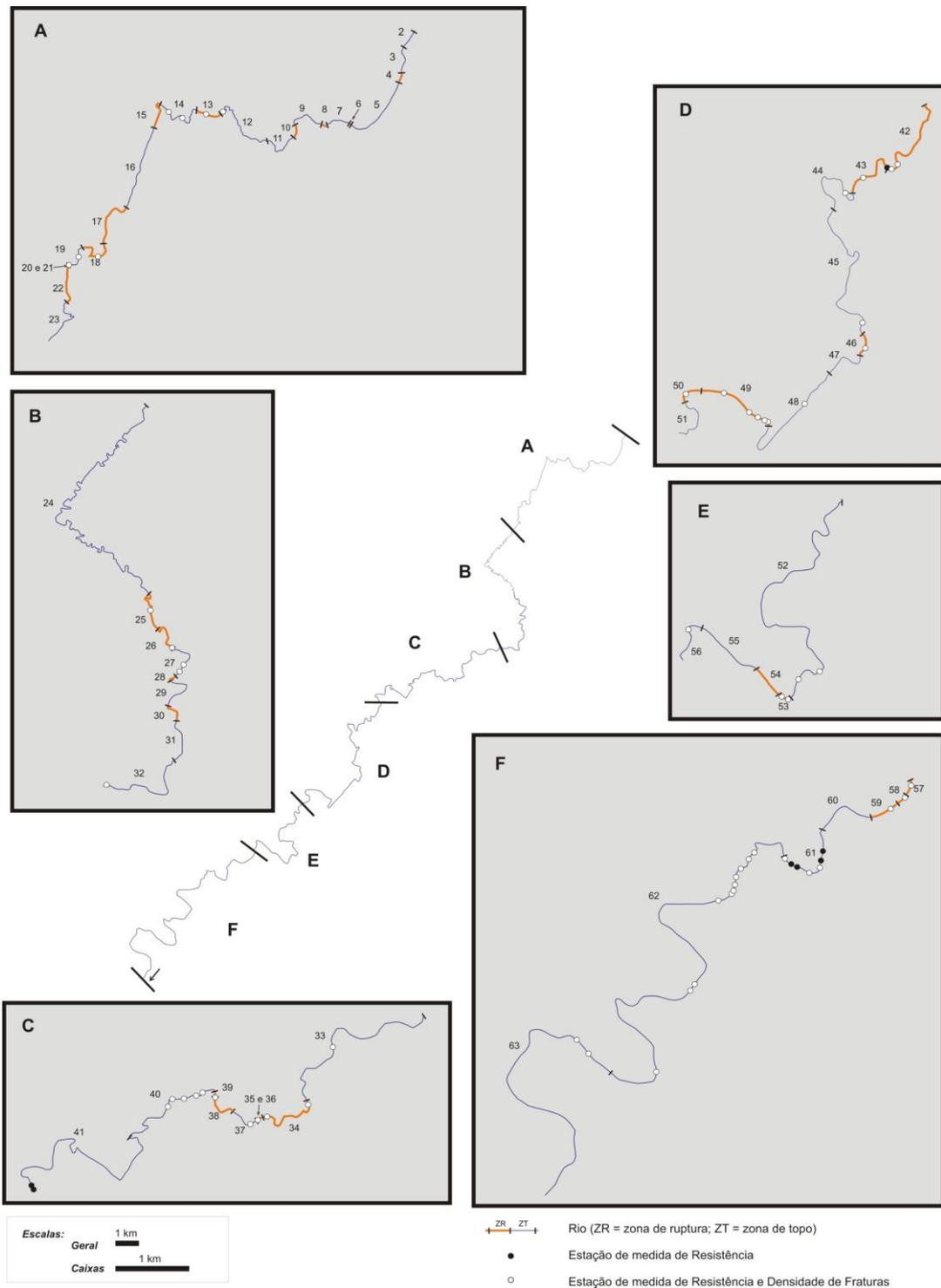
laboratório. Além disso, os testes de campo sobre resistência à compressão, que inclui o teste com esclerômetro, podem ser correlacionados ao teste padrão, realizado em laboratório, de resistência à compressão uniaxial (*RCU*).

As medidas com esclerômetro são registradas na escala do aparelho, em unidades *R* (*rebound*), que variam de 10 a 100, e são úteis como medida da resistência relativa das rochas. Selby (1980, p. 36) apresentou uma tabela que ilustra a variação de *R* para um conjunto amplo de litologias. Vários pesquisadores estabeleceram correlações entre os valores de *R* e *RCU*. Dinçer et al. (2004) apresentaram uma lista de vários desses trabalhos e as respectivas equações de cálculo. Para os propósitos da presente tese o uso da resistência em unidades *R* é suficiente, pois interessa apenas a resistência relativa dos basaltos. Considerando que Dinçer et al. (2004) trabalharam com litologias vulcânicas e correlatas intrusivas, a equação por eles estabelecida pode ser usada aqui como referência:

$$RCU = 2,75R - 36,86 \quad (4.1)$$

Considerando essas premissas, foram conduzidos testes de resistência das rochas formadoras do leito do Rio das Pedras, usando-se um esclerômetro modelo N. Foram analisadas rochas diretamente no leito. Na impossibilidade de acesso ao leito, foram analisadas as rochas na margem do canal, no nível mais próximo da superfície da água. Observando-se as recomendações de Selby (1980, p.35), em cada local foram obtidas de 15 a 25 medidas, procurando áreas amostrais planas, isentas de partículas soltas e distantes de fraturas em pelo menos 5 cm. Posteriormente, eliminou-se a maior e a menor medida de cada local e calculou-se a média e o desvio padrão. O procedimento foi repetido até que o desvio não fosse superior a 5 *R*.

As medidas foram efetuadas em 65 estações distribuídas ao longo do rio (Figura 4.1). Nem todos os trechos puderam ser amostrados, devido a um ou mais dentre os seguintes fatores: cobertura aluvial; leito submerso; falta de acesso ao rio, ou por impedimento dos proprietários de terra ou por falta de estradas. Em alguns locais investigados a profundidade da água que recobria o leito era pequena (poucos centímetros), porém impediu a medição da resistência conforme os critérios estabelecidos.



**Figura 4.1.** Localização das estações de campo para levantamento de dados litológicos.

#### **4.3.4. Densidade de fraturas**

Os trabalhos relacionados à incisão fluvial em leitos rochosos têm utilizado apenas a resistência à compressão, obtida com o esclerômetro, para efeito das comparações e correlações, embora observações a respeito dos fraturamentos acompanhem as análises (e.g. Whipple et al., 2000; Hartshorn et al., 2002; Tomkin et al., 2003). Entretanto, para litologias tão fraturadas como os basaltos a quantificação do fraturamento é fundamental.

A diferença nas características dos fraturamentos internamente à Formação Serra Geral é bem conhecida (e.g. Leinz, 1949; Nardy, 1995; Arioli & Licht, 2008). Nos leitos fluviais, entretanto, o reconhecimento dessas diferenças não é passível de ser feito prontamente. A densidade do fraturamento horizontal somente é quantificável em rupturas de declive. Desse modo, a diferenciação do fraturamento não pode ser feito em função da análise da combinação de juntas verticais e horizontais. Somente as fraturas verticais e subverticais, doravante denominadas apenas de verticais, podem ser quantificadas, mediante o cálculo da sua densidade.

Para determinar a densidade de fraturas aplicou-se a técnica do inventário (Goldstein & Marshak, 1988, p.251), com algumas modificações. A técnica consiste na delimitação de uma área amostral circular, dentro da qual são medidos os comprimentos de todas as fraturas. Posteriormente, divide-se o comprimento total de fraturas pela área amostrada. Como a exposição de áreas de leitos rochosos é descontínua, foram definidas áreas amostrais em cada local conforme as condições presentes, implicando na definição de quadrados ou retângulos, em vez de círculos, e com diferentes tamanhos. Conseguiu-se, no entanto, manter certo padrão de polígonos com área em torno de 4 m<sup>2</sup>.

Foram inventariadas 54 estações ao longo do rio (Figura 4.1) e como no caso das medidas de resistência alguns trechos não puderam ser acessados. Nem todos os locais em que foram efetuadas medidas de resistência da rocha, tiveram a densidade de fraturas avaliada. Isto porque a área exposta acima do nível da água era, em alguns casos, insuficiente para avaliar o fraturamento.

#### **4.3.5. Levantamento de vazão**

Para o estabelecimento da relação entre área de drenagem e vazão, conduziu-se o levantamento de seções transversais ao longo do canal do Rio das Pedras. Os requisitos para localização das mesmas foram: (1) facilidade de acesso,

(2) não-proximidade de desembocadura de afluentes, (3) existência de trecho relativamente reto, ou seja, com margens paralelas, sem restrições ou alargamentos significativos. Visando otimizar a relação vazão-área de drenagem, bem como as atividades de campo, estabeleceu-se seções a montante e a jusante das confluências com os maiores tributários. Foram levantadas 24 seções (Figuras 4.2 e 4.3), utilizando-se régua e trena, com medições da profundidade a cada 50 cm.

Em cada seção foi obtida a geometria de margens plenas. Embora exista controvérsia quanto à representatividade geomorfológica da vazão de margens plenas em rios de leito aluvial (cf. Knighton, 1998) e sobretudo quanto aos rios de leito rochoso (cf. Baker & Kale, 1998), a sua geometria continua como uma referência útil. No caso do rio estudado nem sempre ocorrem planícies aluviais, que indicariam o nível de margens plenas (Wolman & Leopold, 1957, *apud* Radecki-Pawlick, 2002 p.115). Porém, é comum a formação de canal ativo bem definido por margens íngremes, sustentadas por colúvio e/ou afloramentos rochosos. Na ausência de planície aluvial, tal configuração de canal foi considerada como equivalente à geometria de margens plenas. Na ausência de margens verticais bem definidas, foram buscadas evidências indiretas do nível equivalente de margens plenas, como marcas na vegetação e nas rochas marginais (Carling & Grodek, 1994).

Com o levantamento da geometria das seções transversais calcularam-se as áreas das mesmas. A velocidade do fluxo foi calculada usando a equação de Manning:

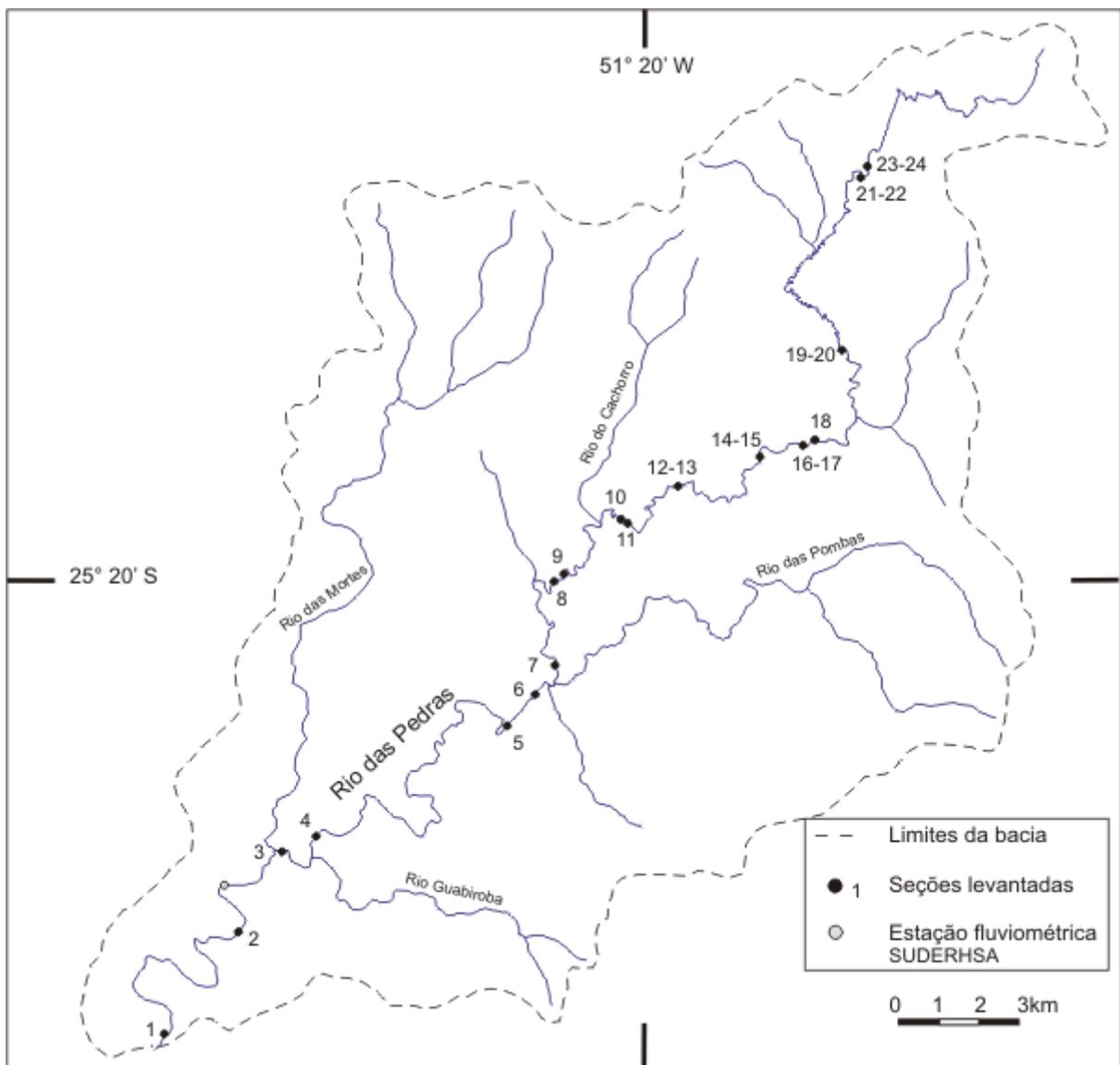
$$v = \frac{1}{n} R^{0,67} S^{0,5} \quad (4.2)$$

onde  $n$  é o coeficiente de rugosidade e  $R$  é o raio hidráulico, substituído pela profundidade média da seção e  $S$  é o gradiente de energia, substituído pela declividade do canal. Como as declividades dos diversos trechos do rio são relativamente altas, aplicou-se a equação de Jarrett (1984) para calcular o valor do coeficiente de rugosidade:

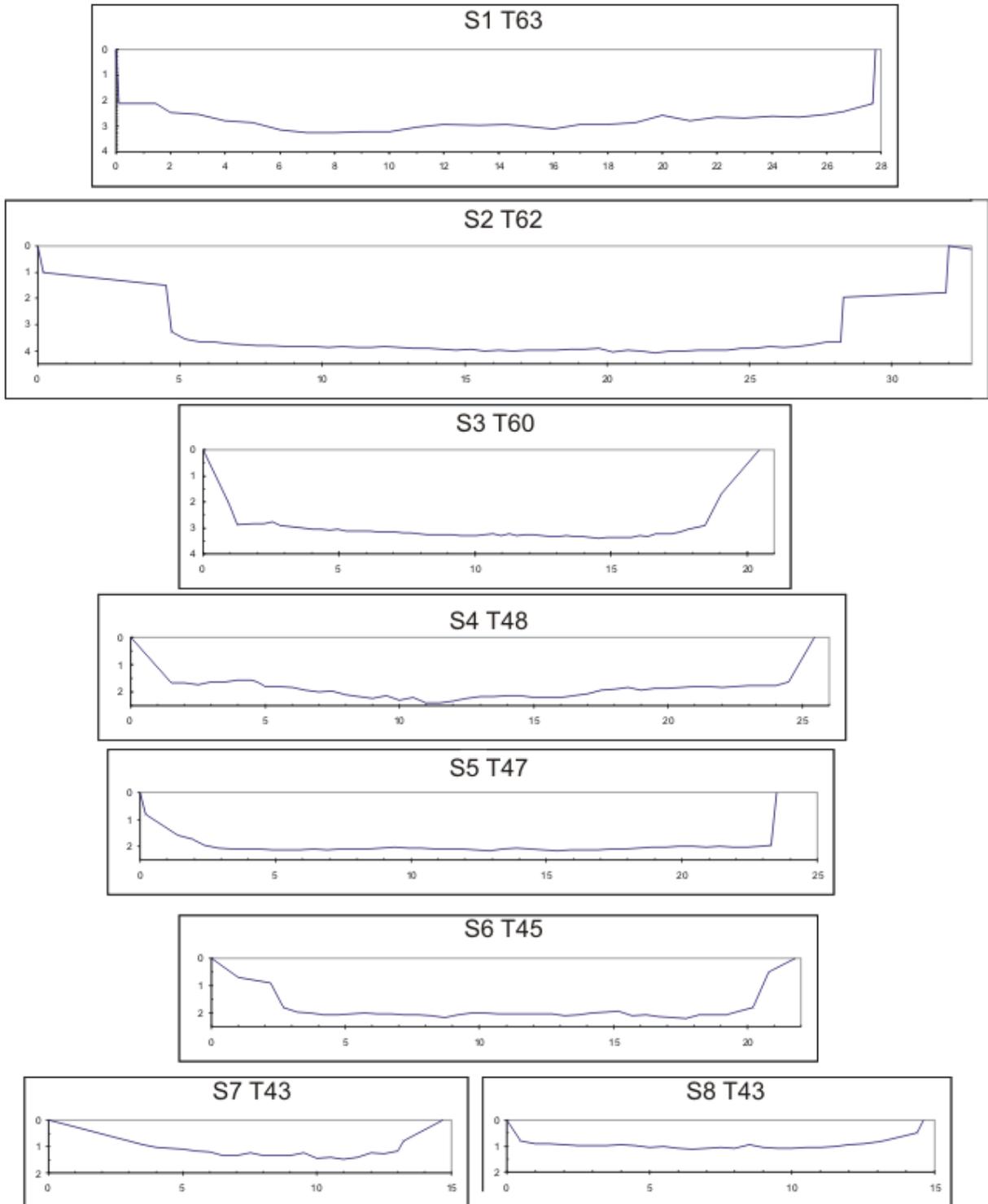
$$n = R^{-0,16} S^{0,38} \quad (4.3)$$

Semelhantemente à equação (4.2), na equação (4.3) o raio hidráulico foi substituído pela profundidade média da seção. As declividades enquadram-se no intervalo válido para a equação de Jarrett (1984), ou seja,  $0,002 < S < 0,04$ ; as profundidades

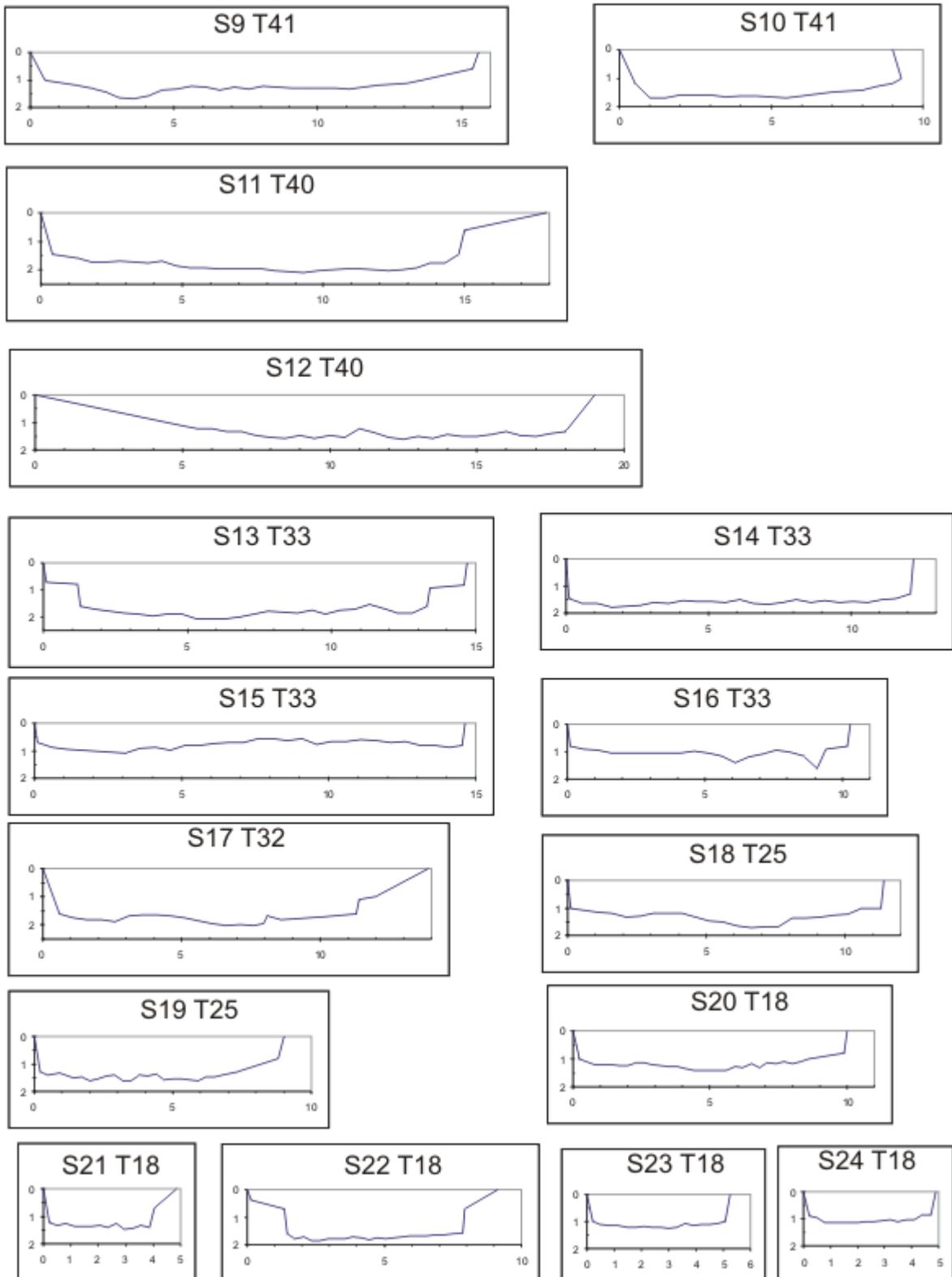
médias ( $D$ ) também se enquadram no intervalo de validade, definido como  $0,15 < D < 2,15$ . Como o gradiente de energia é difícil de ser obtido, a declividade do leito é utilizada como substituto. Por sua vez, como a declividade do leito pode ser muito variável, para algumas aplicações é comum a utilização da declividade medida em carta (e.g. Lecce, 1997; Pazzaglia et al., 1998), sendo este o procedimento adotado no caso do Rio das Pedras.



**Figura 4.2.** Localização das seções transversais levantadas ao longo do Rio das Pedras para cálculo da relação entre vazão de margens plenas e área de drenagem.



**Figura 4.3.** Seções transversais levantadas ao longo do Rio das Pedras. Ver localização na Figura 4.2. S = seção, T = trecho do canal. As escalas estão em metros.



**Figura 4.3 (continuação).** Seções transversais levantadas ao longo do Rio das Pedras. Ver localização na Figura 4.2. S = seção, T = trecho do canal. As escalas estão em metros.

#### 4.4. ANÁLISE DOS DADOS

O perfil longitudinal do rio foi dividido em trechos, cada qual se situando entre duas curvas de nível consecutivas e, portanto, possuindo sua declividade própria. O pressuposto geral da análise é que a mudança de declividade de um trecho para outro é derivada de mudança em uma ou mais variáveis de controle, isto é, nível estrutural do basalto, resistência da rocha intacta, densidade de fraturas, ou aumento da vazão. Os levantamentos de campo e as análises subseqüentes buscaram identificar essa correspondência trecho-propriedade litológica/hidrológica.

Os declives foram classificados, primeiramente, em duas categorias morfológicas amplas, ou seja, zonas de ruptura e zonas de topo. Zona de ruptura (*knickzone*) é um conceito utilizado por vários pesquisadores para indicar trechos de maior declividade interpostos aos trechos de menor declividade (e.g. Wohl, 1993; Seidl et al., 1994, Howard et al., 1994). Cunhou-se a expressão *Zona de topo* para designar os trechos de baixa declividade relativa, situados entre as zonas de ruptura, e que constituem o topo dos patamares delineados no perfil longitudinal. A existência de segmentos côncavos e convexos no perfil exigiu uma definição mais precisa dessas duas categorias morfológicas. Os detalhes sobre essa definição estão no Capítulo 5.

O primeiro objetivo das análises foi identificar se as propriedades litológicas diferenciavam as duas categorias morfológicas do perfil. Como ponto de partida utilizou-se como referência o modelo conceitual de Leinz (1949), discutido no Capítulo 2. A constatação da existência de variabilidade no subtipo<sup>4</sup> de basalto em cada categoria morfológica do perfil levou as análises subseqüentes a serem efetuadas não apenas por categoria morfológica, mas também por subtipo litológico.

O segundo objetivo foi determinar a variação de declividade dentro de cada categoria morfológica, distinguindo-se os subtipos litológicos. Nessa análise utilizou-se o cálculo da média e da variância e efetuou-se o teste t-Student para verificar a diferença das médias e o teste F para verificar a diferença da variância.

O terceiro objetivo consistiu em identificar a relação da variabilidade dos declives com as propriedades de resistência e de fraturamento. O procedimento

---

<sup>4</sup> Ao longo deste trabalho as expressões “subtipo de basalto” e “subtipo litológico” são utilizadas para designar os níveis estruturais internos dos corpos de basalto, ou seja, basalto maciço, basalto maciço com disjunção horizontal e basalto vesicular-amidalóide.

para ambos os casos foi fazer análise de regressão, primeiramente geral e depois por categoria morfológica. Na tentativa de minimizar o efeito da redução das declividades pelo aumento da vazão rio abaixo, e verificar apenas o efeito das propriedades litológicas, os valores de declividade foram convertidos em índices de gradiente (Hack, 1973). O índice de gradiente é obtido multiplicando-se a declividade pela distância da nascente e permite, assim, comparar os declives de trechos distintos de um canal.

Para cada propriedade litológica efetuou-se também a análise da variabilidade da distribuição de valores, separando por categoria morfológica e por subtipo de basalto. Como no caso das declividades, calculou-se a média, a variância e os testes t e F. Utilizou-se ainda a análise de histogramas da distribuição de frequência agrupada.

A análise do efeito do aumento da vazão sobre as declividades do canal foi efetuada aplicando-se a relação declive-área (equação 2.5), discutida no Capítulo 2. Como essa relação tem sido utilizada amplamente nos estudos de incisão em leitos rochosos, o seu uso permite a comparação com os resultados de outras pesquisas já registradas na literatura.

A relação declive-área reflete como a declividade varia rio abaixo em função do aumento da área de drenagem. Cumpre enfatizar que o aumento da área de drenagem implica no aumento da vazão e, com ela, da potência do escoamento (equações 1.2 e 1.3). A relação é examinada logo no início das análises (Cap. 5) para enfatizar o baixo grau de conexão das variáveis implicadas quando a análise é efetuada para o perfil integral, evidenciando a necessidade de subdivisão do perfil em domínios homogêneos de resistência à erosão. Os Capítulos 6-9 buscam entender como as características litológicas e tectônicas variam ao longo do perfil e como agem sobre as declividades.

A validade da relação declive-área é tanto maior quanto mais homogênea for a resistência à erosão ao longo do canal. Desse modo, no Capítulo 10 é verificado se, e como, as propriedades litológicas (resistência e fraturamento) determinam a existência de domínios específicos de resistência à erosão. A hipótese testada é que trechos desenvolvidos sobre domínios de mesma resistência, independente de sua posição no perfil longitudinal ser contígua ou não, formam seqüências nas quais a relação declive-área é mais consistente (grau de correlação maior).

## 5. PERFIL LONGITUDINAL

Os perfis longitudinais dos rios desenvolvidos sobre basaltos apresentam duas características bem marcadas. A primeira delas, e mais evidente, é o escalonamento determinado pela existência de várias rupturas de declive. A segunda característica, comum a qualquer perfil longitudinal em qualquer litologia, é a variação da declividade rio abaixo, pela interação com as mudanças na vazão, no fluxo de sedimentos e na capacidade erosiva. A heterogeneidade das propriedades litológicas dos basaltos e das interferências tectônicas ao longo do rio mascara o efeito geral de diminuição das declividades.

Este capítulo apresenta de modo descritivo, na primeira seção, o perfil longitudinal do Rio das Pedras em seus aspectos morfológicos, realçando a distinção entre as zonas morfológicas fundamentais, geradas pelo padrão escalonado. Na segunda seção discute-se a variação das declividades dentro das zonas morfológicas identificadas na primeira seção. A variação das declividades é examinada com base no controle hidráulico, ou seja, no efeito erosivo que acompanha o aumento da vazão rio abaixo, que é o controle mais geral atuante no perfil. Para isto é utilizado o modelo de relação declive-área. Uma vez que o controle hidráulico seja caracterizado, as interferências das heterogeneidades litológicas e tectônicas podem ser melhor avaliadas, o que será feito nos capítulos posteriores.

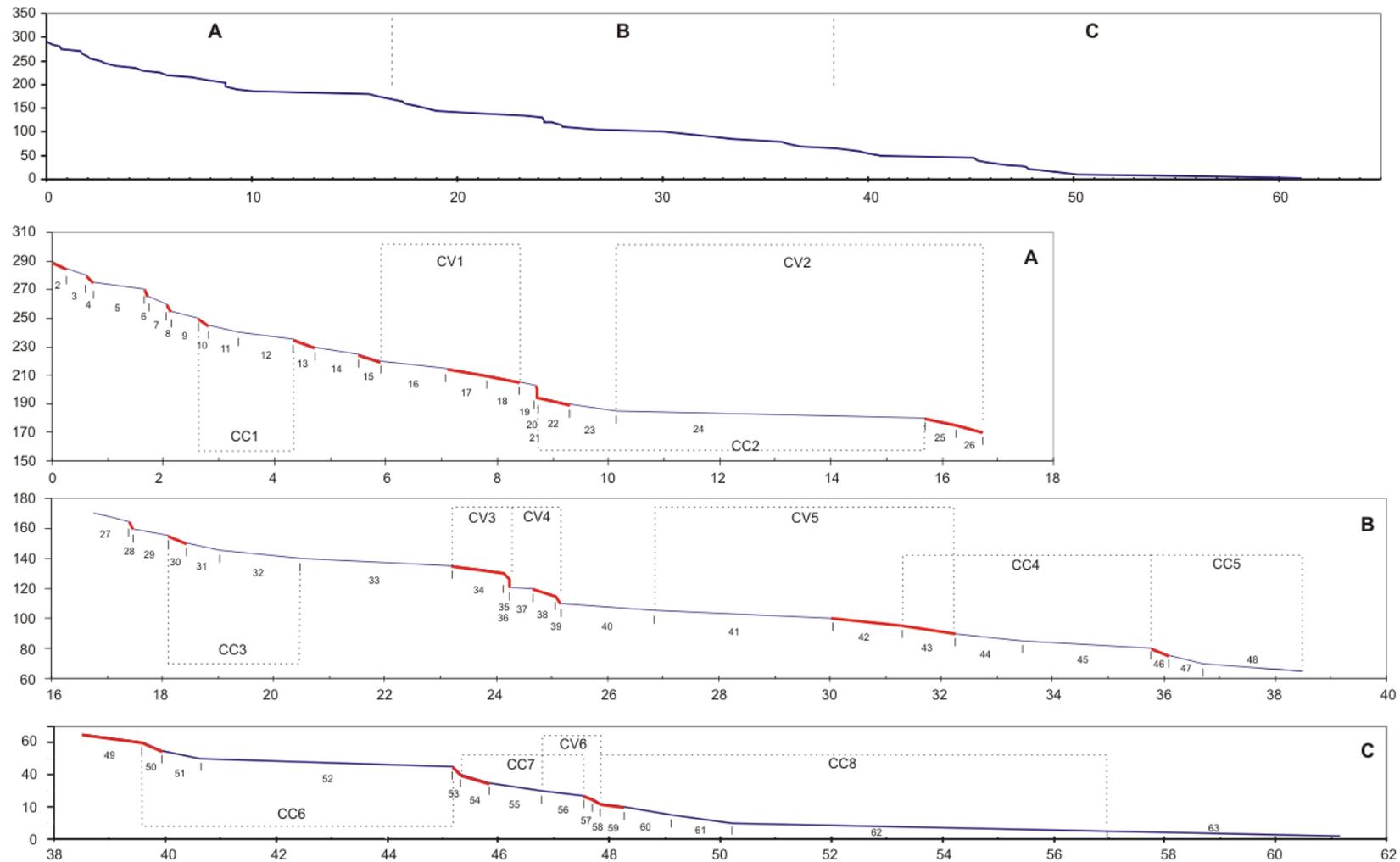
Para o estudo mais detalhado dividiu-se o perfil em *trechos* que são delimitados em termos altitudinais, ou seja, cada trecho está compreendido entre duas curvas de nível consecutivas, de equidistância igual a 5 m (ver Figura 3.7). É importante lembrar, conforme consta no capítulo dos Procedimentos Metodológicos, que o perfil foi corrigido em três locais (trechos 20-21, 35, e 57-58), com base em dados de campo acerca de rupturas de declive.

## 5.1. MORFOLOGIA

O perfil longitudinal do Rio das Pedras apresenta-se escalonado (Figura 5.1). São distinguíveis vários patamares. Vistos em detalhe, cada patamar principal apresenta outros patamares embutidos, principalmente em sua parte frontal. Em campo nota-se que, de modo geral, os trechos apresentam certo escalonamento dos declives. Isso faz com que a morfologia escalonada do perfil do rio seja uma característica peculiar e independente das escalas de observação.

As zonas de ruptura são trechos com declividade média mais alta que seus trechos vizinhos (Quadro 5.1). No Rio das Pedras essas zonas são formadas por seqüências de rupturas de declive com distanciamento e alturas variadas. Embora nem todos os trechos tenham sido inspecionados em campo, quase todas as principais zonas de ruptura de declive, tal como se caracterizavam no perfil longitudinal, foram verificadas. É necessário notar que em determinado trecho classificado como zona de ruptura, pode ocorrer variação de declividade, com a existência de subtrechos de baixa declividade. Por outro lado, em determinado trecho não classificado como zona de ruptura pode ocorrer pequenas rupturas de declive e até mesmo pequenas zonas de ruptura. No Quadro 5.2 são apresentadas as características das principais rupturas de declive e zonas de ruptura tal como se apresentam em escala de campo, não representando, portanto, a descrição das zonas de ruptura definidas cartograficamente.

As rupturas de declive identificadas em campo apresentam duas morfologias básicas e que podem combinar-se num mesmo trecho: rupturas com face única e vertical e rupturas em forma de rampas escalonadas, com degraus variando na altura de poucos centímetros a alguns decímetros (Figura 5.2). Seqüências de rupturas, intercaladas por depressões, caracterizam os trechos indicados como zonas de ruptura. A diferença em relação às zonas de menor declividade do perfil é que o distanciamento entre as rupturas de declive é menor e as depressões tendem a ser menos profundas. Em face disso, poder-se-ia dizer que a morfologia do perfil, em diversas escalas, é do tipo degrau-depressão (*step-pool*). Entretanto, em zonas de baixa declividade relativa formam-se seqüências bem configuradas do tipo soleira-depressão (*pool-riffle*).



**Figura 5.1.** Perfil longitudinal do Rio das Pedras. O perfil foi obtido em carta 1: 10.000, com equidistância das curvas de nível igual a 5 m. A divisão do perfil (A, B, C) é arbitrária, tendo o objetivo de melhorar a escala para visualização dos declives. As escalas horizontais estão em quilômetros e as verticais em metros a partir de um datum arbitrário situado no cruzamento do canal com a primeira curva de nível a jusante da foz (altitude 940 m). Os números abaixo do perfil identificam os trechos. Os segmentos côncavos estão numerados sequencialmente e identificados com o prefixo CC. Os segmentos convexos estão numerados sequencialmente e identificados com o prefixo CV. Os trechos em vermelho representam as zonas de ruptura.

**Quadro 5.1.** Características dos trechos constituintes do perfil do Rio das Pedras.

Trecho	Extensão (km)	Declividade (m/m)	Área de drenagem (km <sup>2</sup> )
2	0,249	0,0201	1,114
3	0,366	0,0137	1,996
4	0,132	0,0379	2,121
5	0,937	0,0053	6,119
6	0,044	0,1136	6,141
7	0,337	0,0148	6,477
8	0,074	0,0676	6,508
9	0,498	0,0100	7,203
10	0,190	0,0263	7,773
11	0,542	0,0092	8,413
12	0,982	0,0051	10,959
13	0,366	0,0137	11,347
14	0,791	0,0063	11,759
15	0,411	0,0122	13,616
16	1,128	0,0044	14,763
17	0,761	0,0066	15,309
18	0,601	0,0083	15,472
19	0,301	0,0066	15,538
20	0,007	0,4286	15,538
21	0,014	0,4545	15,548
22	0,572	0,0087	17,162
23	0,835	0,0060	21,704
24	5,540	0,0009	42,838
25	0,584	0,0086	43,795
26	0,484	0,0103	44,174
27	0,615	0,0081	44,904
28	0,117	0,0427	44,952
29	0,630	0,0079	45,250
30	0,308	0,0162	46,716
31	0,630	0,0079	60,757
32	1,465	0,0034	62,210
33	2,696	0,0019	74,189
34	0,923	0,0054	77,135
35	0,102	0,0490	77,170
36	0,004	1,0000	77,200
37	0,392	0,0026	78,319
38	0,454	0,0110	78,644
39	0,073	0,0685	78,698
40	1,685	0,0030	82,796
41	3,194	0,0016	109,884
42	1,304	0,0038	112,003
43	0,908	0,0055	112,430
44	1,187	0,0042	117,660
45	2,344	0,0021	122,159
46	0,323	0,0155	122,246
47	0,615	0,0081	196,420
48	1,787	0,0028	199,894
49	1,085	0,0046	200,654
50	0,366	0,0137	203,198
51	0,688	0,0073	203,857
52	4,542	0,0011	213,207
53	0,161	0,0311	213,261
54	0,498	0,0100	213,855
55	0,953	0,0052	214,744
56	0,755	0,0040	216,882
57	0,153	0,0131	217,320
58	0,150	0,0200	217,485
59	0,407	0,0049	217,931
60	0,835	0,0060	218,602
61	1,128	0,0044	243,713
62	6,740	0,0007	323,113
63	4,187	0,0007	330,954

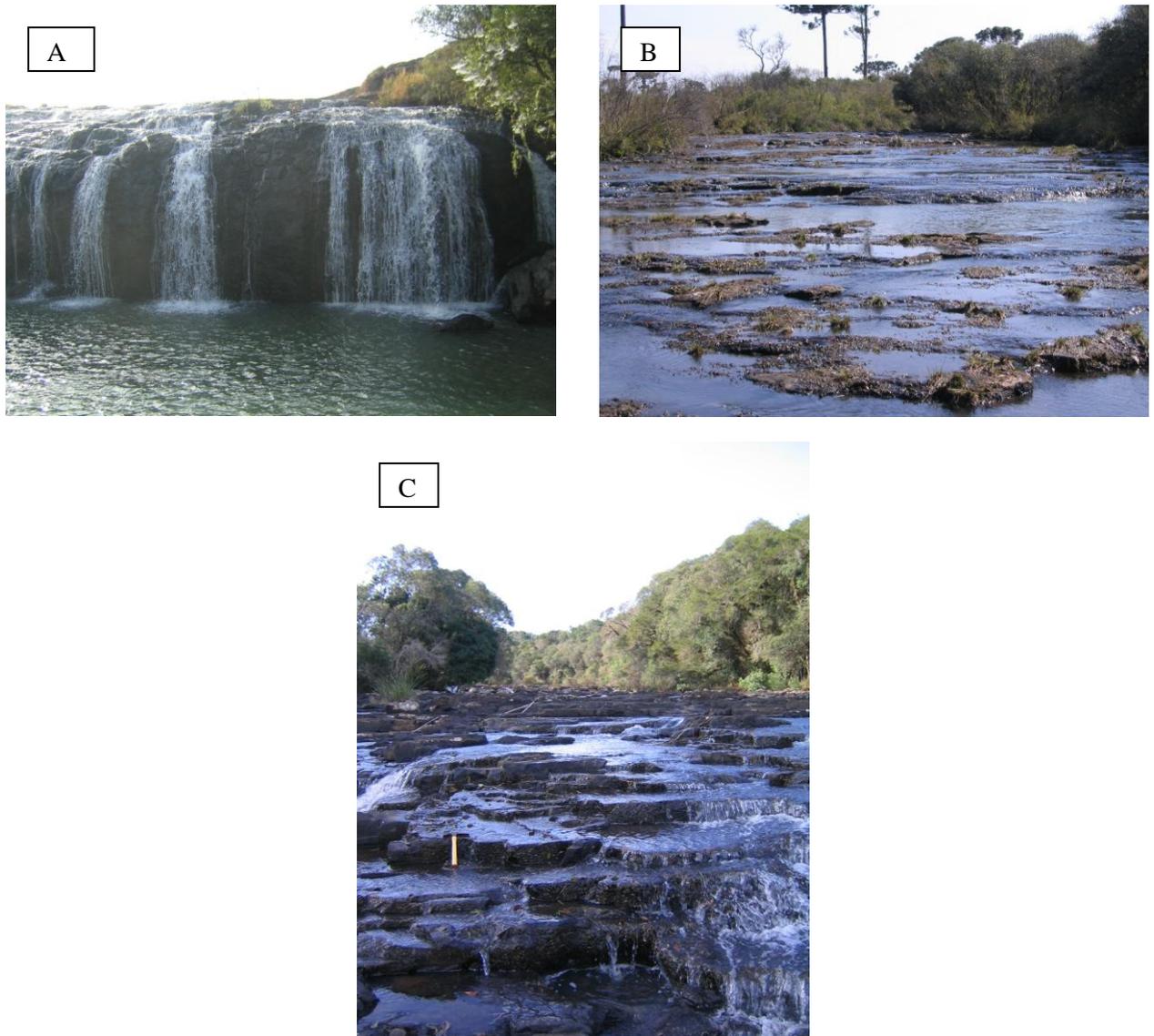
Os trechos em cinza representam Zonas de Ruptura e os trechos em branco, Zonas de Topo, conforme critérios definidos neste capítulo, p.79.

**Quadro 5.2.** Principais rupturas e zonas de ruptura de declive verificadas em campo no Rio das Pedras.

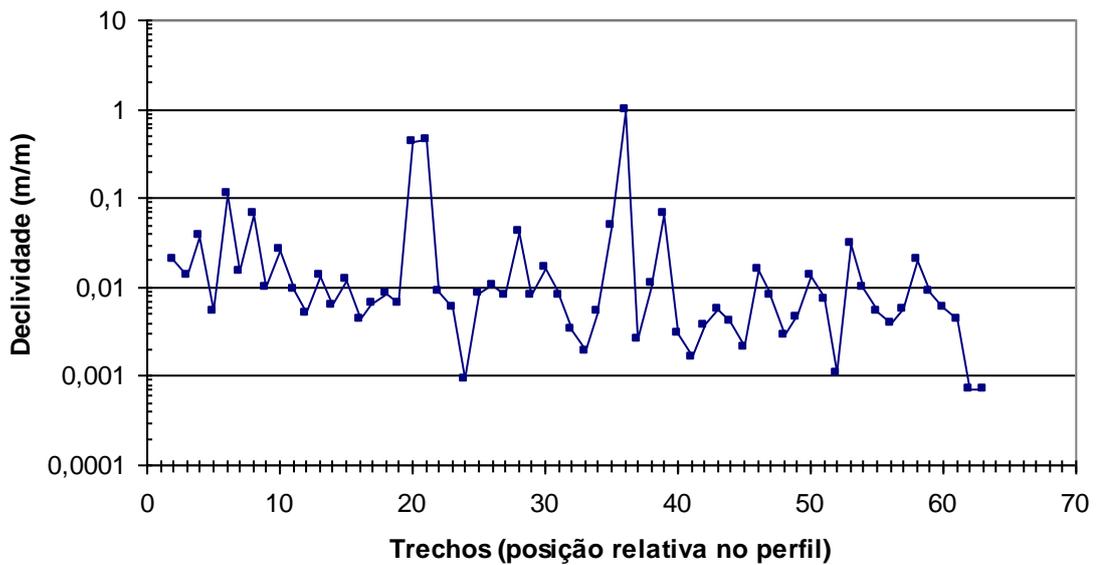
Localização Trecho	Tipo*	Desnível (m)	Observação
13	R	1	Rampa escalonada
14	R	1,5	Rampa escalonada, ext. 50 m
20-21	R	9	Dividida em 2 degraus
25	R	2	Rampa escalonada, ext. 150 m;
27	R	1	Rampa escalonada, ext. 20 m
Início 34	R	2	Rampa escalonada, ext. 60 m
36	ZR	6,3	R principal (4,3 m) e seqüência degrau-depressão ext. aprox. 100 m
Transição 38-39	R	2	
40	R	1,3	
Final 41	R	2,3	
Final 42	ZR	2	2 R em 300 m
Final 50	R	2	
Transição 52-53	ZR	3	Várias R, ext. 350 m
57-58	ZR	5,5	4 ZR tipo rampa escalonada, ext. 430 m;
Transição 61-62	R	1,7	
Final 62	R	0,9	

\* R = ruptura de declive (cachoeira); ZR = zona de ruptura.

A oscilação entre altas e baixas declividades é um aspecto notável no perfil longitudinal e evidenciado na Figura 5.3. As tendências das declividades definem pelo menos três compartimentos distintos no perfil. O primeiro vai desde a nascente até ao trecho 19 e se caracteriza pela diminuição geral das declividades. O segundo compartimento estende-se até o trecho 40, não havendo nenhuma tendência específica das declividades, apenas uma variação significativa nos valores. Finalmente, o terceiro compartimento estende-se até o trecho 61 e possui uma tendência de aumento geral das declividades. No final do primeiro compartimento há uma quebra da tendência geral devido à grande ruptura de declive dos trechos 20 e 21. Outra quebra significativa ocorre no terceiro compartimento, quando o trecho 52 apresenta uma declividade muito baixa. O final desse terceiro compartimento é marcado, também, pela existência de dois trechos com baixa declividade (62 e 63).



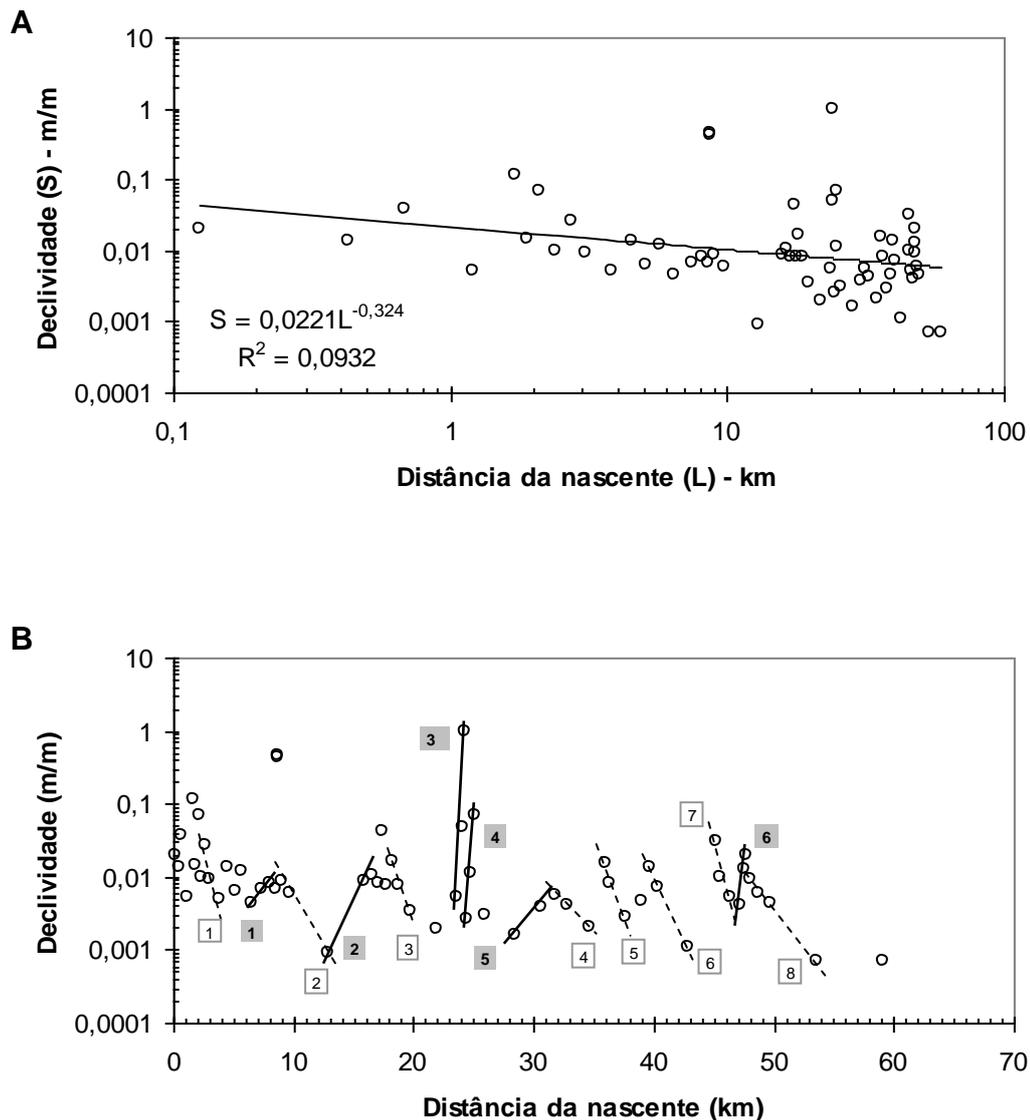
**Figura 5.2.** Tipos fundamentais de ruptura de declive encontrados no Rio das Pedras. Os exemplos mostram uma ruptura de face única e vertical (A), localizada no trecho 20-21, e rupturas em forma de rampa escalonada (B e C), localizadas nos trechos 25 e 58, respectivamente.



**Figura 5.3.** Relação entre declividade e posição relativa dos trechos do canal do Rio das Pedras. Os dados dos trechos foram plotados sequencialmente (posição relativa), sem escala, portanto não obedecendo o posicionamento absoluto, ou seja, a posição definida pela distância da nascente.

A plotagem da declividade em relação à distância da nascente é feita na Figura 5.4. O coeficiente de determinação, que descreve o grau de rugosidade do perfil (Shepherd, 1985), é igual a 0,09 ( $R^2$  na Figura 5.4A). Tanto visualmente quanto pelo coeficiente de determinação evidencia-se o caráter escalonado do perfil, que não esboça concavidade ou convexidade na forma geral. Na Figura 5.4A o expoente da função (-0,32), revela uma leve tendência de diminuição das declividades rio abaixo.

Há pequenos segmentos côncavos embutidos ao longo do perfil longitudinal (Figura 5.1) e evidenciados por seqüência retilínea, descendente, de pontos contíguos na Figura 5.4B. Os segmentos côncavos, em número de oito, possuem extensão variável e configuram-se geralmente a partir da parte frontal dos patamares (Figura 5.1). Em alguns casos uma zona de ruptura pode formar o trecho inicial de um segmento côncavo. Isso acontece de modo mais definido nos segmentos 1, 5, 6 e 7. Os segmentos 4 e 5 são contíguos, o mesmo ocorrendo com os segmentos 6 e 7. Essa condição de contigüidade nos segmentos está concentrada na metade final do perfil longitudinal, conferindo-lhe um aspecto mais suavizado que a metade inicial.



**Figura 5.4.** Relação entre declive e distância da nascente no Rio das Pedras, plotadas em escalas bi-logarítmica (A) e mono-logarítmica (B). Em A foi ajustada uma reta de regressão pela qual se descreve o perfil em termos de rugosidade pelo coeficiente de determinação ( $R^2$ ), conforme Shepherd (1985). Em B estão identificados os segmentos côncavos (linhas tracejadas) e convexos (linhas cheias) do perfil, numerados sequencialmente. Dados no Anexo C.

Também ocorrem embutidos ao longo do perfil alguns segmentos convexos (Figura 5.1). Eles ocorrem quando há um ajuste gradual (aumento) dos declives de vários trechos. Na Figura 5.4B estão marcadas as seis seqüências de trechos que demonstram aumento progressivo da declividade. Nota-se que há uma particularização da morfologia em certos casos (Figura 5.1): primeiramente, há a conexão do terceiro segmento convexo com o quarto segmento côncavo e, na

seqüência, entre o quinto e sexto segmento côncavo há um esboço de convexidade (ver discussão no Cap. 9).

A identificação de segmentos côncavos e convexos permite fazer uma redefinição das unidades morfológicas do perfil longitudinal, fazendo acoplamento com a morfologia em degraus. Basicamente, os declives podem ser agrupados em duas categorias, ou unidades morfológicas: zonas de ruptura e zonas de topo. *Zonas de ruptura* são segmentos de maior declividade em relação aos seus vizinhos contíguos e podem ser formadas por um trecho único, o que inclui sempre o trecho inicial dos segmentos côncavos, ou por vários trechos componentes de segmentos convexos. *Zonas de topo* são segmentos que caracterizam o piso dos degraus, incluindo os segmentos côncavos, exceto o trecho inicial destes.

## 5.2. CONTROLE HIDRÁULICO

O perfil escalonado do Rio das Pedras mostra que existem controles geológicos atuando intensamente na definição da morfologia, os quais serão analisados nos capítulos seguintes. Mesmo escalonado, o perfil mostra que as declividades tendem a diminuir rio abaixo. Em cada categoria de zona morfológica do perfil (topo ou ruptura) a atuação dos controles de natureza geológica é mediada pela vazão do rio, que controla a eficiência erosiva e, portanto, a variabilidade intracategoria dos declives.

A vazão é variável no tempo e no espaço. A variabilidade da vazão no tempo envolve desde as alterações no regime hidrológico em função de mudanças climáticas, até variações sazonais. A variabilidade no espaço refere-se ao aumento da vazão rio abaixo, na medida em que aumenta a área de drenagem. Mudanças no regime de vazão em função de alterações climáticas estão fora do escopo do presente trabalho. As mudanças atuais em menor escala estão, de certo modo, incluídas na análise ao se considerar a área de drenagem como substituta da vazão.

A vazão de margens plenas está sendo considerada neste estudo como geomorfologicamente dominante, ou seja, como a vazão definidora da morfologia do canal. Embora em canais mistos rochoso-aluvial as vazões dominantes tendam a ser consideradas como aquelas de mais alta magnitude e de menor freqüência (e.g. Wohl, 1993; Baker e Kale, 1998), outros estudos têm enfatizado a noção da

complementaridade entre uma grande gama de vazões na efetividade do trabalho fluvial (e.g. Hartshorn et al, 2002; Lague et al., 2005).

O aumento da vazão rio abaixo tem sido utilizado para explicar a concomitante diminuição da declividade dos canais aluviais (Leopold et al., 1964) e no caso dos canais mistos rochoso-aluvial o uso do modelo declive-área ( $S = k_s A^{-\theta}$ ) tem demonstrado que essa dependência ocorre em diversos graus (e.g. Stock & Montgomery, 1999). Sob condições de uniformidade na resistência à erosão o expoente  $\theta$  (índice de concavidade) expressa a taxa de diminuição da declividade na medida em que aumenta a área drenada. A diminuição da declividade com o aumento da vazão está relacionada ao ajuste na geometria hidráulica e na potência do escoamento específica (Langbein & Leopold, 1964), que está intrinsecamente relacionada com a capacidade erosiva (Bagnold, 1960; 1980), inclusive em leitos rochosos (Howard & Kerby, 1983; Seidl & Dietrich, 1992). Na medida em que aumenta a vazão, aumenta a potência do escoamento e, conseqüentemente, a capacidade erosiva. Porém, esse aumento tende a ser equilibrado pelo aumento da largura do canal, que diminui a potência específica.

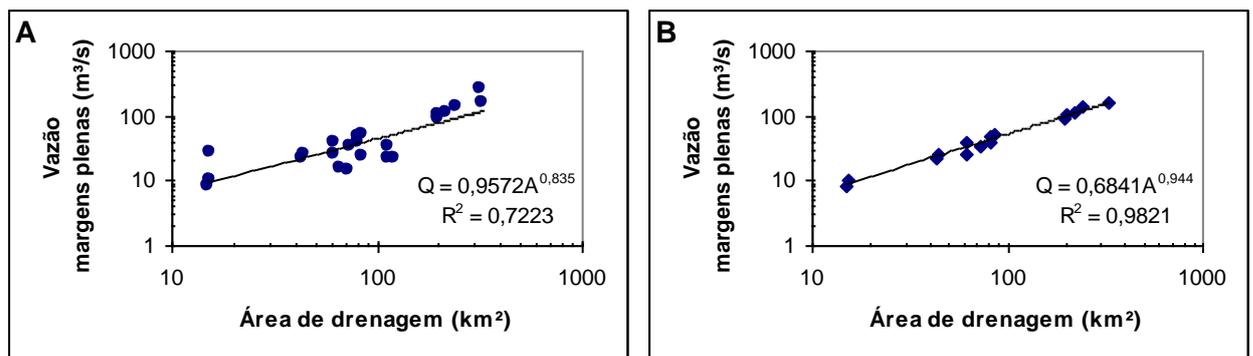
Em determinado rio, a existência de domínios diferenciados de resistência à erosão leva, na plotagem declive-área, à configuração de alinhamentos paralelos, cada qual com seu próprio índice de declividade ( $k_s$ ), porém mantendo o mesmo índice de concavidade ( $\theta$ ). No modelo declive-área o valor do índice de declividade ( $k_s$ ) tem sido considerado como representativo de diversos fatores que incluem variações espaciais na taxa de soergimento tectônico, na litologia, no clima e no fluxo de sedimentos (e.g. Stock & Montgomery, 1999; Wipple, 2004).

### 5.2.1. Relação vazão-área de drenagem

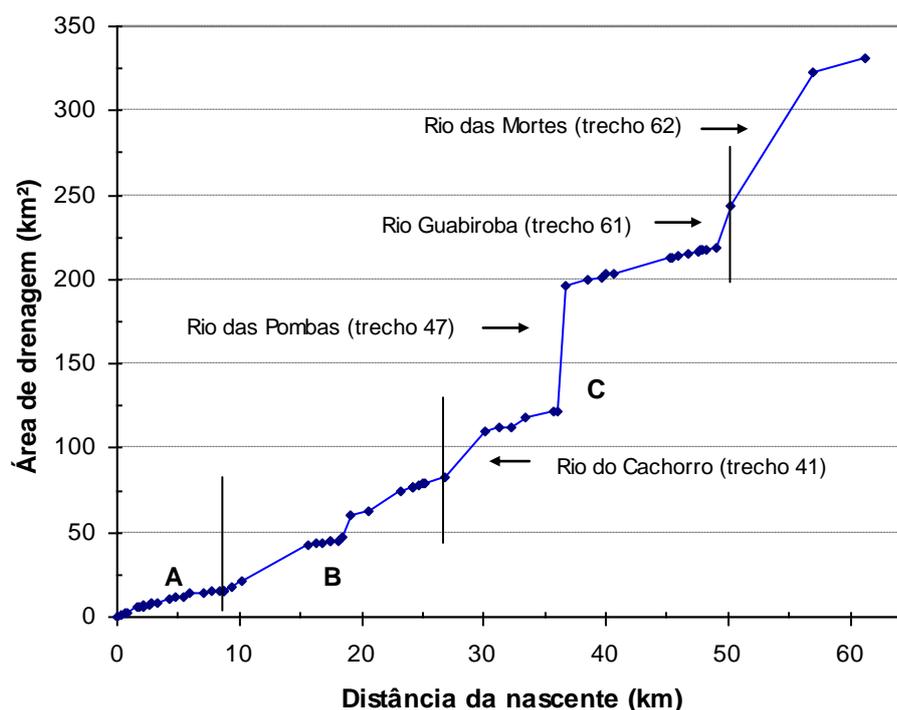
Na bacia do Rio das Pedras, como é naturalmente esperado, a vazão aumenta com a área de drenagem (Figura 5.5). O coeficiente de determinação relativamente baixo (0,72; Figura 5.5A) revela muito da imprecisão na determinação do nível de margens plenas, nível este utilizado para os cálculos. Procurando melhorar o ajuste e estabelecer uma relação vazão-área mais confiável, eliminaram-se os dados de nove seções que apresentavam maior desvio em relação à tendência normal de aumento rio abaixo (Anexo B). Com isso chegou-se a um coeficiente de determinação de 0,98, com uma taxa de aumento da vazão igual a 0,94 (Figura 5.5B).

O incremento de área drenada – e, portanto, de vazão – ocorre de modo regular até o trecho 46, onde há sensível aumento pela confluência com o Rio das Pombas, o segundo maior afluente (Figura 5.6). A partir dessa confluência a taxa de incremento segue, novamente, de modo regular até a entrada do Rio Guabiroba. O maior aumento ocorre no trecho 62, com a entrada do maior afluente, ou seja, o Rio das Mortes.

O padrão de aumento da vazão (área drenada) rio abaixo (Figura 5.6) não explica as tendências das declividades verificadas na Figura 5.3, senão apenas no compartimento inicial (A; trechos 1-19), onde o aumento da vazão é acompanhado da tendência de diminuição das declividades. No compartimento intermediário (B; trechos 20-40) a taxa de aumento da vazão é quase duas vezes maior que no segmento anterior (Tabela 5.1), porém as declividades não mostram tendência definida. O último compartimento (C; trechos 41-61) possui taxa de aumento da vazão bem maior que os seus precedentes, em função da entrada dos maiores tributários. Neste compartimento, no entanto, a declividade geral aumenta rio abaixo, o que não é uma situação esperada em condições normais (cf. Cap. 9 e 10).



**Figura 5.5.** Relação entre vazão e área de drenagem no Rio das Pedras. A vazão foi calculada utilizando a equação de Jarret (1983) para cálculo da rugosidade e a equação de Manning para cálculo da velocidade. Em **A** considerou-se 24 seções. Em **B** foram consideradas apenas as 15 seções que melhor demonstravam a tendência de aumento da vazão rio abaixo.



**Figura 5.6.** Aumento da área drenada em função do aumento da distância da nascente. As setas indicam os maiores incrementos, que ocorrem devido à inserção dos principais afluentes. As letras A, B e C designam os compartimentos do perfil longitudinal, delimitados por barras verticais, cujas declividades apresentam comportamentos gerais distintos, conforme identificados na Figura 5.3. Ver discussão no texto.

**Tabela 5.1.** Taxas de incremento de área e de vazão nos compartimentos do perfil longitudinal do Rio das Pedras.

Compartimento (trechos)	Taxa de incremento de área (km <sup>2</sup> /km)	Taxa de incremento de vazão* (m <sup>3</sup> /s/km)
1-19	1,784	1,047
20-40	3,736	1,937
41-61	7,232	3,084

\* Cálculo obtido dividindo-se o incremento de vazão no compartimento, através da equação  $Q = 0,6841A^{0,944}$ , pelo comprimento do segmento (cf. Anexo C).

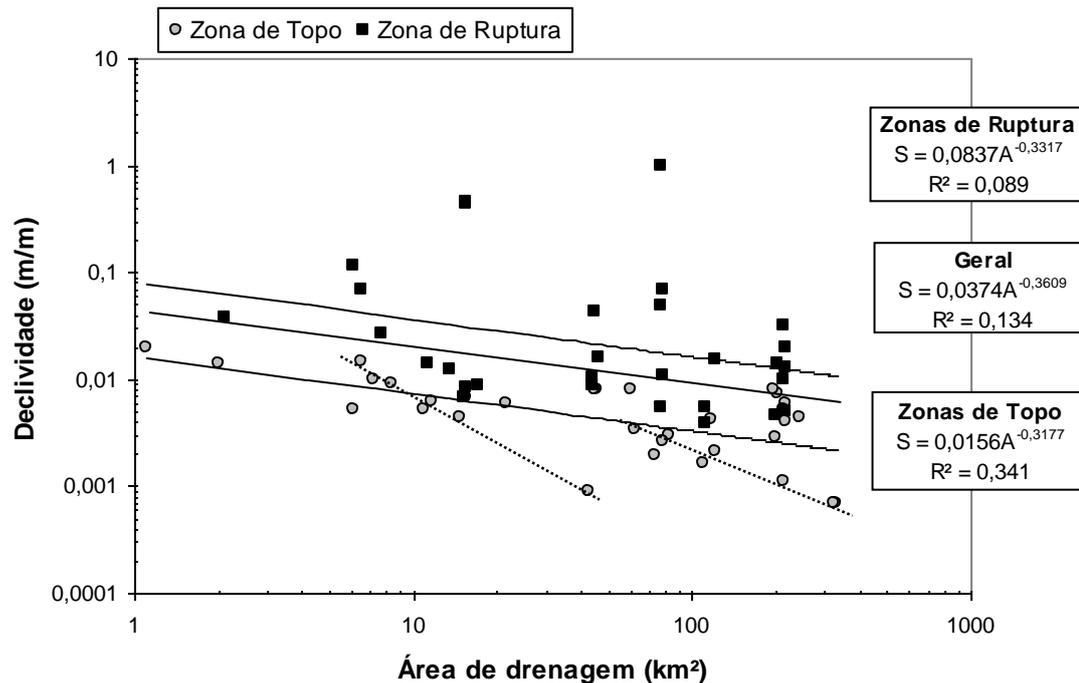
### 5.2.2. Relação declive-área

A relação entre os declives e a área de drenagem (Figura 5.7) apresenta um nível de correlação muito fraco ( $R^2 = 0,13$ ). É evidente que a existência de zonas de ruptura diminui a correlação, mas esse não é o único fator influente. Mesmo

separando os dados em zonas de ruptura e zonas de topo o nível de correlação continua fraco. Portanto, dentro de cada categoria morfológica existe uma variabilidade significativa dos declives que não é explicada pelo aumento da área drenada. Esta é uma situação esperada e que motiva a especulação de que existiriam domínios diferenciados de resistência à erosão dentro de cada categoria morfológica, e que seriam identificados por índices de declividade próprios. No entanto, a compartimentação estrutural do perfil parece não apenas condicionar a existência de diferentes índices de declividade, mas condiciona a existência de diferentes índices de concavidade, isto é, as taxas de variação da declividade rio abaixo são diferentes. Vislumbra-se, desse modo, que existem macro-domínios estruturalmente condicionados e, dentro destes, domínios mais específicos condicionados pela interação entre as propriedades litológicas dos basaltos e a variação da vazão.

Nas relações obtidas para o Rio das Pedras (Figura 5.7), os índices de declividade são bem distintos, de tal modo que separam as zonas morfológicas nitidamente. Neste caso, a diferença dos índices indica, primeiramente, que se trata de zonas morfológicas com origens distintas e não com material litológico distinto. Com efeito, com base nas constatações de campo, o material que compõe as zonas de ruptura é tão diverso quanto o que compõe as zonas de topo (cf. Cap. 6).

Para os dados gerais de zonas de topo percebe-se que há alinhamentos de pontos que diferem, na inclinação, do alinhamento dado pela reta de melhor ajuste (Figura 5.7). Se tais alinhamentos são reais, isto é, se não são arranjos fortuitos, estes seriam indicativos de domínios relativamente homogêneos de resistência à erosão. Em zonas de ruptura não é possível perceber comportamentos semelhantes ao das zonas de topo, ou seja, que formem alinhamentos bem configurados. Julgando apenas pelo comportamento relativo dos modelos gerais (Figura 5.7), que mostram igualdade no valor do índice de concavidade, é possível esperar que as zonas de ruptura mantenham índices semelhantes aos das zonas de topo, mesmo quando analisadas em contextos mais específicos como os macro-domínios estruturais.



**Figura 5.7.** Relação entre declividade e área de drenagem no Rio das Pedras. As retas de regressão foram ajustadas separadamente para as zonas de ruptura (reta superior), zonas de topo (reta inferior) e para ambas as morfologias (reta intermediária). Alinhamentos aparentes de pontos estão identificados com linhas pontilhadas.

O índice de concavidade pode representar o tipo de processo erosivo predominante (Whipple & Tucker, 1999; Whipple et al., 2000a), se o perfil estiver esculpido em substrato cuja resistência à erosão seja homogênea. O processo de arranque é visivelmente predominante no Rio das Pedras, tanto em zonas de ruptura quanto em zonas de topo, a despeito das diferenças dos subtipos litológicos do basalto (níveis vesiculares-amidalóides e níveis maciços). A ubiqüidade do processo de arranque seria, portanto, outro elemento que sugere similaridade dos índices de concavidade em ambas as categorias morfológicas.

Para cada compartimento estrutural do perfil os índices  $k_s$  e  $\theta$  sugeridos pelos alinhamentos plotados na Figura 5.7 são aparentemente diferentes. Desse modo, não seria possível dizer, com os dados disponíveis, que haja um comportamento padrão da relação declive-área para o Rio das Pedras. Em cada compartimento a interação entre as propriedades do substrato basáltico e a variação da vazão ocorre de modo diferente, ficando isso expresso nos índices de concavidade sugeridos. Dentro de cada compartimento a erodibilidade do substrato ( $k_s$ ) pode variar devido à

variabilidade das propriedades litológicas, que é a mesma ao longo de todo o perfil longitudinal (cf. Cap. 6,7 e 8).

Os índices de declividade e concavidade calculados para o perfil integral do Rio das Pedras (Figura 5.7) são, portanto, apenas expressões do comportamento médio das declividades. Os significados físicos desses índices gerais não podem ser avaliados com precisão porque o perfil desenvolve-se em condições heterogêneas, principalmente no tocante à tectônica. Por outro lado, duas conclusões gerais podem ser explicitadas com base nos índices de concavidade. A primeira é que, mesmo havendo diversas interferências no perfil, a declividade diminui com o aumento da área drenada, mas esta diminuição é pequena. Analisando o perfil como um todo, pode-se dizer que as declividades dependem muito mais ( $\approx 65\%$ ) de outras variáveis, que as forçam a se manterem relativamente elevadas. A segunda conclusão, concordante com os registros da literatura sobre o significado dos índices de concavidade (e.g. Whipple, 2004), é que ocorre aumento rio abaixo ou na taxa de incisão ou na resistência à erosão.

Quais fatores propiciariam os arranjos alinhados visualizados na Figura 5.7 e que determinam valores maiores que os gerais para  $k_s$  e  $\theta$  em zonas de topo e, possivelmente, em zonas de ruptura? Características litológicas similares certamente fazem com que vários trechos possuam respostas morfológicas similares frente ao incremento da vazão. Nos basaltos o fraturamento singenético desponta como um fator fundamental que influencia as respostas fluviais, mas a resistência da rocha intacta e a tectônica são outros fatores de aparente importância e até agora inexplorados. Qual a importância relativa de cada um desses fatores e como sua variabilidade interfere nas declividades do canal são questões que os próximos capítulos procuram analisar em maior profundidade. No Capítulo 10 volta-se a analisar a relação declive-área, integrando as análises dos diversos fatores.

## 6. CONTROLE LITOLÓGICO: ESTRUTURAS SINGENÉTICAS DOS BASALTOS

O propósito deste capítulo é avaliar a expressão do controle exercido pelas estruturas singenéticas dos derrames basálticos tabulares sobre as declividades do canal do Rio das Pedras. As estruturas singenéticas compreendem os estilos de disjunção e as diferenças entre níveis vesiculares-amidalóides e maciços. Parte-se do modelo conceitual clássico de relação entre declives fluviais e estruturas singenéticas dos basaltos, estabelecido por Leinz (1949). Utilizando esse modelo como referência para análise dos dados de campo, procura-se explicar as incongruências e ampliar o conceito original.

Primeiramente é exposto o modelo conceitual clássico de relação entre estrutura dos derrames basálticos e formação de cachoeiras, ampliando a noção para a morfologia dos perfis longitudinais dos rios. Em seguida é avaliada a variação das características dos basaltos ao longo do Rio das Pedras e sua relação com os declives dos trechos. A relação dos processos abrasivos com as diferenças entre níveis amidalóides e maciços finaliza as análises.

### 6.1. NOTAS METODOLÓGICAS

Todas as fraturas foram tratadas, *a priori*, como sendo de origem atectônica, ou seja, como sendo disjunções. Desse modo, fraturas e presença/não-presença de vesículas e amídalas são tratadas neste capítulo como *estruturas singenéticas* dos basaltos. O uso das informações sobre densidade de fraturas é feito neste capítulo apenas de modo subsidiário, pois essas informações serão tratadas com mais profundidade no Capítulo 8.

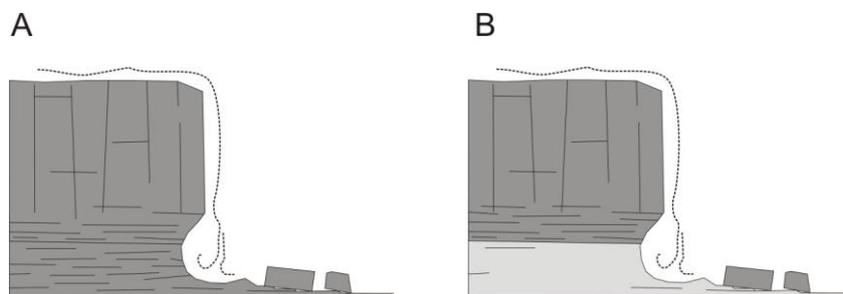
A questão inicialmente investigada foi se os níveis vesiculares-amidalóides corresponderiam às zonas de topo do perfil (baixa declividade) e, por conseguinte, se os níveis maciços corresponderiam às zonas de ruptura (altas declividades). Como níveis maciços podem apresentar disjunções horizontais, passou-se, num segundo momento, a avaliar a relação entre níveis maciços e baixo declive –

situação incongruente do ponto de vista do modelo clássico - com base nas observações das disjunções horizontais.

Dezenove trechos tiveram, cada um, apenas um local analisado em campo, enquanto que doze trechos foram verificados em mais de um local. Em quatro casos encontrou-se variação da estrutura amidalóide/maciço ao longo do trecho. Nestes casos uma mesma unidade morfológica (zona de topo ou zona de ruptura) foi atribuída a dois tipos estruturais distintos. Em uma segunda análise relacionou-se a estrutura litológica encontrada e a declividade média de cada trecho (obtida em carta topográfica). Posteriormente, relacionou-se a estrutura litológica com a categoria de declive do trecho (zona de topo e zona de ruptura).

## 6.2. MODELO DE RELAÇÃO ENTRE ESTRUTURAS SINGENÉTICAS DOS BASALTOS E DECLIVES FLUVIAIS

O modelo clássico de relação entre as características dos basaltos da Formação Serra Geral e os declives dos canais foi proposto por Leinz (1949, p.14), obedecendo à mesma lógica observada para os declives de encostas. O modelo prescreve que os níveis vesiculares-amidalóides e/ou com disjunção horizontal formam trechos com baixa declividade, devido a sua menor resistência à erosão, enquanto os níveis maciços e com predominância de disjunção vertical formam cachoeiras (Figura 6.1).



**Figura 6.1.** Modelo clássico de formação de ruptura de declive em basaltos da Formação Serra Geral. A ruptura evolui por retrocesso paralelo na medida em que o nível central do derrame (cinza escuro), com predomínio de fraturas verticais, é solapado pela erosão do nível com disjunção horizontal (exemplo A) ou do nível vesicular-amidalóide do derrame subjacente (cinza claro; exemplo B).

O modelo não foi extensivamente desenvolvido no texto de Leinz (1949), que se refere explicitamente, e apenas, à formação das cachoeiras. Porém, é possível vislumbrar que o perfil longitudinal dos rios, considerada essas condições, evoluiria para uma morfologia escalonada, apenas com rupturas de declive na forma de cachoeiras e zonas de menor declive formando o piso dos degraus. A evolução das cachoeiras seria por regressão paralela, na medida em que a base vesicular-amidalóide e/ou com disjunções horizontais fosse sendo erodida e solapando o nível maciço, de disjunções verticais. O referido autor reconheceu, sem dar maiores detalhes, que nem todos os derrames formam morfologias em degrau e que a gênese das cachoeiras pelo modelo exposto seria a norma, implicando que haveria exceções.

O modelo de Leinz (1949) foi estabelecido com base na estruturação interna dos derrames basálticos tabulares. Esta estruturação é geralmente caracterizada pela ocorrência de diferentes níveis. Conforme Arioli & Licht (2008) sumariaram, a estrutura completa de um derrame tabular teria: (1) nível superior com basalto vesicular-amidalóide, (2) nível superior com disjunção colunar, (3) nível superior com disjunção tabular, (4) nível central com disjunção colunar, (5) nível inferior com disjunção colunar, (6) nível inferior com disjunção tabular e (7) nível inferior com basalto vesicular-amidalóide. Nem sempre essa estruturação completa aparece no derrames. Pelos registros feitos na Formação Serra Geral (e.g. Leinz, 1949; Nardy, 1995; Arioli & Licht, 2008), a ausência mais comum é do nível vesicular basal.

Embora o modelo de Leinz (1949) tenha sido proposto com base na morfologia comum de grandes derrames tabulares, a alternância de zonas diferenciadas é recorrente mesmo em outras morfologias, como nos derrames em lobos compostos e em lobos simples (e.g. Waichel et al., 2006). Dentro das províncias basálticas continentais é comum ocorrer variação na morfologia dos derrames (Jerram, 2002; Bondre et al., 2004a, b), sendo isso constatado na região central da província basáltica da Bacia do Paraná por Waichel et al. (2006) e, mais especificamente na região em que se insere a área de estudo, por Arioli et al. (2008). Os derrames lobados, além de serem menos espessos que os tabulares, diferenciam-se pela estrutura em três níveis (Thordarson & Self, 1998; Bondre et al., 2004a): um nível superior e outro basal de basalto vesicular e um núcleo de basalto maciço.

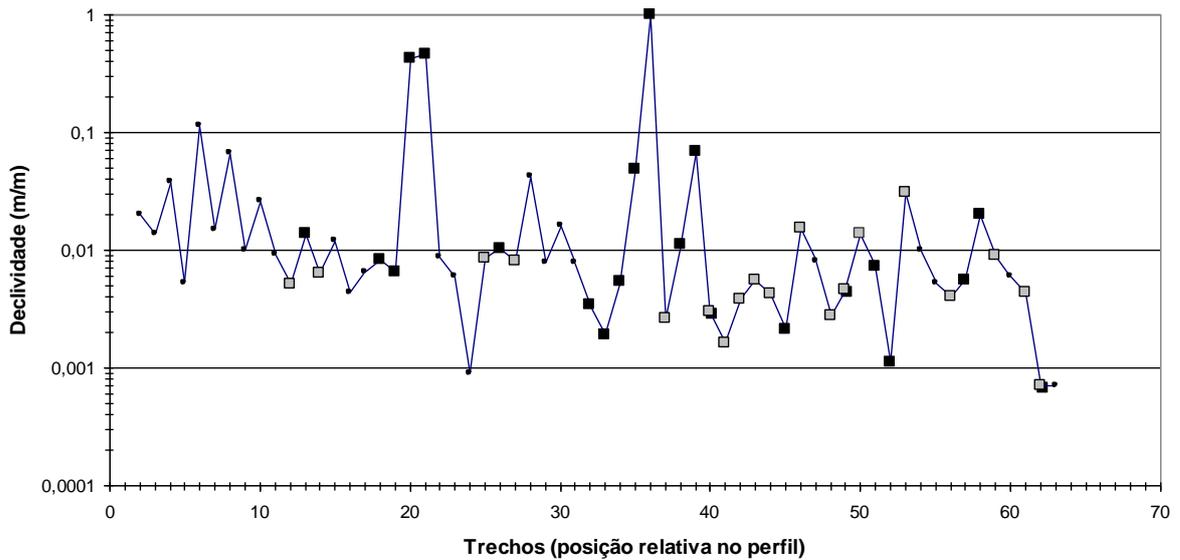
Seqüência e espessura dos níveis estruturais, densidade de vesículas, estilos e dimensionamento de disjunções, são variáveis em uma mesma morfologia de derrame e entre morfologias. Tal variabilidade pode condicionar, em parte, as exceções vislumbradas com base no modelo de Leinz (1949).

### **6.3. ESTRUTURAS SINGENÉTICAS E ZONAS MORFOLÓGICAS**

#### **6.3.1. Análise geral**

A incisão do Rio das Pedras atravessa mais de 14 unidades de derrame, pelo que se pode inferir a partir dos níveis vesiculares-amidalóides encontrados no levantamento de campo. Se for admitido o conceito clássico de que as zonas de topo de patamar, ao longo do perfil longitudinal do rio, representam níveis de transição interderrame, então o número de unidades de derrame seria igual a 19 (admitindo somente os trechos com menor declividade relativa a seus vizinhos contíguos). Contudo, como salientado na descrição da área de estudo, nem sempre os níveis vesiculares indicam o topo de um novo derrame. Além disso, a relação clássica entre morfologia do perfil fluvial e a estrutura interna dos derrames pode conter exceções.

Como citado na seção anterior, as zonas vesiculares-amidalóides deveriam corresponder a trechos de baixo declive relativo e zonas de basalto maciço a trechos de alto declive. Entretanto, há casos que contradizem essa expectativa de correspondência. A primeira análise dessa situação pode ser efetuada no exame da Figura 6.2. O diagrama mostrado na Figura 6.2 é o mesmo da Figura 5.3, porém ele destaca o subtipo litológico encontrado em cada um dos trechos analisados. O diagrama possibilita, também, verificar a declividade dos trechos, com destaque para a variação sistemática entre zonas de topo e zonas de ruptura. O Quadro 6.1 mostra o número de trechos associados às diferentes unidades morfológicas e litológicas.



**Figura 6.2.** Declividade dos trechos do Rio das Pedras com as respectivas características estruturais dos basaltos: quadrado preto = basalto maciço; quadrado cinza = basalto vesicular-amidalóide; ponto = sem dados.

**Quadro 6.1.** Número de trechos associados à tipologia litológica e zonas morfológicas do perfil.

Basalto	Zona Morfológica	
	Topo	Ruptura
Vesicular Amidalóide	11	7
Maciço	8	12

Em três trechos (40, 49 e 62) ocorrem ambos os subtipos de basalto, mas para efeito da contagem neste quadro considerou-se o subtipo dominante, sendo vesicular-amidalóide para o trecho 40 e maciço para os trechos 49 e 60.

Em zonas de topo aparecem os dois subtipos de basalto, mas com predomínio de vesiculares-amidalóide. A presença de basalto maciço em zonas de topo indica, em princípio, que essas zonas morfológicas podem ser formadas em qualquer nível estrutural do corpo de um basalto. Conforme o modelo clássico as baixas declividades seriam formadas não apenas no nível vesicular-amidalóide, mas também nos níveis com disjunção horizontal mais densa, em basalto maciço. Apenas julgando pelo modelo clássico, as oito ocorrências de associação entre zona de topo e basalto maciço deveriam ser atribuídas a esses níveis com disjunção horizontal. Em campo, pelo menos cinco trechos (13, 19, 32, 33 e 52; cf. Figura 5.1)

apresentam características de níveis com disjunção horizontal. Ficam sem explicação por esse critério os trechos 40, 45 e 62.

No trecho 40 o registro do nível maciço ocorre entre um nível de brecha e um nível amidalóide e a espessura estimada é da ordem de 1-2 metros. O trecho 45 não possui leito acessível, caracterizado pela sucessão de soleiras e depressões; somente a parte final pode ser verificada diretamente e esta não mostra fraturamento horizontal conspícuo. Considerando que os trechos 40 e 45 são zonas de topo, com afloramentos restritos a soleiras fluviais emersas durante as baixas vazões do inverno, as observações de campo podem não ter sido suficientes para identificar as disjunções horizontais. O trecho 62 apresenta soleiras e depressões, com cobertura aluvial (cascalho) em manchas descontínuas. Pelo exame das soleiras acessíveis constata-se que o início do trecho é formado por basalto amidalóide, passando no segmento inferior para basalto maciço sem e com disjunção horizontal. Possivelmente o trecho 62 esteja esculpido em uma unidade basáltica completa.

Em zonas de ruptura há predomínio de basalto maciço, mas basalto vesicular-amidalóide também aparece expressivamente. Isso contradiz o modelo clássico, pelo qual seriam esperadas zonas de ruptura apenas em níveis de basalto maciço. Embora o predomínio de zonas de ruptura em basalto maciço seja concordante com o conceito clássico, deve-se notar que o número registrado no Quadro 6.1 esconde uma contradição. O início do trecho 34 e o segmento 57-58 são formados por níveis com disjunção horizontal, porém se traduzem em pequenas zonas de ruptura em rampa escalonada (ver Quadro 5.2). Mesmo em escala de trecho, definida cartograficamente, as referidas ocorrências compõem zonas de ruptura. Do ponto de vista da diferenciação simples entre níveis vesiculares-amidalóides e níveis maciços não haveria contradição, pois estes seriam casos de zonas de ruptura formadas em níveis maciços. A contradição surge quando considerado o padrão de fraturamento, ou seja, essas ocorrências deveriam formar zonas de topo e não zonas de ruptura.

### **6.3.2. Variação das declividades**

A média de declividade dos trechos com basalto maciço não é significativamente diferente da média dos trechos com basalto amidalóide (Tabela 6.1). Entretanto, a diferença da variância é significativa, traduzindo a maior dispersão de valores de declividade para basaltos maciços. O resultado para as

médias é compreensível, pois ambos os subtipos litológicos aparecem constituindo tanto zonas de topo quanto zonas de ruptura. Excluindo a declividade referente à maior ruptura de declive (trecho 20) – intensamente controlada por falha, com evolução incipiente e esculpida em basalto maciço – a diferença das médias continua sendo insignificante ( $p = 0,25$ ). A maior variância dos declives em basalto maciço poderia indicar distinção de fraturamento entre níveis com e sem disjunção horizontal. Entretanto, se forem excluídas as ocorrências dos níveis com disjunção horizontal a diferença das variâncias não se altera ( $p = 0$ ).

**Tabela 6.1.** Características dos declives dos trechos do perfil longitudinal conforme o subtipo litológico.

Estatística	Basalto	
	Maciço	Vesicular Amidalóide
N	19	18
Mín.	0,0007	0,0007
Máx.	0,4286	0,0311
Média	0,0345	0,0076
Variância	0,0094	0,00005
Teste F	1,63.10 <sup>-15</sup>	
Teste t	0,24	

Foi desconsiderada a declividade do trecho 21, esculpida em basalto maciço, por representar claramente um declive condicionado por falha normal e sem evolução morfológica.

Do ponto de vista da suscetibilidade erosiva, os níveis vesiculares-amidalóides mostram-se mais frágeis, pois neles há condição de atuação conjunta dos mais importantes processos de erosão em leito rochoso, ou seja, arranque e abrasão. Isso deveria fazer com que trechos esculpidos nesses níveis tivessem menor declividade que os esculpidos em níveis maciços. Entretanto, como verificado anteriormente, a diferença das médias de declividade entre esses níveis não é significativa. Mesmo separando a análise em zonas de topo e zonas de ruptura a diferença não se torna significativa, inclusive o maior valor de declividade aparece em zona esculpida em nível vesicular-amidalóide (Tabela 6.2).

É importante lembrar que os níveis maciços formadores de zonas de topo são, predominantemente, níveis com disjunção horizontal. A similaridade de declive entre os dois subtipos litológicos traz um primeiro indicativo de que o fraturamento dos níveis vesiculares-amidalóides em zona de topo pode ser elevado (cf. Cap. 8 e 9), equiparando-se em termos de resposta morfológica aos níveis com disjunção

horizontal. Por outro lado, a similaridade também indica que os níveis com disjunção horizontal são variáveis em suas características, implicando em respostas diferenciadas. A variabilidade de declives em ambos os níveis de basalto é, de fato, igual (Tabela 6.1). Outro aspecto que não pode deixar de ser levado em consideração para explicar a variabilidade nos níveis vesiculares-amidalóides é a sua provável heterogeneidade no grau de vesiculação, que implica em processos de arranque e abrasão/macroabrasão não-uniformes.

**Tabela 6.2.** Características das declividades em zonas de topo e zonas de ruptura, conforme o subtipo litológico.

Estatística	Zonas de Topo		Zonas de Ruptura	
	Maciço	Vesicular Amidalóide	Maciço	Vesicular Amidalóide
n	8	10	10	8
Mín.	0,0007	0,0007	0,0046	0,0042
Máx.	0,0066	0,0137	0,4286	0,0311
Média	0,0030	0,0050	0,0619	0,0112
Variância	$4,06 \cdot 10^{-6}$	$1,65 \cdot 10^{-5}$	0,0170	0,0001
Teste F	0,08		0,00	
Teste t	0,21		0,25	

Em zonas de ruptura as declividades médias não diferem significativamente quando comparados os níveis maciços e vesiculares-amidalóides (Tabela 6.2). Excluindo, do cálculo das médias, as quatro ocorrências de nível maciço com disjunção horizontal, a significância da diferença em relação aos níveis vesiculares-amidalóides não melhora ( $p = 0,26$ ). Contudo, a variância das declividades em níveis vesiculares-amidalóides é menor que nos níveis maciços, que incluem níveis com e sem disjunção horizontal. Em zonas de ruptura os níveis vesiculares-amidalóides são relativamente mais homogêneos na resposta à erosão e isso não se deve ao fato de os níveis maciços envolverem tipos com e sem disjunção horizontal. O estilo e densidade de disjunções, bem como a variável suscetibilidade aos processos abrasivos, provavelmente condicionam a heterogeneidade na resposta dos níveis maciços, influenciando o modo como evoluem as rupturas de declive (cf. Cap. 9). Nota-se a partir disso que o comportamento erosivo dos níveis vesiculares-amidalóides é diferente dependendo da unidade morfológica em que se encontra: em zonas de topo as respostas são mais heterogêneas e em zonas de ruptura, mais

homogêneas. A incisão em zonas de topo provavelmente envolve uma componente vertical mais ativa, com soerguimento de blocos fraturados e abrasão na forma de marmitas. Em zonas de ruptura, o arranque e a macro-abrasão devem agir de modo a produzir uma componente erosiva horizontal mais efetiva.

A ocorrência de vários subtipos litológicos formando zonas de ruptura indica a atuação de um outro tipo de controle sobre os declives, além do litológico. Primeiramente esse controle poderia estar relacionado à gênese das zonas de ruptura. A ocorrência de falhas transversais ao canal seria uma explicação plausível. Contudo, pelo modelo clássico, um nível amidalóide e/ou com fraturamento horizontal denso tenderia a gerar um baixo declive em sua evolução, independente da origem ser ou não por falhamento. A relação entre níveis estruturais dos basaltos e as zonas morfológicas dos perfis pode ser mediada por um controle tectônico na formação das rupturas de declive, mas a evolução destas passa pelo modo como ocorrem os processos de incisão fluvial nos basaltos.

Os resultados até aqui apresentados validam o modelo clássico de relação entre subtipos de basalto e as zonas morfológicas de topo e de ruptura, em termos de tendências gerais. Por outro lado, foram verificadas divergências em relação ao modelo, significando que há fatores que podem igualar as condições de resposta morfológica entre os diferentes níveis litológicos. Sintetizando, alguns mecanismos precisam ser mais bem entendidos e que são: (1) formação de trechos com baixas declividades em basalto maciço; (2) formação e evolução de zonas de ruptura em basaltos maciços, especialmente em níveis com disjunção horizontal e (3) formação e evolução de zonas de ruptura em níveis vesiculares-amidalóides. Todos esses mecanismos envolvem, além da distinção entre subtipos litológicos, aspectos relativos aos fraturamentos atectônicos e tectônicos, que serão analisados em capítulos posteriores. Quanto à evolução das rupturas de declive, já é possível dizer que comumente o processo conduz à formação de zonas de ruptura.

A morfologia das rupturas de declive nos basaltos é comumente entendida como simples resultado do solapamento de zonas centrais dos derrames, com fraturas verticais, pela erosão mais efetiva da zona fraturada horizontalmente e/ou vesicular-amidalóide que está subjacente (Figura 6.1). A verificação apenas de grandes cachoeiras, geralmente formadas a partir de grandes falhamentos (Bartorelli, 2004), favorece a permanência desse conceito. Contudo, as constatações de campo permitem dizer que as unidades aqui denominadas de *zonas de ruptura*,

tanto em basalto maciço quanto vesicular-amidalóide, não possuem apenas uma conotação cartográfica, mas são realmente unidades morfológicas. Com isso, o conceito de que os níveis com basalto maciço e fraturamento vertical geram apenas rupturas de declive pontuais (cachoeiras) pode ser modificado.

Dos trechos analisados no Rio das Pedras e que são esculpidos em basalto maciço, apenas os trechos 20-21 e 36 apresentam cachoeira com altura suficiente para influenciar a declividade geral significativamente (cf. Quadro 4.1). Os trechos em basalto maciço, de modo geral, apresentam mais de uma ruptura de declive e com alturas variadas. As zonas de ruptura podem, também, aparecer em trechos esculpidos em níveis vesiculares-amidalóides. Exemplo disto é o trecho 25, onde se desenvolve uma rampa escalonada, e os trechos 42 e 43, que se compõem de uma série de pequenas rupturas com menos de 1 m cada.

Informações de fora da bacia do Rio das Pedras corroboram a noção de mudança do conceito clássico. Barcha & Arid (1975), ao estudarem as cachoeiras do Rio Grande na bacia do Alto Paraná, enfatizaram o modelo clássico de Leinz (1949) para explicar as rupturas de declive nos basaltos. Entretanto, pelo que descrevem de uma das cachoeiras e pelo perfil longitudinal apresentado (p.125 e 128) há ocorrência de uma *zona de ruptura*, com desnível de 20 m em 2,5 km, esculpida em basalto maciço e basalto vesicular-amidalóide.

#### **6.4. ESTRUTURAS SINGENÉTICAS E PROCESSOS ABRASIVOS**

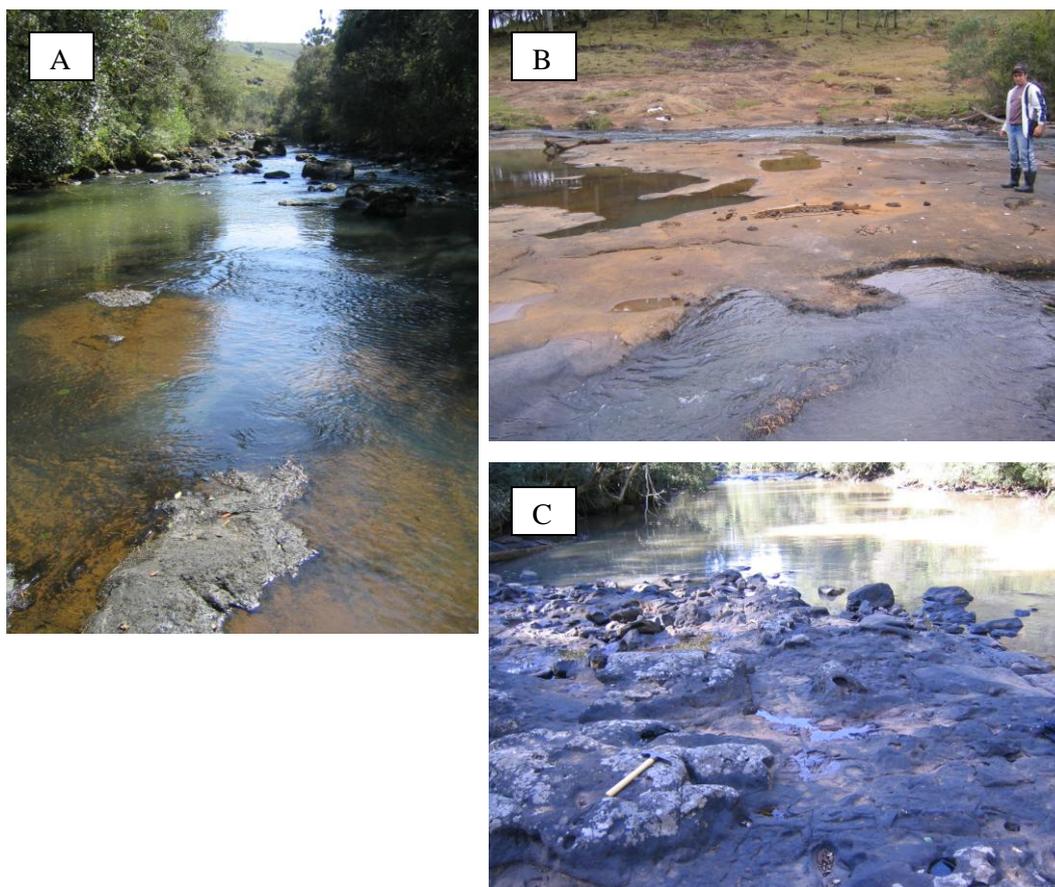
As zonas de ruptura, e mesmo as zonas de topo, têm estreita relação com os processos erosivos por arranque. As disjunções dos basaltos condicionam essa relação (cf. Capítulo 8). Porém, os processos abrasivos também ocorrem sobre os leitos fluviais basálticos, onde seu papel na incisão fluvial ainda é pouco conhecido. As observações feitas no Rio das Pedras ajustam-se a algumas constatações gerais feitas por outros pesquisadores em estudos sobre outras litologias, porém trazem algumas informações novas sobre o assunto.

Na literatura geomorfológica o registro de feições abrasivas em basaltos é bastante restrito, devido ao fato de o processo predominante nessa litologia ser o arranque. A relação entre o tipo de basalto (vesicular-amidalóide/maciço) e as feições abrasivas não teve ainda nenhum estudo. Kale & Joshi (2004) reportaram a

existência de marmitas desenvolvidas em escala muito reduzida de tempo (décadas), sobre basaltos amidalóides do leito do Rio Indrayani, Decã. Esses mesmos autores enfatizaram que as feições abrasivas daquele rio são predominantemente desenvolvidas em níveis amidalóides de derrames lobados. A análise dos basaltos ao longo do Rio das Pedras fez ressaltar a relação entre o subtipo litológico e o tipo de processo erosivo sobre o leito. Feições abrasivas, como pavimentos polidos e marmitas, são mais comumente encontradas e mais desenvolvidas em leitos sobre basalto vesicular-amidalóide.

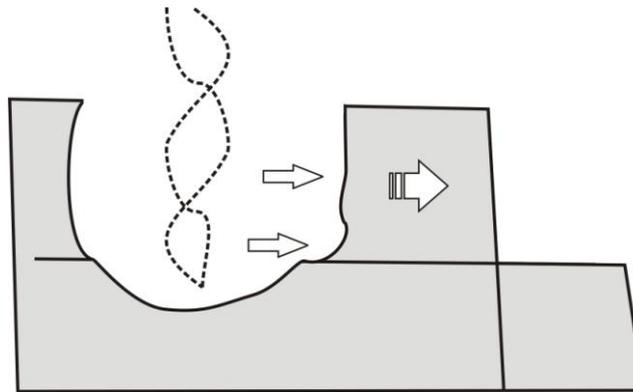
Os pavimentos polidos geralmente não aparecem em grandes áreas. O trecho 43 foi o único encontrado que possui longa extensão de pavimento polido (Figura 6.3A). Por uma extensão de quase 150 m o leito apresenta-se quase isento de fraturas verticais e, conseqüentemente, a superfície polida é bem desenvolvida. No caso do trecho 43 esse tipo de superfície condiciona um leito quase plano, com pequenas ondulações, o mesmo ocorrendo em um segmento de aproximadamente 50 m no final do trecho 41 (Figura 6.3B). Em outras situações a imposição de outras feições abrasivas sobre a superfície cria um aspecto corrugado (Figura 6.3C). O fluxo contínuo da água, ou pelo menos em grande parte do ano, é essencial para que as superfícies polidas mantenham-se como tais. Não ocorrendo isso, as superfícies tendem a desenvolver uma crosta de intemperização química. Outro fator essencial é a baixa densidade de fraturas (cf. Cap. 8).

As marmitas são depressões cilíndricas que se formam pela circulação de clastos em vórtices de eixo vertical produzidos pelo fluxo (Richardson & Carling, 2005). No Rio das Pedras os diâmetros máximos observados dessas feições chegam a 40 cm e a profundidade raramente é maior que 20 cm. A limitação das dimensões é resultado do fraturamento horizontal e vertical. Quando a profundidade de uma marmita atinge um plano de fratura horizontal, a probabilidade de o bloco em que está instalada ser rompido por arranque torna-se maior. A turbulência do fluxo dentro da marmita pode, em determinadas situações, forçar o desalojamento dos blocos laterais delimitados por fraturas. O fluxo centrípeto pode explorar a linha de fraqueza do plano de fratura e com isso ajudar o deslocamento do bloco (Figura 6.4). Desse modo, abrasão e arranque somam-se no processo de incisão fluvial nos basaltos. A limitação do crescimento de feições abrasivas pela existência de fraturamento também foi sugerida por Springer et al. (2006) ao estudarem o desenvolvimento de marmitas em quartzitos e gnaisses.



**Figura 6.3.** Pavimentos polidos desenvolvidos sobre basalto amidalóide. Em A vê-se parte da maior ocorrência com esse tipo de feição abrasiva, situada no trecho 43; em B vê-se parte da ocorrência no trecho 41 e em C, no trecho 49, o pavimento polido sofre a imposição de outras feições abrasivas.

Dentro de algumas marmitas é possível encontrar os materiais que agem como abrasivos. Estes são compostos de calcedônia, quartzo e por fragmentos de rocha. Raramente a granulometria das partículas ultrapassa 2 cm, a maioria possui diâmetro próximo de 5 mm. As partículas maiores são geralmente formadas por fragmentos de basalto e apresentam-se bem arredondadas e intemperizadas. Os fragmentos de basalto provavelmente originam-se de partes bem intemperizadas do leito e de clastos maiores, com a fragmentação durante o transporte. A granulometria do material abrasivo sugere que a esculturação das formas é feita pelas partículas enquanto em suspensão no vórtice. Isso está em concordância com os postulados recentes de autores que trabalharam em outras litologias (e.g. Wohl 1992; Whipple et al, 2000a; Springer et al., 2006). A largura maior que a profundidade, comum na maioria das marmitas observadas no Rio das Pedras, também reforça a noção de maior eficiência erosiva a partir de partículas em suspensão no fluxo.



**Figura 6.4.** Interação entre o processo abrasivo formador de marmitas e o processo de arranque em leito fluvial em basaltos. O fluxo em vórtice (linhas tracejadas) força o arranque do bloco delimitado por fraturas e explora as linhas de fraqueza das fraturas horizontais. Na medida em que a feição abrasiva aumenta os blocos laterais tornam-se mais facilmente arrancáveis. Com isso as dimensões das marmitas são condicionadas pelo espaçamento das fraturas.

Pelo que se observou em campo, as marmitas estão vinculadas comumente aos basaltos vesiculares-amidalóides. A origem dessa relação pode estar na presença de irregularidades formadas pelas próprias vesículas e amídalas. Algumas vezes nota-se a presença de amídalas salientes em superfícies polidas. O material circundante é menos resistente e sua erosão deixa em relevo as amídalas, formadas por material mais resistente. Com o avanço do processo as amídalas tendem a ser removidas, restando em seu lugar pequenas cavidades. Provavelmente, estas pequenas irregularidades formadas antes e depois da remoção das amídalas criam turbulências no fluxo de água, catalisando o processo de formação das marmitas.

Em alguns trechos formados em níveis onde o desenvolvimento vesicular é excepcional, com dimensões individuais em torno de 5-10 cm e formando uma rede de interconexão entre as vesículas, os processos abrasivos podem gerar múltiplas marmitas. Em parte do trecho 42 forma-se um leito relativamente plano, com muitas marmitas de tamanhos variados (20-40 cm de diâmetro) e, geralmente, com profundidades entre 15 e 20 cm. A presença das grandes vesículas favorece a fragilização das zonas inter-marmitas. Outros locais que apresentam feições semelhantes estão nos trechos 27 e 40 (Figura 6.5). O resultado é a mais rápida coalescência das feições abrasivas, acelerando o processo de incisão fluvial.



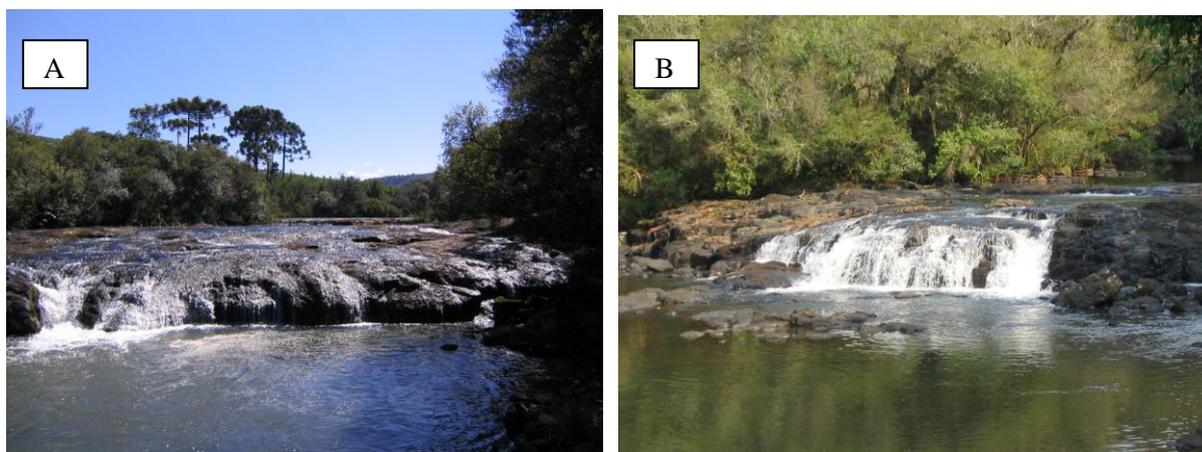
**Figura 6.5.** Coalescência de marmitas formadas em basalto altamente vesicular. As cavidades vesiculares criam irregularidades no fluxo, dando início ao processo de formação das feições abrasivas.

Irregularidades do leito como feições precursoras de marmitas foram sugeridas por vários pesquisadores. Lorenc et al. (1994), estudando granitos, e Springer et al. (2005, 2006), estudando quartzitos e gnaisses, atribuíram a formação de marmitas à existência de fraturas no leito, que podem iniciar turbulências no fluxo e erosão diferencial. Nos casos reportados por esses pesquisadores o espaçamento das fraturas, ou então dos planos de acamamento, é métrico. No Rio das Pedras as marmitas são pequenas e mostram limitação de crescimento relacionada aos fraturamentos e não se pode excluir a possibilidade de que sua origem tenha relação com fraturas. Portanto, fraturas podem ser elementos catalisadores da formação de marmitas, mas o aumento na sua densidade limita a dimensão e a permanência das feições abrasivas.

A presença de material abrasivo formado por partículas de quartzo e calcedônia, minerais comumente encontrados em amídalas e geodos, bem como a relação das feições abrasivas com os níveis vesiculares-amidalóides, coloca em realce a importância das diferenças litológicas dos basaltos para os processos de incisão fluvial. Os níveis vesiculares-amidalóides podem formar trechos com baixa declividade relativa (zonas de topo), a menos que outros controles intervenham. Conforme analisado anteriormente, essas zonas de topo podem apresentar declives maiores que as esculpidas em níveis maciços com disjunção horizontal. Os

processos abrasivos contribuem efetivamente para a incisão nessas zonas. Embora as feições observadas em campo não sejam de grande magnitude, possivelmente sua distribuição seja ampla e, localmente, essas feições podem ocorrer em ciclos sucessivos, interrompidos pela maior efetividade do arranque.

Outro aspecto importante que caracteriza a ação abrasiva nas zonas de basalto vesicular-amidalóide é a morfologia da face das rupturas de declive. Geralmente a forma das rupturas assume um perfil convexo. Isso é favorecido quando não há muitas fraturas verticais (Figura 6.6A). Quando as fraturas verticais estão mais presentes a morfologia da face da ruptura mostra-se irregular, com alguns setores mais escalonados (Figura 6.6B). O maior fraturamento favorece a ação do intemperismo químico ao longo das discontinuidades. Ao diminuir a resistência da rocha, esse intemperismo concomitantemente propicia a maior efetividade do impacto hidráulico e de clastos, durante as cheias. Em consequência, a macroabrasão e o arranque fragmentam a rocha de forma irregular.



**Figura 6.6.** Morfologia de rupturas de declive em basalto vesicular-amidalóide. Quando a densidade de fraturas é baixa a ruptura desenvolve um perfil convexo e de aspecto suavizado (A) e quando a densidade de fraturas é alta a morfologia é irregular (B). Os exemplos mostrados estão situados, respectivamente, no final do trecho 41 e no final do trecho 61.

## 6.5. CONCLUSÕES E QUESTÕES ABERTAS

A origem de zonas de ruptura em basalto vesicular-amidalóide e em basalto maciço com disjunção horizontal não é prevista pelo modelo de Leinz (1949). Pelos dados aqui apresentados vê-se que as zonas de ruptura nesses subtipos litológicos não somente são freqüentes, mas são também diferentes entre si em termos de

declividade. Além disso, detectaram-se possíveis ocorrências de zonas de topo desenvolvidas em basalto maciço, mas que não correspondem a níveis com disjunção horizontal, o que também é incongruente com o modelo clássico.

As zonas de ruptura são morfologias comuns e, portanto, contrariam o conceito clássico, que prevê a formação apenas de rupturas simples, tipo cachoeira. A ocorrência de zonas de ruptura e cachoeiras nos níveis vesiculares-amidalóides também contraria o conceito clássico, pois essas feições morfológicas seriam esperadas exclusivamente nos níveis centrais de derrames.

A declividade média é igual tanto em trechos desenvolvidos em basalto maciço como em basalto vesicular-amidalóide. Separando as análises em zonas de topo e em zonas de ruptura a diferença de declividade entre os subtipos litológicos continua não sendo significativa. Em zonas de topo a variabilidade dos declives é igual nos dois subtipos litológicos, indicando que as características físicas são diversas tanto em um como em outro. Em zonas de ruptura as declividades médias continuam iguais, mas a variabilidade é maior nos níveis maciços. Desse modo, nota-se que a resposta dos níveis vesiculares-amidalóides é heterogênea nas zonas de topo e homogênea nas zonas de ruptura. Isso indica que o comportamento erosivo é diferenciado entre as zonas morfológicas.

As incongruências com o modelo clássico suscitam algumas questões. O que condiciona a formação de zonas de topo em níveis centrais de basaltos maciços, ou seja, sem disjunções horizontais? O que condiciona a formação de zonas de ruptura em basalto vesicular-amidalóide e em basalto maciço com disjunção horizontal?

A análise da relação entre os subtipos litológicos dos basaltos e os processos abrasivos permitiu concluir que as feições abrasivas são muito mais desenvolvidas nos basaltos vesiculares-amidalóides. O motivo dessa associação precisa ser melhor esclarecido, mas irregularidades no leito, produzidas por vesículas/amídalas e fraturas, podem ser essenciais para o desenvolvimento das feições abrasivas, como marmitas. Em concordância com outros estudos, notou-se que a maior eficiência abrasiva é dada pelas partículas em suspensão.

A morfologia das rupturas de declive em basalto vesicular-amidalóide mostrou ser diagnóstica. Quando a rocha é pouco fraturada o perfil da ruptura é suavizado e convexo, quando há maior fraturamento, a face da ruptura torna-se rugosa, com arranque irregular de blocos.

O comportamento dos diversos níveis estruturais dos derrames de basalto na geração das morfologias do perfil longitudinal, sempre remete a uma relação com o fraturamento. Grau e estilo de fraturamento singenético (disjunções) e epigenético (tectônico) precisam ser entendidos para esclarecer as variações de comportamento, tanto intermorfologias (zonas de topo – zonas de ruptura) como intramorfologias. Além disso, a suscetibilidade ao fraturamento produzido pelo impacto de clastos em transporte também precisa ser avaliada, pois desponta como um fator importante para determinar a efetividade do processo de macroabrasão. O elemento fundamental para essa análise seria a resistência diferencial dos basaltos.

## **7. CONTROLE LITOLÓGICO: RESISTÊNCIA DA ROCHA INTACTA**

O presente capítulo procura ampliar a noção de diferenças litológicas intraderrame e suas respostas morfológicas, aplicando análise da resistência relativa das rochas. Embora a eficiência erosiva do Rio das Pedras esteja mais relacionada às características do fraturamento, a diferença de resistência poderia auxiliar na explicação das variações de declive?

A resistência foi medida em campo utilizando-se um esclerômetro e os valores correspondem à escala do aparelho em unidades R. Portanto, ao fazer-se referência à resistência da rocha, serão utilizados os valores de R. De modo mais específico, os valores de R indicam a resistência à compressão uniaxial de um corpo de rocha isento de fraturas, ou seja, correspondem à resistência mecânica da rocha intacta (cf. Potro & Hürliman, 2008).

As seções seguintes organizam-se para apresentar: (1) a variação geral de R no leito do Rio das Pedras e a relação com os subtipos de basalto, (2) a relação de R com os declives do canal e (3) o efeito de R sobre a resistência à erosão fluvial, com ênfase no papel do intemperismo.

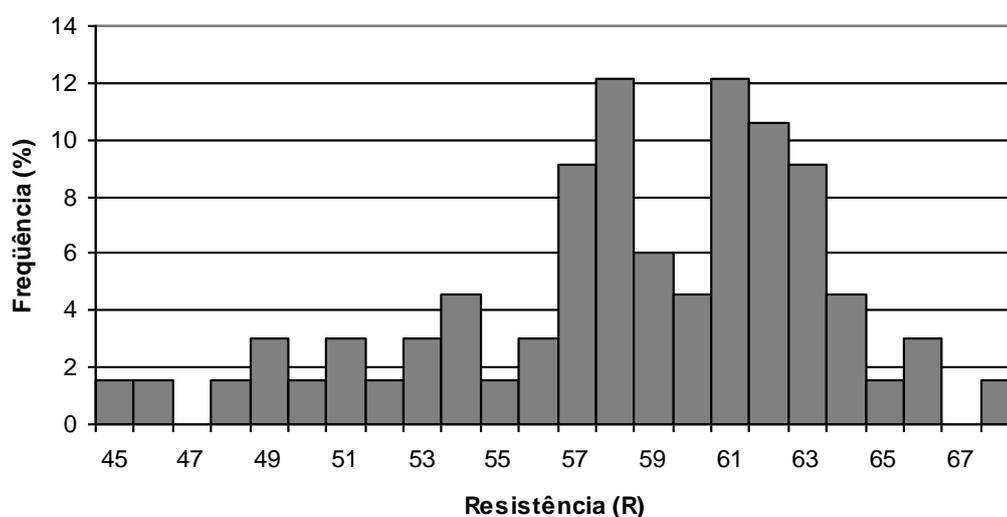
### **7.1. VARIAÇÃO DA RESISTÊNCIA**

A resistência das rochas presentes no leito do Rio das Pedras, conforme analisada em 64 locais (Figura 4.1 e Anexo C), mostra-se variável de 45,6 a 68,4 R, ou seja, de aproximadamente 86 a 150 MPa, conforme a equação (4.1). Porém, a distribuição de valores nesse intervalo não é uniforme. Pelo que se observa da distribuição de frequência (Figura 7.1) há maior concentração dos valores entre 57 e 63 R. Neste subintervalo há uma diminuição notável nas classes 59 e 60, fazendo com que a distribuição possua dois picos, um na classe 58 e outro na classe 61.

Para analisar o significado da distribuição de R é importante observar que as medidas feitas com esclerômetro, em campo, podem ser afetadas pela presença de micro-fraturas, grau de intemperismo e grau de umidade da rocha. As micro-fraturas podem estar subjacentes à superfície testada e, portanto, são inevitáveis. Grande

possibilidade de ocorrência dessas micro-fraturas está em associação com maior grau de intemperismo químico da rocha. O trânsito de clastos durante as cheias causa impacto sobre as superfícies do leito e isso pode originar micro-fraturas, principalmente onde as rochas estejam mais fragilizadas pelo intemperismo. O efeito das micro-fraturas pôde ser minimizado no levantamento no Rio das Pedras, evitando-se as superfícies intemperizadas.

O intemperismo químico pode influenciar significativamente os valores de resistência pelo surgimento de micro-fraturas e aumento da porosidade, devidos à dissolução de minerais. Medidas efetuadas sobre crostas intensamente alteradas mostram uma redução de até 46% na resistência (Tabela 7.1). Os valores R obtidos sobre as crostas de alteração, com cerca de 10 cm de espessura, estão entre 33 e 41. Considerando que a alteração da rocha ocorre em uma escala progressiva, é possível que o intervalo de variação de resistência registrado para as rochas do Rio das Pedras (45,6–68,4) esteja incluindo valores influenciados pelo intemperismo. Mais provavelmente esta influência estaria registrada na cauda da distribuição que engloba valores de 45 a 50. A condição de alteração intempélica mínima somente foi seguramente comprovada quando haviam partes do leito polidas por abrasão. As medidas obtidas nessas superfícies geralmente situam-se entre 60 e 68 R. Entretanto, outras superfícies não polidas também apresentam valores semelhantes.



**Figura 7.1.** Distribuição de freqüência da resistência litológica medida com esclerômetro em 64 locais no leito do Rio das Pedras.

**Tabela 7.1.** Comparativo das resistências litológicas, conforme o grau de intemperismo, em três locais do leito do Rio das Pedras.

Local	Resistência*		≠ R	≠ %
	Rocha sã	Rocha alterada <sup>#</sup>		
1 (trecho 62)	58,7	32,9	25,8	43,9
2 (trecho 32)	59,4	41	18,4	31,0
3 (trecho 57)	62,9	33,4	29,5	46,9

\* Resistência à compressão, medida em unidades R, com esclerômetro; # Espessura média da crosta de alteração: 10 cm.

O conteúdo de umidade pode alterar a resistência das rochas. Sumner & Nel (2002), examinando em laboratório o efeito da umidade das rochas sobre os valores de R, observaram que em basaltos a saturação máxima de umidade reduziu a resistência em 4 a 5 R. Os autores consideraram (p.1140) que, para efeitos práticos de campo, essa redução não é significativa.

Selby (1980, p. 36) mencionou o intervalo 50-60 R como característico para alguns tipos de rocha, incluindo rochas vulcânicas como andesitos; valores acima de 60 o referido autor atribuiu a quartzito, diabásio e gabro. Sumner & Nel (2002, p.1141), especificamente para basaltos, indicaram intervalo semelhante, ou seja, 50-64 R. Dinçer et al. (2004) reportaram valores de 35 a 51 R para basaltos que apresentavam considerável alteração intempérica. Os dados coligidos no Rio das Pedras enquadram-se nos intervalos mencionados na literatura. É reforçada a idéia de que os valores inferiores a 50 R representam locais onde as rochas apresentam certo grau de alteração intempérica. O número de locais amostrados que se enquadram nessa categoria é pequeno (5) e correspondem a basaltos amidalóides (3) e a basaltos maciços (2).

Valores acima de 64 R foram encontrados em quatro locais. Duas ocorrências estão na porção média do trecho 40 e outras duas no início do trecho 49. Pela tabela de resistência apresentada por Selby (1980, p. 36), poderiam representar corpos de diabásio. Entretanto, no trecho 40 um dos locais corresponde a basalto maciço com textura afanítica. As outras ocorrências talvez representem corpos intrusivos de diabásio. Nos locais verificados há glóbulos, semelhantes a amídalas, esparsamente distribuídas na massa rochosa. Conforme Arioli et al. (2008) essa é uma característica comum dos corpos de diabásio da região.

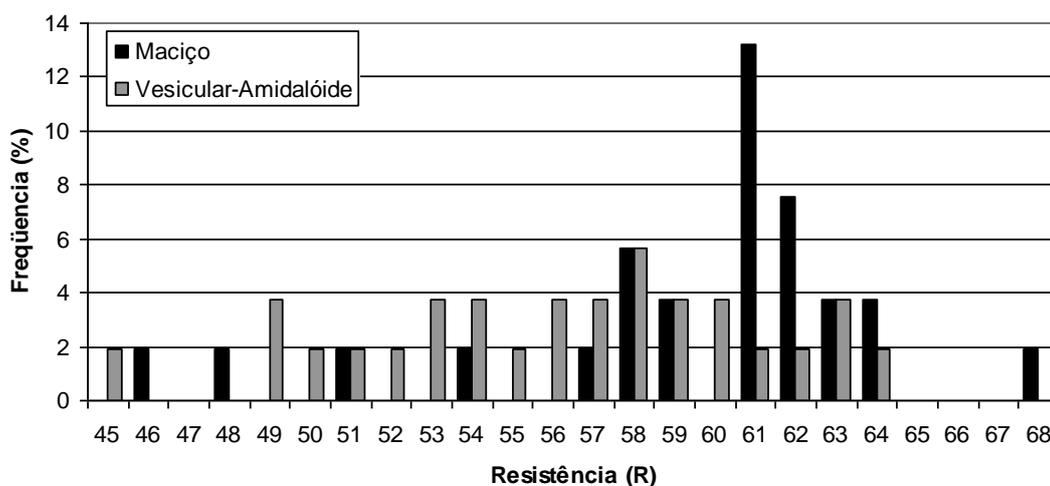
## 7.2. RESISTÊNCIA E DIFERENÇAS LITOLÓGICAS

A distribuição bimodal das resistências (Figura 7.1) teria um significado físico relacionado às diferenças litológicas? A resistência à compressão varia em função do grau de homogeneidade da massa rochosa em termos de mineralogia, textura e estruturas. Nos basaltos, a associação desses aspectos pode ser significativamente diferente quando considerados os níveis vesiculares-amidalóides e os níveis maciços. Como possuem descontinuidades físicas na massa rochosa os níveis vesiculares-amidalóides devem possuir resistência menor que os níveis maciços, que são mais compactos. Para verificar esse conceito os dados de resistência das rochas do Rio das Pedras foram organizados em dois grupos (Tabela 7.2). Foram incluídos na análise os valores menores que 50 R, correspondentes a rochas mais intemperizadas. Essa inclusão pode trazer uma idéia mais completa sobre o comportamento relacional entre estrutura litológica e resistência.

As resistências são variadas em ambos os níveis dos basaltos. A dispersão é igual, pelo que se denota da variância e desvio padrão. A média de resistência dos basaltos maciços é maior que a média dos basaltos vesiculares-amidalóides, num nível de significância aceitável ( $p = 0,05$ ). A Figura 7.2 mostra a distribuição de freqüência agrupada das resistências. Nessa distribuição os valores modais são um pouco diferentes dos obtidos pela distribuição não-agrupada (Tabela 7.2), mas seu significado é mais realístico, considerando as imprecisões das medidas com o esclerômetro.

**Tabela 7.2.** Características da distribuição não-agrupada de resistência (R) conforme o tipo de basalto.

<b>Estatísticas</b>	<b>Vesicular amidalóide</b>	<b>Maciço</b>
n	29	25
Mín.	45,6	46,1
Máx.	63,9	68,4
Média	57,0	59,7
Variância	23,5	25,0
Desv. Padrão	4,9	5,0
Assimetria	-0,325	-1,333
Curtose	-0,328	2,027
Teste t	0,054	



**Figura 7.2.** Distribuição de freqüências da resistência da rocha intacta ( $n = 53$ ) conforme o subtipo de basalto da área de estudo. Como a amostragem foi efetuada por trechos do perfil, para evitar tendenciosidade foram excluídos os valores repetidos em um mesmo trecho.

Os basaltos vesiculares-amidalóides possuem uma distribuição de resistência tal que a maior freqüência está na classe 58 R, enquanto os basaltos maciços têm sua moda em 61 R. Se não forem considerados os valores abaixo de 50 R, a média dos vesiculares-amidalóides fica em 58,1 R e a dos maciços, em 60,8 R. Neste caso, a significância da diferença é maior ( $p = 0,012$ ). Isso explica a bimodalidade da distribuição apresentada na Figura 7.1. Com efeito, naquela distribuição, se verificada a litologia para as classes 57 e 58 R, 64% das ocorrências correspondem a basaltos vesiculares-amidalóides. Por sua vez, o exame das classes 61, 62 e 63 R revela que 71% são basaltos maciços.

Na Figura 7.2 fica evidenciado que a freqüência de basalto maciço também aumenta na classe 58 R, juntamente com os basaltos vesiculares-amidalóides. São três as ocorrências responsáveis por esse aumento, estando elas registradas em estações de medida nos trechos 49, 58 e 62. No trecho 49 a ocorrência corresponde a uma zona maciça com menos de 1 m de espessura aparente. No trecho 58 e no trecho 62 há correspondência com níveis de disjunção horizontal. Estações de medida nos trechos 12, 19 e 32 apresentam marcante presença de disjunção horizontal. A resistência medida nos referidos trechos varia de 57 a 59 R. Outras estações nos trechos 34 e 52 também apresentam fraturamento horizontal, mas as resistências são, respectivamente, 62 e 61 R.

As disjunções horizontais poderiam explicar a redução da resistência nos basaltos maciços, produzindo o aumento de frequência em 58 R, ao produzirem eventuais inconsistências no impacto do esclerômetro. Porém, nos locais em que foram feitas as medidas a espessura dos blocos de basalto entre planos horizontais era sempre superior a 10 cm, o que é considerado suficiente para que o registro do esclerômetro seja confiável. Além disso, os blocos estavam justapostos e firmes. Portanto, há maior possibilidade de que diferenças texturais sejam responsáveis pelo abaixamento da resistência dos basaltos maciços.

No Capítulo 6 constatou-se que os basaltos vesiculares-amidalóides comportam-se diferencialmente dependendo da zona morfológica em que se encontram, sendo mais homogêneos na resposta à erosão em zonas de ruptura e mais heterogêneos em zonas de topo. Essa heterogeneidade na resposta em zonas de topo poderia ser, em parte, a conotação da resistência? A curtose da distribuição de R para basaltos vesiculares-amidalóides (Tabela 7.2) revela uma heterogeneidade persistente dos valores. Na Figura 7.2 registram-se aumentos e diminuições sistemáticos da frequência. Embora o número de dados seja pequeno, essas características traduzem a heterogeneidade física dos basaltos vesiculares-amidalóides, e que possivelmente afeta a variabilidade da eficiência dos processos abrasivos.

### **7.3. RESISTÊNCIA E DECLIVES**

A diminuição da resistência à erosão acompanha a diminuição de R, e menor resistência à erosão tende a gerar declividades menores (cf. Hack, 1973; Seeber & Gornitz, 1982; Wohl & Achyuthan, 2002). Essa tendência deve-se ao ajuste da potência do escoamento e da geometria do canal: sendo a vazão constante, quanto menor é a resistência da rocha maior é a capacidade de erosão lateral em relação à incisão vertical, aumentando a largura e diminuindo a potência do escoamento específica, ou a tensão de cisalhamento (Montgomery & Gran, 2001). Esta indicação estaria de acordo com o conceito geral de que os níveis vesiculares-amidalóides são mais suscetíveis à erosão e que formam trechos com declividades menores que em níveis de basalto maciço. A resistência R dos basaltos vesiculares-amidalóides é, em termos dos valores modais, menor que dos basaltos maciços, o que poderia ser

indicativo de sua maior suscetibilidade à erosão. Entretanto, a distribuição de R dos basaltos vesiculares-amidalóides é ampla, sugerindo que a erodibilidade é variável, ou em outras palavras, que as declividades são variáveis. O mesmo ocorre com os basaltos maciços.

Frente a essas sugestões as próximas análises são direcionadas por duas questões fundamentais: (1) Em determinado subtipo litológico, a variabilidade de R poderia ser responsável pela variação de declividade? (2) Essa variação combinada de R e declividade em determinado subtipo litológico pode ser suficiente para distinguir entre zona de topo e de ruptura? A segunda questão é tratada antes da primeira, por ser mais geral, estando relacionada ao aspecto mais expressivo do perfil longitudinal do rio, ou seja, seu escalonamento.

### 7.3.1. Resistência e zonas morfológicas

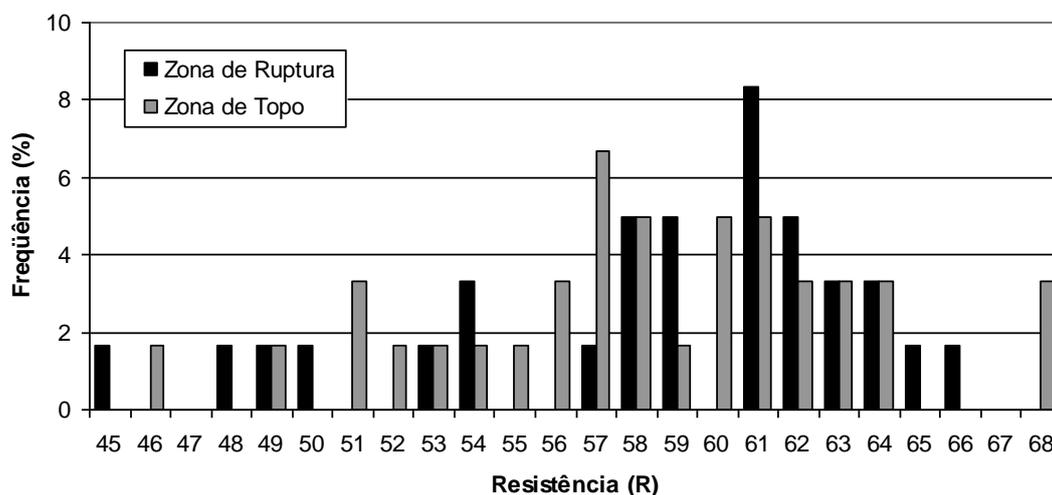
Foram consideradas todas as resistências medidas em 64 estações, sem fazer a média por trecho, nem a distinção entre os subtipos litológicos. Os valores foram agrupados distinguindo-se apenas entre resistências medidas em zonas de ruptura e em zonas de topo. Pela Tabela 7.3 nota-se que não há diferença significativa entre a resistência média em zonas de ruptura e a resistência média em zonas de topo. Esse resultado não surpreende, porque níveis vesiculares-amidalóides e níveis maciços, que possuem R diferentes, aparecem como formadores tanto de zonas de ruptura como de zonas de topo (cf. Cap. 6).

**Tabela 7.3.** Características da distribuição não-agrupada da resistência (R) conforme os tipos básicos de morfologia do perfil longitudinal do Rio das Pedras.

R*	Unidade Morfológica	
	Zona de Ruptura	Zona de Topo
n	29	35
Mín.	45,6	46,1
Máx.	66,9	68,4
Média	59,1	58,6
Variância	29,2	24,3
Teste F	0,535	
Teste t	0,691	

\* Resistência à compressão, medida em unidades de escala R, com esclerômetro.

A análise de distribuição de freqüências agrupadas é mais reveladora (Figura 7.3). Zonas de ruptura apresentam uma ampla variação na resistência, mas o valor modal está em 61 R. Por sua vez, zonas de topo também apresentam variação ampla, entretanto o valor modal aparece em 57 R, ocorrendo aumento significativo da freqüência em 60-61 R. Nota-se que o formato da distribuição, bem como as classes modais, são similares à distribuição conforme os subtipos de basalto (Figura 7.2). À primeira vista, em termos de valores modais, a similaridade indica que zonas de topo são preferencialmente esculpidas em basalto vesicular-amidalóide (57-58 R) e zonas de ruptura em basalto maciço (61 R). A freqüência dos tipos litológicos nas referidas classes de resistência confirma essa indicação (Tabela 7.4).



**Figura 7.3.** Distribuição de freqüências da resistência da rocha intacta (n = 60) conforme as unidades morfológicas do perfil longitudinal do Rio das Pedras. Para evitar o efeito de eventual tendenciosidade na amostragem em campo, foram excluídos dados repetidos pertencentes à mesma classe que apareciam em um mesmo trecho do rio.

Basaltos com resistência 58 R, se forem maciços, aparentemente tendem a constituir zonas de ruptura, enquanto que se forem vesiculares-amidalóides tendem a constituir zonas de topo. Quando a resistência desses níveis vesiculares-amidalóides é maior que 61 R (resistência característica de basalto maciço), continua a tendência em constituir zonas de topo. Embora a pequena quantidade de dados coloque certa dúvida sobre essas relações, isso sugere que o controle sobre a morfologia do perfil é mais pelo subtipo litológico que pela resistência. Para que essa sugestão obtivesse mais suporte a situação contrária deveria ser verdadeira.

Em outras palavras, basaltos com resistência maior que 61 R, quando maciços deveriam tender à formação de zonas de ruptura e quando vesiculares, à formação de zonas de topo. E de fato, excluindo os três casos de zona de topo em nível maciço com disjunção horizontal, a tendência esperada é satisfeita.

O que define os subtipos litológicos de basalto seria uma combinação entre graus de vesiculação e de fraturamento. Essa combinação definiria a distinção entre zonas de topo e de ruptura. Não se pode dizer que a resistência não interage com as outras variáveis litológicas para determinar a suscetibilidade erosiva e o resultado em termos de declividade. Porém, essa interação ocorre de modo subordinado, não determinando o tipo de zona morfológica, mas interferindo na variabilidade de declives intrazona (cf. Seção 7.3.2.).

**Tabela 7.4.** Freqüência absoluta das resistências e dos subtipos litológicos distribuídas conforme a classe de resistência e o tipo de unidade morfológica do perfil longitudinal do Rio das Pedras.

Classe (R)	Zona de Ruptura			Zona de Topo		
	Freq. R	Basalto		Freq. R	Basalto	
		VA	M		VA	M
45	1	1				
46				1		1
47						
48	1		1			
49	1	1		1	1	
50	1	1				
51				2	1	1
52				1	1	
53	1	1		1	1	
54	2	1	1	1	1	
55				1	1	
56				2	2	0
57	1	1		4	1	1
58	3	1	2	3	2	1
59	3	2	1	1		1
60				3	2	
61	5	1	4	3		3
62	3	1	2	2		2
63	2		2	2	2	
64	2		1	2	1	1
65*	1					
66*	1					
67						
68*				2		1

R: resistência ao esclerômetro; VA: vesicular-amidalóide; M: maciço  
Quando a soma VA+M não equivale ao valor da coluna "Freq. R" é porque em campo foram verificadas estações extras para a resistência sem a verificação do subtipo litológico.

\* Inclui resistência medida em corpos intrusivos.

A boa correspondência entre os picos de freqüência de resistência por zona morfológica e por subtipo litológico (Figuras 7.2 e 7.3; Tabela 7.4) permite vislumbrar combinações que podem ser consideradas *normais*. Seria *normal* a ocorrência de *zonas de ruptura* em basalto *maciço* e resistência de 61-62 R, e *zonas de topo* em basalto *vesicular-amidalóide* com resistência de 57-58 R. Essas correlações colocam os subtipos litológicos como bons indicadores da morfologia esperada, tal como prescreve o modelo de Leinz (1949).

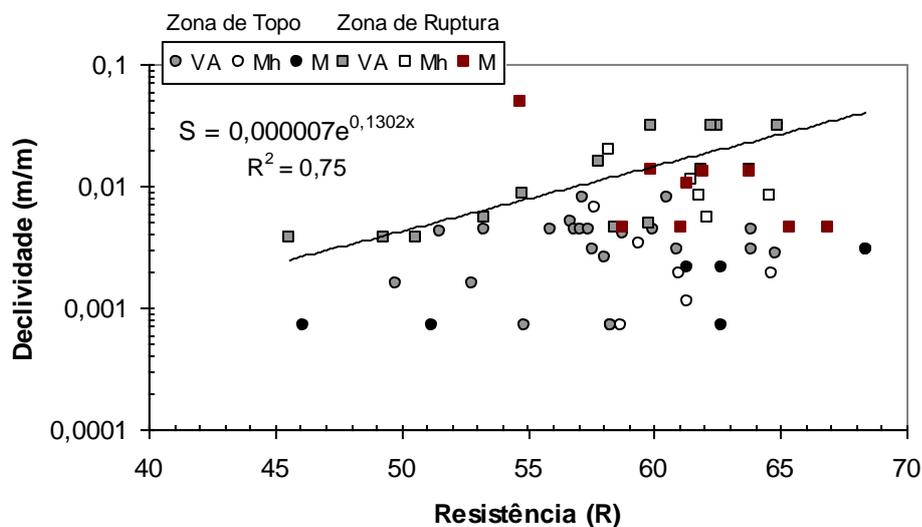
Entretanto, existem exceções. Por exemplo, na classe 57 R as zonas de topo são mais freqüentes e, embora os tipos vesiculares-amidalóides devam predominar nessa morfologia, há contribuição de basalto maciço. Do mesmo modo, na classe 61 R aparecem mais zonas de ruptura em basalto maciço, mas o basalto vesicular-amidalóide também ocorre nessa morfologia. Assim acontece com outras classes de resistência. Nesse sentido, seriam combinações *excepcionais*, independente da resistência, as *zonas de ruptura* formadas em basalto *vesicular-amidalóide* e *zonas de topo* formadas em basalto *maciço*.

A presença de basalto vesicular-amidalóide em zonas de ruptura não parece estar vinculada às suas propriedades físicas, mas a interferências tectônicas (cf. Cap. 9). No Capítulo 6 salientou-se que a freqüência de basalto maciço em zonas de topo significava, em parte, níveis com disjunção horizontal. Desse modo a associação entre zonas de topo e basalto maciço não seria uma exceção, a menos que houvesse a formação de zonas de topo em níveis maciços *sem* disjunção horizontal. Parecem enquadrar-se nessa categoria excepcional partes dos trechos 40, 45 e 62 que serão examinados com mais detalhes na próxima seção.

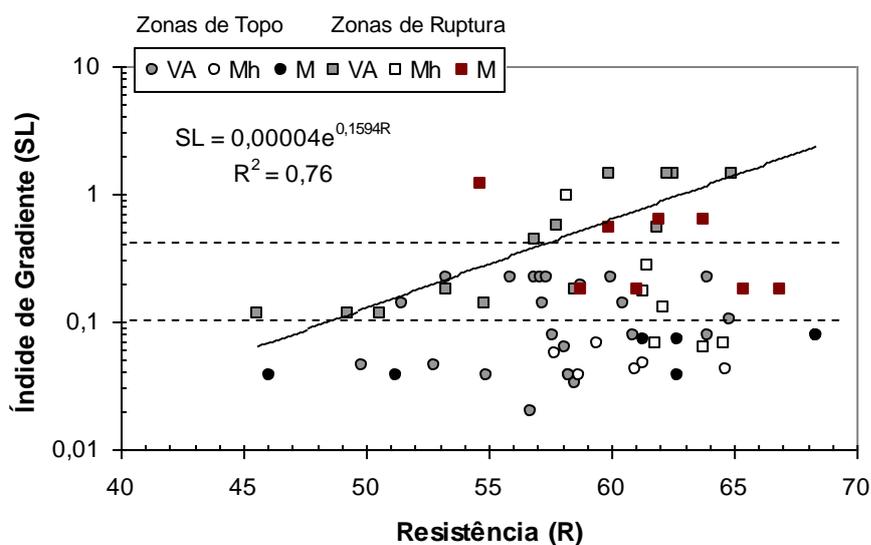
### **7.3.2. Resistência e variação de declividades**

A resistência não explica, de modo geral, a variação de declividades no Rio das Pedras ( $R^2 = 0,05$ ; Figura 7.4A). Apenas as zonas de ruptura em basalto vesicular-amidalóide demonstram uma forte tendência de relação positiva entre declividade e resistência ( $R^2 = 0,75$ ). Não havendo uma tendência geral de relacionamento entre as variáveis o resultado que se nota na Figura 7.4A é apenas uma distribuição estratificada: há um grupo superior formado por zonas de ruptura, um grupo inferior formado por zonas de topo e um grupo intermediário constituído por uma mescla de zonas de topo e de ruptura.

A



B



**Figura 7.4.** Relação entre resistência da rocha intacta e declividade (A) e entre resistência da rocha intacta e índice de gradiente (B). Foram consideradas 62 medidas de resistência em 30 trechos; portanto, alguns trechos estão representados por mais de um ponto de dado (cf. Anexo C). VA = basalto vesicular-amidalóide; Mh = basalto maciço com disjunção horizontal; M = basalto maciço. Tanto em **A** como em **B** a linha de regressão (traço contínuo e oblíquo) está ajustada às zonas de ruptura em basalto vesicular-amidalóide; a equação de ajuste e o  $R^2$  referem-se a esses dados somente. A regressão geral dos dados fornece, respectivamente em A e em B, valores de  $R^2$  iguais a 0,05 e 0,03. As linhas tracejadas horizontais foram plotadas apenas para evidenciar a separação entre os grupos superior (predomínio de zonas de ruptura), intermediário (mescla de zonas de ruptura e de topo) e inferior (predomínio de zonas de topo).

Na tentativa de retirar o efeito da vazão sobre as declividades e verificar se o efeito da resistência apareceria de modo mais definido, na Figura 7.4B é utilizado o índice de gradiente (SL), que normaliza a declividade em função da distância da nascente. Como na regressão anterior, o resultado não é significativo ( $R^2 = 0,03$ ), indicando que a resistência tem, de fato, pouca influência sobre as declividades. Os grupos obtidos na análise da declividade não-normalizada são mais bem definidos ao se utilizar o índice de gradiente. O grupo superior, cujo SL mínimo é 0,3, é formado exclusivamente por zonas de ruptura. O grupo intermediário ( $0,1 < SL < 0,3$ ) é formado por uma mescla de zonas de ruptura e zonas de topo. Por fim, o grupo inferior é constituído predominantemente por zonas de topo; as zonas de ruptura que figuram nesse conjunto são apenas duas (trechos 13 e 18).

Quando considerado o modelo de Leinz (1949) são verificadas algumas exceções, as quais já foram constatadas nas análises anteriores: presença de basalto vesicular-amidalóide formando zonas de ruptura e basalto maciço formando zonas de topo (Tabela 7.5). A primeira exceção pode ser explicada pelas interferências tectônicas (cf. Cap. 9) e a segunda exceção pode ser explicada, em parte, pela ocorrência de níveis com disjunção horizontal (trechos 19, 32, 33 e 52; cf. Cap. 6). Entretanto, não foram constatadas disjunções horizontais em ocorrências de basalto maciço nos trechos 40, 45 e 62. A resistência R não é um critério diagnóstico para diferenciar entre níveis com e sem disjunção horizontal, porque o intervalo de variação dos níveis com disjunção é amplo (56 a 65 R). No trecho 45 a resistência está dentro do intervalo observado para os demais trechos com disjunção horizontal. O trecho 40 possui resistência muito elevada (68 R) e no trecho 62 as resistências encontradas são variáveis.

As zonas de topo com  $SL > 0,1$  são todas esculpidas em níveis vesiculares-amidalóides e a resistência é bastante variada, equiparando-se às resistências encontradas nas zonas de topo de baixa declividade ( $SL < 0,1$ ). Há similaridade entre esses dois grupos não somente na resistência, mas também na tipologia litológica, sugerindo que a distinção entre elas em termos de declividade é devido a algum outro fator (cf. Cap. 8).

**Tabela 7.5.** Trechos do Rio das Pedras onde a declividade é excepcional quando comparada aos padrões esperados pelo subtipo litológico e pela morfologia do perfil longitudinal.

<b>Exceção Litológica</b>	
<b>Basalto vesicular-amidalóide em Zona de Ruptura</b>	<b>Basalto maciço em Zona de Topo</b>
25 (55)	19 (57)
42 (46-51)	32 (59)
43 (53)	33 (61-65)
46 (58)	40 (68)
49 (58)	45 (61-63)
50 (62)	52 (61)
53 (60-62)	62 (46-63)
59 (59)	

Identificação baseada na plotagem SLxR (Figura 7.4B).  
A resistência litológica R, ou seu intervalo de variação, está registrado entre parênteses.

As zonas de ruptura em basalto maciço aparecem nos grupos superior e médio na Figura 7.4B e não há relação entre a resistência e os índices de gradiente. As zonas de ruptura em basalto vesicular-amidalóide também aparecem nesses dois grupos, mas possuem uma tendência bem definida de aumento do índice de gradiente com o aumento da resistência. O coeficiente de determinação elevado ( $R^2 \approx 0,75$ ), considerando a declividade normalizada ou não, indicaria um peso significativo da resistência na configuração das declividades dessas zonas. Em termos da divisão em grupos da Figura 7.4B, as zonas de ruptura em níveis vesiculares-amidalóides possuem, no grupo intermediário, resistência concentrada em valores menores que 59 R, enquanto no grupo superior a resistência é sempre maior. Essa relação entre declividade e resistência, no entanto, não parece ser totalmente causal. É mais provável que a resistência à erosão, que determina as declividades dessas zonas de ruptura, seja devida à combinação entre resistência da rocha intacta e fraturamento (cf. Cap. 8).

Na Figura 7.4B as zonas de ruptura formadas por basalto com disjunção horizontal aparecem nos grupos superior, médio e inferior. Nota-se também que é possível ajustar uma reta a essas ocorrências, o que denotaria uma diminuição do índice de gradiente com o aumento da resistência. Isso entraria em contradição com o que é esperado de modo geral na relação entre declives e resistência, ou seja, que os declives aumentam com a resistência (e.g. Hack, 1973; Seeber & Gornitz, 1982;

Bishop et al., 1985; McKeown et al., 1988; Wohl & Achyuthan, 2002; Duvall et al., 2004). A origem das zonas de ruptura em basalto com disjunção horizontal está vinculada à presença de interferências tectônicas (cf. Cap. 9). O comportamento dessas zonas de ruptura na Figura 7.4B parece obedecer ao grau de controle tectônico, com a zona de maior índice de gradiente (trecho 58), situada no grupo superior, tendo um controle mais acentuado. Contudo, a disposição oblíqua da possível reta de ajuste dos trechos não parece ser fortuita, mas traduz o espaçamento das disjunções horizontais, que diminui com o aumento da resistência. Quando verificada em campo, a morfologia das zonas de ruptura em basalto com disjunção horizontal é idêntica: independentemente da escala formam-se seqüências degrau-depressão.

#### **7.4. RESISTÊNCIA DA ROCHA INTACTA (R) E RESISTÊNCIA À EROSÃO**

A resistência à erosão fluvial nos basaltos depende muito das características do fraturamento singenético (atectônico) e epigenético (tectônico). A resistência de rocha intacta teria mais importância para a resistência à erosão nos casos de rochas menos fraturadas (Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000a). No Rio das Pedras, diferenças em R podem ter importância na efetividade abrasiva – esculturação de marmitas e formas similares – e na geração de micro-fraturas pelo impacto de clastos em trânsito durante as cheias, com implicação direta sobre a suscetibilidade à macro-abrasão.

As zonas de ruptura situadas no grupo intermediário de índices de gradiente da Figura 7.4B (principalmente os trechos 42 e 49), cuja resistência é inferior a 59 R, apresentam maior desenvolvimento de formas esculpidas. Desenvolvimento similar não foi encontrado nas zonas de ruptura com índices de gradiente mais alto. Contudo, no referido grupo intermediário de declives existem outras zonas de ruptura onde as formas esculpidas por abrasão são reduzidas (trechos 25 e 43). A interação entre resistência e estilo de fraturamento pode ser a causa dessas diferenças intragrupo (cf. Cap. 8).

Os níveis vesiculares-amidalóides, cuja R modal é menor que nos níveis maciços, seriam mais suscetíveis ao microfraturamento. Porém, a resistência R de basaltos vesiculares-amidalóides é variável e, conjuntamente, a sua suscetibilidade

ao microfraturamento. Essa resistência diferenciada condiciona modos de erosão distintos. No tocante às zonas de ruptura, que mostram uma relação definida de suas declividades com R (Figura 7.4), a distinção dos modos de erosão pode ser um aspecto importante, se não para a definição das declividades, ao menos para a morfologia do leito. As zonas em basalto menos resistente ( $< 59 R$ ) devem ser mais suscetíveis à macroabrasão e ao impacto dos clastos transportados, que induz a formação de microfraturas e favorece o arranque de blocos pequenos. As zonas de maior resistência são mais dependentes do fraturamento original da rocha, que é mais sistemático e de maior continuidade vertical.

A maior suscetibilidade ao intemperismo químico também propicia o microfraturamento. Ao diminuir R a intemperização torna mais eficiente o impacto de clastos, no sentido de fraturar a rocha. Além disso, o progresso do intemperismo pode produzir uma rede de microfissuras (mm). Desse modo, menor R e maior taxa de intemperização resultam em maior microfraturamento. Isso significa maior possibilidade de erosão por macroabrasão e por arranque. A consequência seria a formação de trechos fluviais com baixa declividade.

Seria pertinente, para o caso do Rio das Pedras, saber se as taxas de intemperização são diferentes para os dois subtipos de basalto. Não existem, até o momento, informações precisas de base geoquímica sobre essa relação. Indiretamente, entretanto, alguns aspectos sugerem que os basaltos vesiculares-amidalóides são mais suscetíveis ao intemperismo. Primeiramente, note-se o formato da distribuição de R para ambos os subtipos de basalto e em segundo lugar, algumas evidências de campo.

A distribuição de R dos basaltos maciços é mais negativamente assimétrica (Tabela 7.2 e Figura 7.2) e como sua classe modal principal é maior que a classe modal dos vesiculares-amidalóides, há maior tendência em apresentar valores mais altos de R. Essas características da distribuição indicam que os níveis vesiculares-amidalóides estariam, de modo geral, mais sujeitos ao microfraturamento, pelo fato de que as resistências tendem não apenas na média, mas no conjunto, a serem menores. Mesmo que as taxas de intemperismo fossem equivalentes em ambos os subtipos de basalto, a menor resistência dos vesiculares-amidalóides favoreceria sua maior erodibilidade.

A maior taxa de intemperização dos basaltos vesiculares-amidalóides é também sugerida pela ocorrência mais freqüente, nesse tipo litológico, de crostas

espessas de alteração. A espessura dessas crostas pode atingir até 10 cm (Figura 7.5A). Diferentemente, em basalto maciço, na medida em que a frente de intemperismo químico avança verticalmente a rocha “esfolia” paralelamente à superfície (Figura 7.5B). A espessura das crostas de esfoliação é menor que a espessura das crostas em basalto vesicular-amidalóide.

É possível que no caso de crostas de esfoliação a gênese esteja relacionada a ciclos de hidratação e dessecação. Stock et al. (2005) propuseram que esses ciclos formam feições, denominadas por eles de *folia*, encontradas em leitos fluviais de rochas areníticas e vulcânicas (tufos). As feições encontradas no leito do Rio das Pedras são diferentes morfologicamente das feições reportadas por aqueles autores, porém a posição em que se encontram no leito sugere que o mecanismo de hidratação e dessecação possa estar envolvido. Crostas de esfoliação formam, geralmente, porções elevadas no leito, sendo expostas em situações de baixa vazão.

Como salientado anteriormente (Seção 7.1, Tabela 7.1), as crostas apresentam resistência bem menor que as superfícies adjacentes e não alteradas. A erosão, atuando preferencialmente em determinadas zonas dos canais, as quais são aprofundadas, parcialmente isola certas porções que podem desenvolver as crostas. Na medida em que o intemperismo evolui e a resistência diminui, aumenta a propensão das zonas de crosta à erosão. Fraturas tectônicas e atectônicas determinam superfícies de descontinuidade que favorecem a remoção desses altos do leito, portadores das crostas.



**Figura 7.5.** Crostas de intemperismo formadas em basalto vesicular-amidalóide (A) e basalto maciço (B).

Como o intemperismo age mais eficazmente nos basaltos vesiculares-amidalóides e sua resistência modal é menor, seria de esperar que sua resistência à erosão fosse menor que a dos basaltos maciços. Pelo que se analisou no Capítulo 6 e na seção anterior, em zonas de topo formadas por níveis vesiculares-amidalóides a declividade não difere das zonas em basalto maciço, predominantemente com disjunção horizontal. Isso significa que há uma equivalência na eficiência dos processos erosivos: a eficiência do arranque nos níveis com disjunção horizontal é equivalente à erosão por macro-abrasão e abrasão nos níveis vesiculares-amidalóides. Em zonas de ruptura os níveis vesiculares-amidalóides apresentam maior variação de declives, embora a média seja igual ao dos basaltos maciços (Cap. 6). Essa variação tem relação, em parte, com a incidência fortuita de controle tectônico, mas também tem relação com a heterogeneidade física desses níveis litológicos.

Independente de ser ou não a classe inferior a 50 R expressão de intemperismo incipiente, todo o intervalo de variação da resistência representa rochas sujeitas à erosão. Embora na zona de talvegue a eficiência e frequência erosiva devam ser consideradas maiores<sup>5</sup>, a incisão fluvial de longo prazo inclui as zonas extra-talvegue. Na medida em que o intemperismo avança e a rocha torna-se menos resistente, a resistência à erosão também diminui. Por outro lado, a frequência erosiva é menor nessas zonas. A abrasão e o arranque somente serão ativos se o nível da água atingir essas porções mais elevadas do leito, onde o intemperismo agiu mais eficazmente durante os intervalos de baixa vazão. Os níveis de cheia menos frequentes são, portanto, fundamentais para a erosão dessas zonas marginais.

O papel do intemperismo subaéreo como facilitador da erosão em canais foi postulado por Hancock & Small (2002), ao trabalharem com leitos rochosos em arenito. As observações feitas no Rio das Pedras, em substrato basáltico, parecem confirmar a proposição daqueles autores. Intemperismo subaéreo e um espectro variável de vazões constituem uma combinação necessária para que a erosão de um perfil transversal de canal seja conduzida de modo a manter uma forma

---

<sup>5</sup> A erosão maior no talvegue é justificada pela consideração da dependência erosiva para com a tensão de cisalhamento no leito, ou então para com a potência do escoamento (Howard & Kerby, 1983). A profundidade do canal é uma variável essencial no cálculo de ambas, de tal modo que a maior erosão estaria associada à zona de maior profundidade.

retangular. A erosão mais freqüente no talvegue é contrabalançada pela erosão menos freqüente, porém mais facilitada pelo intemperismo, nas zonas marginais.

Na área do Rio das Pedras a tendência de diminuição das precipitações no inverno favorece as baixas vazões e a conseqüente exposição parcial dos leitos rochosos. As baixas temperaturas do inverno na região coincidem com os menores índices pluviométricos. Essa combinação de fatores submete trechos dos leitos rochosos a ciclos diários de resfriamento-aquecimento e, obedecendo ao ritmo pluviométrico, ciclos de hidratação-dessecação. O efeito desses dois ciclos sobre a intemperização das rochas dos leitos fluviais ainda carece de maiores constatações empíricas e experimentais. Contudo, a conexão plausível das variáveis climáticas indica que esse sistema de fenômenos pode ser um agente eficaz na região. Além disso, deve-se considerar que os basaltos são rochas cuja intemperização química é relativamente fácil (cf. Dessert et al., 2003).

O fluxo de sedimentos é uma variável importante para a condução dos processos erosivos nas zonas de ruptura, porque provê os clastos necessários para impactar o leito e erodi-lo por macro-abrasão. Essa importância deve aumentar nas zonas de baixa resistência ( $< 59 R$ ), porém é necessário considerar a relação com a potência do escoamento. Zonas de ruptura são segmentos do perfil onde a potência do escoamento, e conseqüentemente a capacidade erosiva, é maior. Nas zonas de ruptura de alta declividade ( $SL > 0,3$ ) a potência do escoamento é maior, mas a resistência da rocha intacta também tende a ser maior. Nas zonas de ruptura de declividade média ( $0,3 > SL > 0,1$ ) a potência é menor, assim como a resistência. Assim, o equilíbrio entre potência do escoamento e resistência da rocha intacta ainda precisa ser quantificado, para melhor entendimento do papel desempenhado pelo fluxo de sedimentos.

## **7.5. CONCLUSÕES E QUESTÕES ABERTAS**

A resistência ( $R$ ) dos basaltos do Rio das Pedras é variável entre 45 e 64  $R$ . Resistência maior que 64  $R$  é atribuída a corpos intrusivos, e resistência inferior a 50  $R$ , a unidades intemperizadas. A média de resistência é significativamente diferente entre basaltos vesiculares-amidalóides e basaltos maciços; a moda dos primeiros é 58  $R$  e dos segundos, 61  $R$ . Basaltos maciços com disjunção horizontal apresentam resistência variável. Em zonas de ruptura a resistência dos basaltos

apresenta valor modal de 61 R e em zonas de topo o valor é 57 R. Entretanto, a média é igual nessas duas unidades morfológicas, indicando variabilidade na resistência das rochas que as compõem.

De modo geral a resistência não explica a variação das declividades. Apenas as zonas de ruptura em basalto vesicular-amidalóide possuem boa correlação com essa variável, embora a relação não pareça ser totalmente causal. As zonas de ruptura formadas em basalto maciço com disjunção horizontal mostram certa tendência de diminuição das declividades com o aumento da resistência da rocha intacta. Todavia, isso também não parece ser uma relação direta entre declividade e resistência, e sim estar relacionado às propriedades de fraturamento, notadamente o espaçamento das disjunções horizontais, que varia inversamente com a resistência.

Os basaltos vesiculares-amidalóides são mais facilmente intemperizáveis, comumente apresentando crostas espessas de alteração. Aliada à sua tendência em apresentar baixa resistência, a maior suscetibilidade ao intemperismo proporciona maior efetividade do microfraturamento e, conseqüentemente, da macro-abrasão.

A eficiência erosiva aumenta na zona de talvegue e diminui nas zonas marginais do canal. Porém, o intemperismo químico, agindo mais eficazmente nas zonas marginais, diminui a resistência mecânica das rochas basálticas em até 46%. Desse modo, cria-se equilíbrio na distribuição da erosão no canal, onde a erosão mais freqüente no talvegue é contrabalançada pela erosão menos freqüente nas zonas marginais, porém mais facilitada pelo intemperismo.

Considerando o papel subsidiário da resistência na determinação das declividades, é realçada a importância do fraturamento no desenvolvimento das zonas morfológicas do perfil longitudinal e na variabilidade dos declives das mesmas. E, para o entendimento da efetividade do processo de arranque, dependente do fraturamento, as questões essenciais evocadas nas análises deste capítulo giram em torno da variabilidade do fraturamento em basaltos maciços e basaltos vesiculares-amidalóides. Ao mesmo tempo, algumas questões levantadas no Capítulo 6 ressurgiram aqui, atreladas à identificação das situações excepcionais. A primeira delas é sobre os fatores condicionantes da formação de zonas de ruptura em basalto vesicular-amidalóide. Outra questão é sobre os condicionantes da formação de zonas de topo em prováveis níveis centrais de basaltos maciços, considerando que nem todas as ocorrências puderam ser identificadas como tendo disjunção horizontal.

## **8. CONTROLE ESTRUTURAL: DENSIDADE DE FRATURAS**

Pelo que foi analisado nos capítulos anteriores, as declividades dos trechos do Rio das Pedras estão sob grande influência da configuração estrutural dos derrames basálticos. De modo mais particular, muitas questões levantadas nos Capítulos 6 e 7 remetem a análise para o fraturamento.

O presente capítulo procura quantificar e discutir o efeito dos fraturamentos sobre os declives do Rio das Pedras. Primeiramente analisa-se a variação na densidade de fraturamento vertical, distinguindo-se os subtipos litológicos (vesicular-amidalóide, maciço, maciço com disjunção horizontal). Em seguida examinam-se as características distributivas dos fraturamentos em zonas de topo e em zonas de ruptura, buscando identificar a relação entre essas unidades morfológicas, que representam classes de declives relativos, e a densidade de fraturas. Avançando a análise, busca-se a relação entre as declividades absolutas e a densidade de fraturas, no intuito de verificar a influência dessa propriedade sobre a variabilidade dos declives. Finalmente, são descritos e avaliados os processos erosivos por arranque, dependentes do fraturamento, presentes no leito do Rio das Pedras.

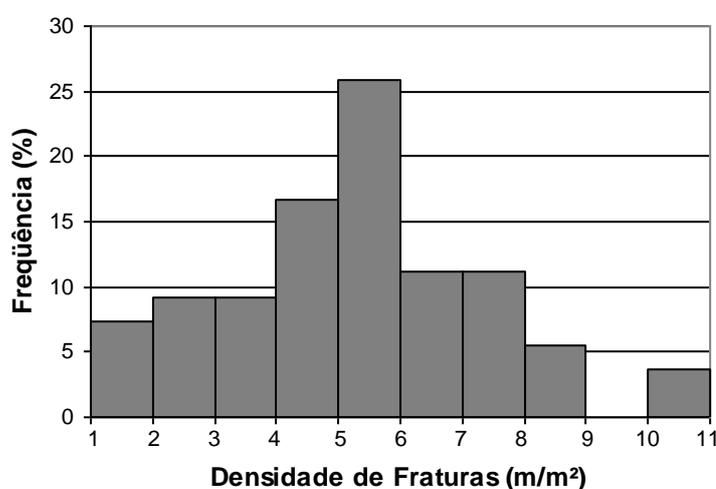
### **8.1. ASPECTOS GERAIS DO FRATURAMENTO E RELAÇÃO LITOLÓGICA**

Ao se analisar a densidade de fraturas nos basaltos, está se analisando uma propriedade inerente aos estilos de disjunção. Nos basaltos, as fraturas de origem tectônica são difíceis de distinguir das disjunções. Durante o resfriamento de derrames basálticos, processos de distensão estão frequentemente relacionados a processos de cisalhamento durante a propagação de planos de fratura (Ryan & Sammis, 1978). Além disso, os planos das disjunções podem ser superfícies preferenciais para o alívio das tensões tectônicas (e.g. Butler et al., 2008). Desse modo, considerando as incertezas, a densidade de fraturamento engloba fraturas de natureza tanto atectônica quanto tectônica.

Fraturas verticais pequenas (traço < 15 cm), não-sistemáticas, aparecem nas crostas de intemperismo do leito do rio. Fraturas maiores, porém com traço irregular,

também aparecem nessas crostas. Tanto essas fraturas pequenas, quanto as grandes irregulares, provavelmente originam-se do impacto da carga sedimentar em trânsito durante os eventos de cheia. Esse tipo de fraturamento foi evitado no cálculo da densidade. Outro tipo de fraturamento não quantificado foi o horizontal. A despeito da importância do fraturamento horizontal para caracterizar as diferenças entre os níveis estruturais das unidades basálticas, nos leitos fluviais essa diferenciação não é passível de ser feita prontamente. Para o cálculo da densidade do fraturamento somente as fraturas verticais e subverticais podem ser analisadas. Portanto, não considerar o fraturamento horizontal pode implicar em perder informação sobre um dos fatores de condicionamento da incisão fluvial e da resposta morfológica. A idéia subjacente é que quanto maior a densidade do fraturamento vertical-horizontal, mais propensão haveria para a erosão do leito (cf. Seção 8.3).

A densidade de fraturas analisada em 54 locais ao longo do Rio das Pedras mostra uma variação entre 1,6 e 10,5 m/m<sup>2</sup>. A maior concentração (26,4%), entretanto, está entre 5 e 6 m/m<sup>2</sup> (Figura 8.1). Em dois locais, situados nos trechos 40 e 49 e caracterizados no Capítulo 7 como corpos intrusivos, a densidade medida foi 5,7 e 1,7 m/m<sup>2</sup> respectivamente. Basaltos vesiculares-amidalóides não apresentam média de densidade de fraturas significativamente diferente de basaltos maciços, o mesmo ocorrendo com relação à variância (Tabela 8.1).



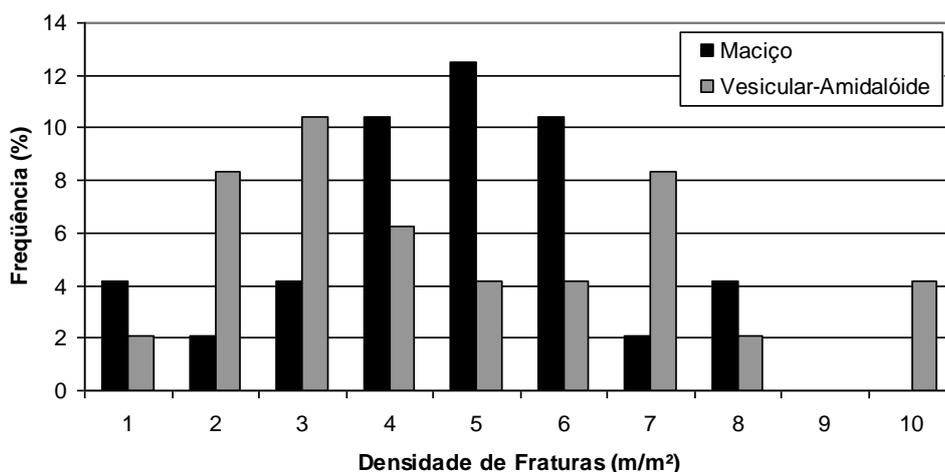
**Figura 8.1.** Distribuição de frequência da densidade de fraturas verticais medidas em 53 estações no leito do Rio das Pedras.

**Tabela 8.1.** Características da densidade de fraturas (DF) conforme o tipo de basalto.

DF	Basalto	
	Vesicular amidalóide	Maciço
n	24	24
Mín.	1,6	1,8
Máx.	10,5	8,3
Média	5,22	5,09
Variância	6,1	3,0
Desv. Padrão	2,47	1,74
Teste F	0,100	
Teste t	0,829	

É notório, porém, que as disjunções verticais dos basaltos variam na densidade dentro de um derrame. A distribuição de freqüência agrupada revela detalhes, ocultos no cálculo das médias, que indicam essa dependência em relação ao nível estrutural (Figura 8.2). O padrão geral de distribuição mostra que os níveis vesiculares-amidalóides tendem a apresentar maior variação que os níveis maciços. Os basaltos maciços tendem a possuir densidade de fratura mais concentrada entre 4 e 6 m/m<sup>2</sup>, com a moda na classe 5 e não mostrando índices superiores a 8,3 m/m<sup>2</sup>. Os basaltos vesiculares-amidalóides mostram maior concentração entre 2 e 4 m/m<sup>2</sup>, mas com a moda na classe 3; a classe 7 também mostra aumento na freqüência. Ocorrências excepcionais de densidade superior a 10 m/m<sup>2</sup> foram registradas apenas em níveis vesiculares-amidalóides.

Existe uma natural variabilidade na densidade de fraturas em um mesmo nível estrutural de derrame, principalmente devido à anisotropia dos processos físicos geradores das disjunções (cf. Schaeffer & Kattenhorn, 2004). Conforme constatado em campo, essa diferença intranível pode chegar a 3,9 m/m<sup>2</sup>. Em princípio, portanto, para cada medição em campo pode-se admitir uma variabilidade em torno de 2 m/m<sup>2</sup> para mais e para menos, se admitido o valor medido como valor central, o que nem sempre é o caso.



**Figura 8.2.** Distribuição de freqüência da densidade de fraturas nos basaltos do leito do Rio das Pedras, conforme a estrutura litológica. A distribuição foi obtida com base em 48 estações de medida.

## 8.2. DENSIDADE DE FRATURAS E UNIDADES MORFOLÓGICAS

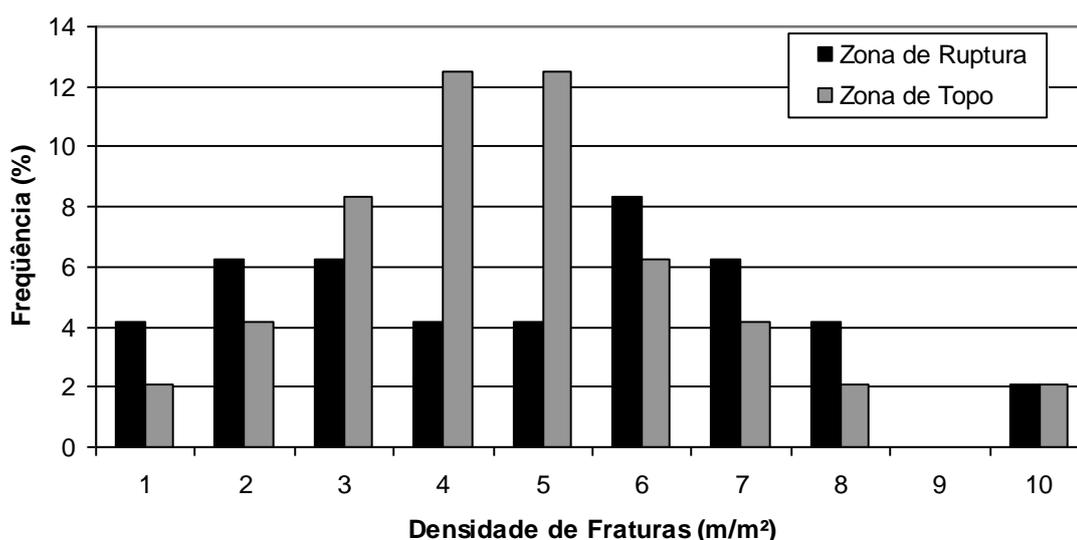
As diferenças na densidade de fraturamento vertical explicariam a diferenciação entre zonas de topo e zonas de ruptura no perfil longitudinal do Rio das Pedras? Tentando responder a essa questão verificou-se a densidade de fraturamento conforme as unidades morfológicas do perfil, ou seja, diferenciando entre zonas de topo e zonas de ruptura.

A análise geral, quanto às médias e variabilidade, mostra igualdade de condições entre zonas de topo e zonas de ruptura (Tabela 8.2). Isto significa que em ambas as categorias morfológicas ocorrem densidades altas e baixas de fraturamento. A distribuição de freqüência fornece mais detalhes quanto às tendências de cada categoria morfológica (Figura 8.3). Quanto às zonas de ruptura a tendência é pouco configurada: a freqüência aumenta nas classes 2-3 e, novamente, na classe 6; aparentemente, essas zonas diminuem sua freqüência a partir da classe 6. Nas zonas de topo a tendência é clara: há predomínio de densidade de fraturas nas classes 4 e 5, com diminuição progressiva da freqüência tanto para classes mais altas quanto mais baixas. Tais comportamentos de zonas de topo e de ruptura podem ser de modo geral compreendidos pelo modelo de Leinz (1949): quanto maior a densidade de fraturas mais facilmente ocorreria o arranque e os trechos em tais condições evoluiriam de modo a diminuir o declive, tendendo à configuração de zonas de topo.

**Tabela 8.2.** Características da distribuição da densidade de fraturas (DF) conforme as unidades morfológicas fundamentais do perfil longitudinal do rio.

Estatística	Unidade Morfológica	
	Zona de Topo	Zona de Ruptura
n	28	24
Mín.	1,6	1,6
Máx.	10	10,5
Média	5,27	4,93
Variância	3,20	5,89
Desv. Padrão	1,79	2,43
Teste F	0,131	
Teste t	0,557	

\* inclui dados de possíveis corpos intrusivos



**Figura 8.3.** Distribuição de frequência agrupada da densidade de fraturas nos basaltos do leito do Rio das Pedras, conforme as unidades morfológicas fundamentais do perfil longitudinal. A distribuição foi obtida com base em 48 estações de medida.

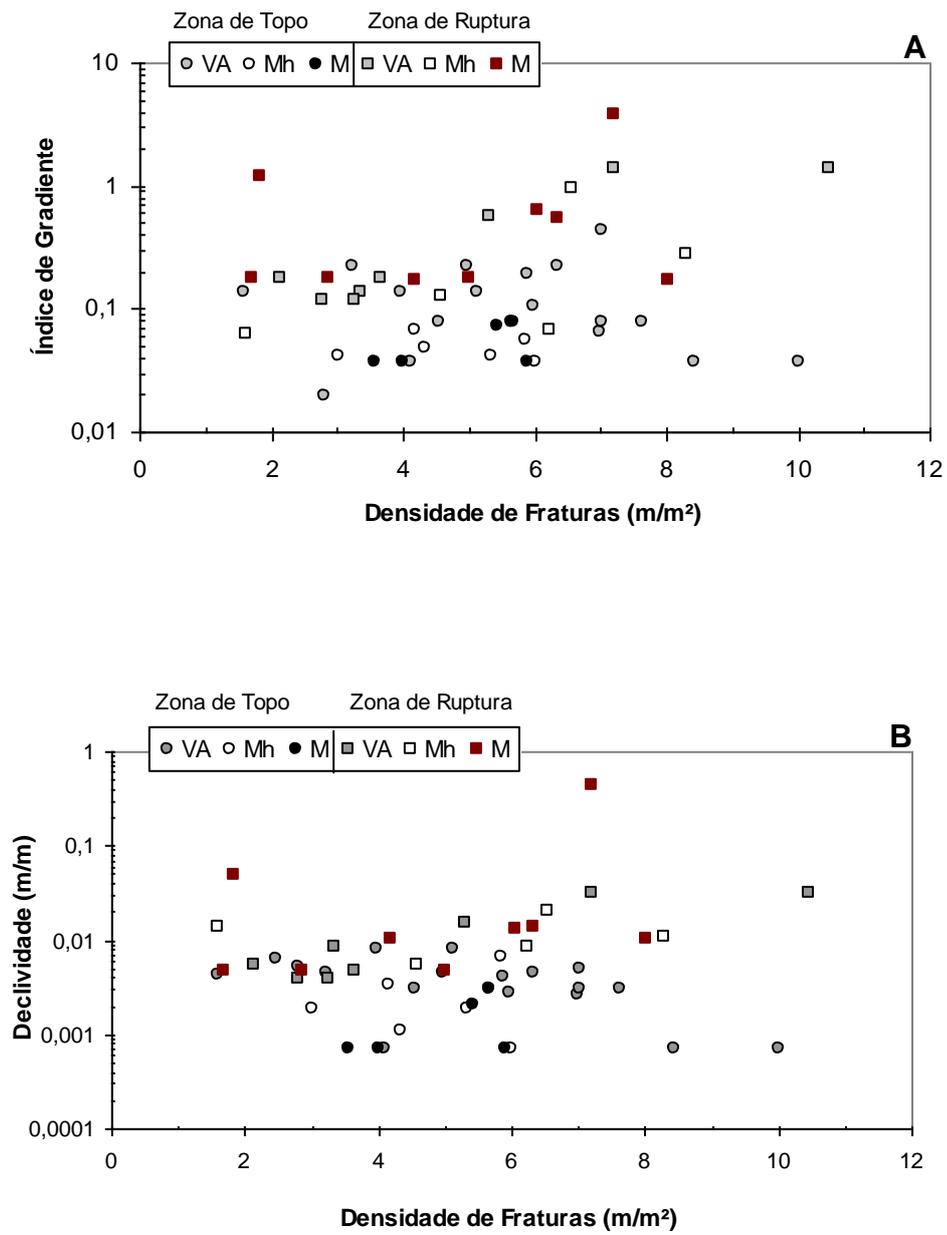
Essas constatações de tendência indicam uma forte relação entre a densidade de fraturas e a morfologia do perfil. Ao mesmo tempo, como as unidades morfológicas ocorrem sob variadas condições de fraturamento, surgem casos que são incongruentes com o modelo de Leinz (1949). Por exemplo, a dispersão dos valores de fraturamento em zonas de ruptura indica que a origem destas morfologias possui um controle não-sistemático, em grande parte independente do grau de fraturamento. Vislumbra-se, a partir disso, a participação do controle tectônico na

*origem* de muitas dessas unidades morfológicas. Contudo, a *evolução* das morfologias, traduzida nas declividades, pode deter relações mais fortes com o fraturamento, como se verá na próxima seção. Por outro lado, a formação de zonas de topo com baixa densidade de fraturas, o que restringiria a eficiência do arranque, sugere a atuação mais efetiva dos processos de abrasão.

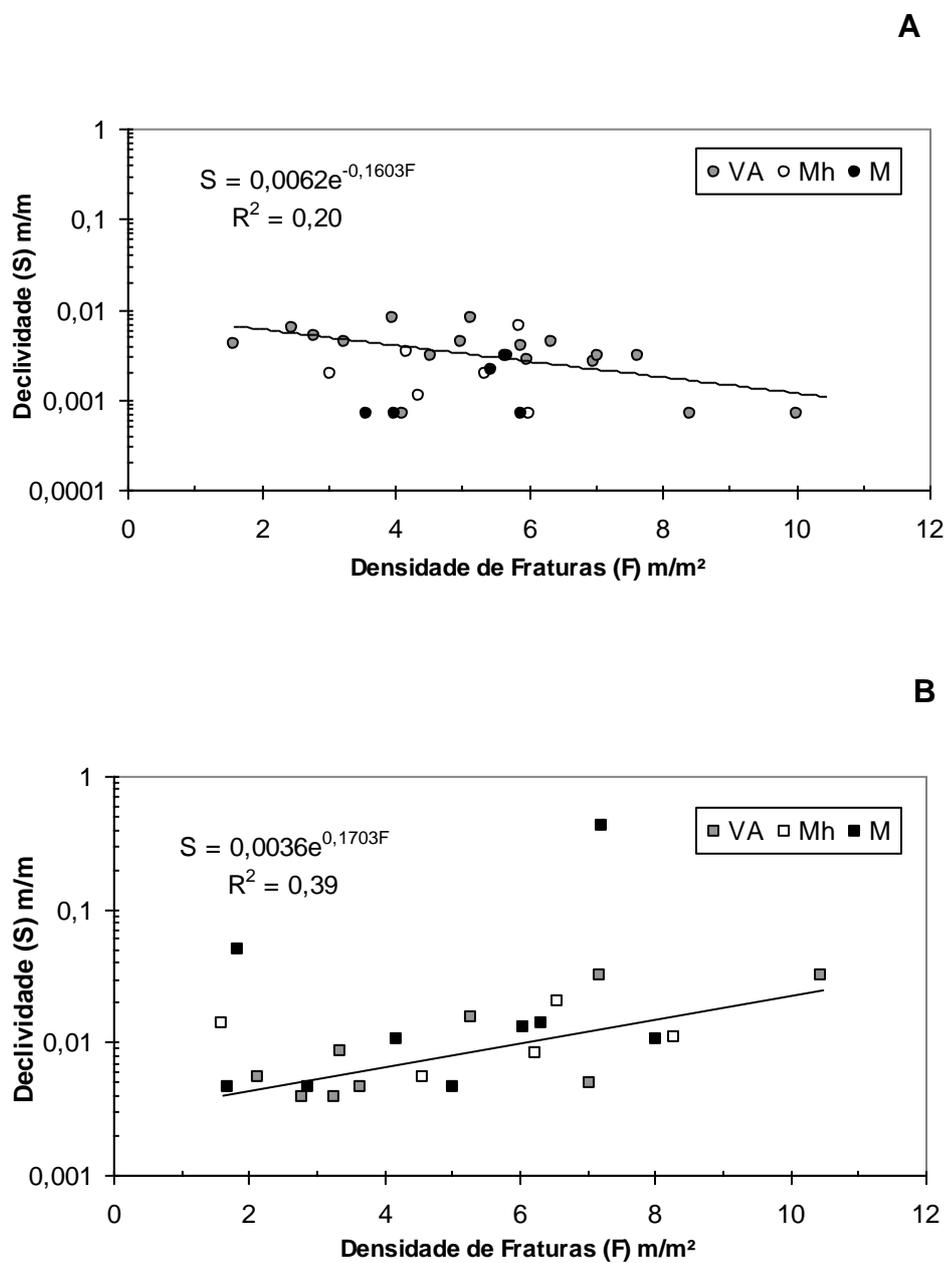
### 8.3. DENSIDADE DE FRATURAS E VARIAÇÃO DAS DECLIVIDADES

Como no caso das resistências, procurou-se evitar o efeito da diminuição das declividades pelo aumento da vazão utilizando-se o índice de gradiente. A relação entre o índice de gradiente dos trechos do canal e a densidade de fraturas, quando analisada no contexto global dos dados, é insignificante ( $R^2 = 0,04$ ; Figura 8.4A). Quando são utilizadas as declividades não-normalizadas o coeficiente de determinação continua insignificante ( $R^2 = 0,004$ ; Figura 8.4B), entretanto é possível distinguir dois comportamentos distintos entre si: em zonas de topo a declividade diminui com o aumento na densidade de fraturas e em zonas de ruptura a declividade aumenta com a densidade de fraturas (Figura 8.5A e B). Embora a correlação seja fraca em ambos os casos, em termos de tendência é nítida a diferença entre os grupos. A melhor correlação da densidade de fraturas com a declividade não-normalizada, e não com o índice de gradiente, indica que a eficiência da erosão por arranque depende da magnitude da vazão.

Dentre as zonas de topo as esculpidas em basalto vesicular-amidalóide apresentam melhor a tendência de diminuição dos declives com o aumento da densidade de fraturas (Figura 8.5A). Em basalto maciço com disjunção horizontal, embora em alguns trechos as declividades tenham comportamento similar ao dos basaltos vesiculares-amidalóides, há outros trechos com declividades menores. Na análise de regressão, se consideradas as ocorrências de basalto com disjunção horizontal juntamente com os vesiculares-amidalóides, o coeficiente de determinação diminui ( $R^2 = 0,13$ ).



**Figura 8.4.** Relação entre índice de gradiente e densidade de fraturas (A) e declividade e densidade de fraturas (B).



**Figura 8.5.** Relação entre declividade e densidade de fraturas em zonas de topo (A) e zonas de ruptura (B). A reta de melhor ajuste, a equação e o coeficiente de determinação em A referem-se aos níveis vesiculares-amidalóides. Em B foram considerados todos os tipos litológicos, mas não foram considerados os dados relativos aos declives associados a duas grandes cachoeiras (trechos 20-21 e 36) formadas em basalto maciço, devido à sua forte conotação tectônica.

São poucas as ocorrências de basalto maciço sem disjunção horizontal em zonas de topo, não permitindo uma identificação de tendência. Pelo menos nos trechos 40 e 45 as ocorrências se ajustam ao comportamento dos basaltos vesiculares-amidalóides. Como analisado no Capítulo 7, a partir da resistência da rocha, o trecho 45 poderia ser considerado como similar aos níveis com disjunção horizontal; o seu ajuste ao comportamento dos níveis vesiculares-amidalóides seria compreensível, considerando que esses dois subtipos de basalto apresentam, em zonas de topo, comportamentos erosivos equivalentes (cf. Cap. 7). O mesmo pode ser dito em relação à ocorrência do trecho 40, que a partir dos dados de fraturamento parece enquadrar-se como nível com disjunção horizontal. A densidade de fraturas das ocorrências de nível maciço nos trechos 40, 45 e 62 varia no intervalo de 3,5 a 5,5 m/m<sup>2</sup>, ou seja, semelhante ao dos níveis com disjunção horizontal, que variam de 3 a 6 m/m<sup>2</sup>. No trecho 62 a declividade atribuída é resultado do comportamento médio de níveis vesiculares-amidalóides, mais abundantes, bem como de níveis maciços com e sem disjunção horizontal. Portanto, o seu comportamento não pode ser avaliado com precisão.

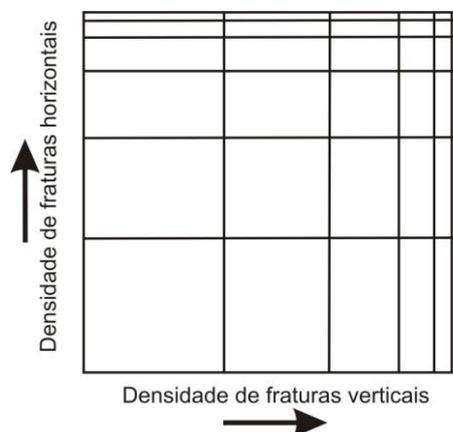
No Capítulo 6 verificou-se que o declive médio das zonas de topo esculpidas em níveis vesiculares-amidalóides era equivalente ao declive médio das zonas de topo esculpidas em basaltos maciços, havendo igualdade também na variabilidade dos declives. Considerando que os níveis maciços formadores de zonas de topo são predominantemente níveis com disjunção horizontal, propensos à erosão por arranque, o comportamento dos níveis vesiculares-amidalóides indicaria densidades de fraturas mais elevadas? Com os dados apresentados na Figura 8.5A e Tabela 8.3 é possível fazer a verificação dessa hipótese.

Em zonas de topo a média de fraturamento não é significativamente diferente entre os subtipos litológicos. A variância, entretanto, é significativamente maior nos níveis vesiculares-amidalóides, que inclusive chegam a apresentar valores de densidade de fraturas muito maiores que nos níveis maciços. A tendência de diminuição das declividades com o aumento do fraturamento vertical/subvertical (Figura 8.5A) corrobora a noção de que o processo de arranque pode ser tão efetivo quanto nos níveis com disjunção horizontal. Quando os níveis maciços possuem disjunção horizontal a declividade provavelmente é determinada, em parte, pela relação entre a densidade de fraturas horizontais e verticais (Figura 8.6). A ausência de disjunção horizontal faz com que as declividades dependam do grau de

fraturamento vertical. A presença de disjunção horizontal e/ou grande densidade de fraturamento vertical não significa formação de zona de topo se perturbações tectônicas estiverem presentes. Exemplos dessa situação estão nos trechos 18, 50, 57 e 58, que formam zonas convexas do perfil longitudinal, e nos trechos 26 e 38, influenciados diretamente por falhas.

**Tabela 8.3.** Características da distribuição da densidade de fraturas em zonas de topo.

Estatística	Zonas de Topo	
	Maciço	Vesicular Amidalóide
n	11	14
Mín.	3,0	1,6
Máx.	6	10
Média	4,85	5,22
Variância	1,10	5,64
Desv. Padrão	1,05	2,37
Teste F	0,011	
Teste t	0,613	



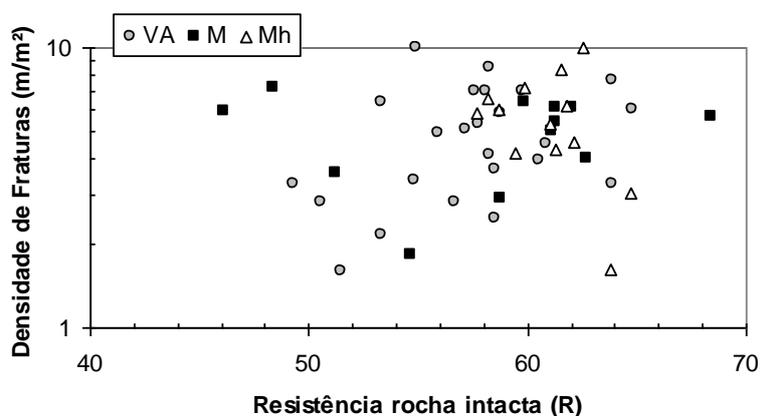
**Figura 8.6.** Representação esquemática da variação combinada de densidade de fraturas horizontais e verticais. A probabilidade de arranque aumenta de baixo para cima e da esquerda para direita.

Em conformidade com o que foi constatado na Figura 8.5B, a tendência dos declives em zonas de ruptura é contrária à tendência das zonas de topo em níveis vesiculares-amidalóides, ou seja, os declives aumentam com a densidade de fraturas. Mesmo para as zonas de ruptura com maior declividade (trechos 20 e 35),

com influência tectônica marcante, essa tendência parece ser válida. A explicação para esses comportamentos diferenciados entre zonas de topo e de ruptura passa pela análise de aspectos hidráulicos, que será feita no Capítulo 10.

É importante notar que a tendência das zonas de ruptura, visualizada na Figura 8.5B, é dada tanto por níveis maciços quanto vesiculares-amidalóides. Porém, enquanto estes apresentam uma relação bem definida com a resistência da rocha intacta ( $R^2 = 0,75$ ; Figura 7.4), aqueles apenas demonstram relação com o fraturamento. Fazendo a análise de regressão da declividade contra a densidade de fraturas apenas para as zonas de basalto vesicular-amidalóide, verifica-se uma correlação elevada ( $R^2 = 0,78$ ). Portanto, a relação dos vesiculares-amidalóides com a resistência da rocha intacta não é maior que a relação com o fraturamento e, provavelmente, não é totalmente causal. Os declives relacionam-se positivamente com a resistência, porém isso é uma expressão indireta do forte controle exercido pela densidade de fraturas, que tende a aumentar juntamente com a resistência da rocha (Figura 8.7).

Nos outros subtipos litológicos essa relação conjunta de aumento de densidade de fraturas e resistência não ocorre. Por outro lado, em zonas de ruptura, devido à maior declividade, a potência do escoamento é maior, implicando em maior capacidade erosiva. Assim, quanto menor a resistência da rocha intacta, mais propensa à fragmentação pelo impacto de clastos ela estaria, resultando em maior eficiência do processo macro-abrasivo.



**Figura 8.7.** Relação entre a densidade de fraturas e a resistência da rocha intacta. A única tendência mais definida é dos basaltos vesiculares-amidalóides, que apresentam aumento da densidade de fraturas com o aumento da resistência ( $R^2 = 0,16$ ). VA = vesicular-amidalóide, M = maciço, Mh = maciço com disjunção horizontal.

As zonas de ruptura em níveis maciços com disjunção horizontal também se ajustam ao controle pela densidade de fraturas verticais. Uma avaliação qualitativa, com base nas observações de campo, revela que o espaçamento das disjunções horizontais é maior quanto maior a densidade de fraturas verticais. Mesmo que a avaliação qualitativa do espaçamento das disjunções horizontais esteja incorreta, em conjunto, as informações revelam que os blocos mais platiformes são mais propensos ao arranque. Talvez isso ocorra pela maior facilidade do soerguimento hidráulico (cf. Subseção 8.4.1), ou pela menor força exigida para deslocamento dos blocos nas frentes erosivas de pequenas rupturas de declive. Outra possibilidade é que o formato platiforme favoreça o microfraturamento pelo impacto de clastos. Mais detalhes sobre a evolução dessas zonas de ruptura serão dados no Capítulo 10.

## 8.4. FRATURAMENTO E PROCESSOS EROSIVOS

### 8.4.1. Arranque

O processo erosivo predominante no leito do Rio das Pedras é o arranque. Auxiliado pelas fraturas do substrato, o arranque opera de dois modos: (1) liberando blocos nas rupturas de declive e nas projeções rochosas remanescentes no leito e (2) escavando o leito mediante o soerguimento e remoção de blocos.

Nas rupturas de declive as fraturas pré-existentes na rocha, as fraturas geradas pelo intemperismo e pelo impacto de clastos em trânsito, são as responsáveis pela liberação de blocos. O tamanho dos blocos depende do espaçamento das fraturas. Quando o espaçamento é relativamente pequeno, a força hidráulica e o impacto dos clastos em trânsito geram fraturas que acabam liberando blocos menores (cf. Whipple et al., 2000a).

O processo de arranque de bloco ou por soerguimento ou por sucção (Coleman et al., 2003) constitui um eficiente mecanismo de incisão do Rio das Pedras. Relacionado principalmente aos trechos desenvolvidos em níveis com disjunção horizontal, o processo atua tanto nas zonas de topo quanto nas zonas de ruptura. O fraturamento vertical e horizontal delimita blocos que são arrancados, formando *depressões poligonais*, cujo tamanho varia conforme o espaçamento vertical das fraturas. É provável que não somente as variações de pressão

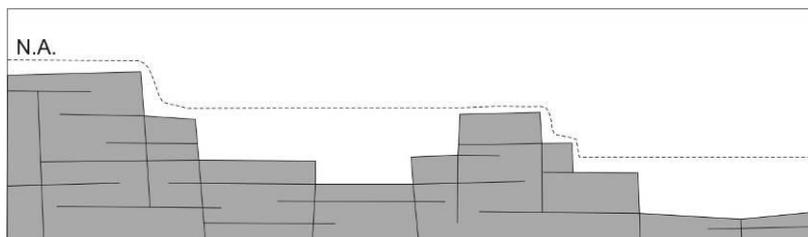
ocasionem o arranque dos blocos, mas o fraturamento pelo impacto de clastos deve proporcionar a diminuição dos blocos rochosos, facilitando seu arranque. A coalescência de depressões poligonais e aprofundamento mediante arranque de vários blocos, conduzem à formação das grandes depressões (*pools*; Figura 8.8).

Soleiras (*riffles*) rochosas podem separar as depressões. Quando o processo ocorre em zonas de ruptura, forma-se uma morfologia degrau-depressão (*step-pool*; Figura 8.9). Com a intensificação do processo de formação das depressões poligonais as soleiras diminuem sua área. O arranque nas faces dos degraus também contribui para essa diminuição. Em estágio avançado do processo a tendência é de eliminação das soleiras e conseqüente aumento da declividade do canal. Nas zonas de topo ocorre o mesmo processo, mas as depressões são mais longas. Em níveis vesiculares-amidalóides, portanto sem disjunção horizontal, ocorre processo similar. Nestes, a conformação de soleiras e depressões é mais irregular que nos níveis maciços.

A ausência de fraturas horizontais/subhorizontais de origem singenética, em certos casos, não impede que blocos semi-platiformes sejam arrancados da superfície de soleiras. Fraturas por alívio de carga auxiliam nesse tipo de arranque e o impacto por clastos em transporte gera fissuras que facilitam a desintegração da rocha (cf. Whipple et al. 2000a). A superfície irregular do fundo, contrastando com o fundo plano de outras depressões, atesta a efetividade do processo. Nesses casos não há uma delimitação integral da depressão por planos de fratura. Sendo assim, tais feições são melhor designadas como *bacias de arranque* (Figura 8.10).



**Figura 8.8.** Vista parcial do trecho 32, onde se formam depressões por arranque de vários blocos poligonais.



**Figura 8.9.** Morfologia degrau-depressão formada em níveis com disjunção horizontal. As depressões aumentam pelo arranque, por sucção e soerguimento, de blocos fraturados. As soleiras, além de diminuírem pelo aumento das depressões, são erodidas pelo arranque de blocos na face das rupturas de declive.



**Figura 8.10.** Bacia de arranque formada em soleira fluvial no trecho 34. Há parcial delimitação por planos de fratura e a superfície é irregular, sugerindo arranque de blocos induzido pelo impacto de clastos em trânsito.

#### 8.4.2. Combinação entre arranque e abrasão

No Capítulo 7 sugeriu-se que as zonas de topo e de ruptura, ambas em basalto vesicular-amidalóide e com índices de gradiente entre 0,1 e 0,3 – denominadas aqui de zonas de declive médio (ZDM) – possuem maior efetividade dos processos abrasivos. O grau de fraturamento de ZDM é similar e relativamente baixo, tanto em zonas de topo (ZTM) quanto em zonas de ruptura (ZRM), conforme se observa na Tabela 8.4. O arranque existe nessas unidades morfológicas, mas possivelmente de modo menos dependente das disjunções e mais do fraturamento secundário, produzido pelo impacto da carga sedimentar transportada em saltação. Em conseqüência, os fragmentos hidrodinamicamente removidos seriam menores.

**Tabela 8.4.** Densidade de fraturas nas zonas de topo e zonas de ruptura desenvolvidas em basalto vesicular-amidalóide.

<b>Estatísticas</b>	<b>ZTM</b>	<b>ZTB</b>	<b>ZRM</b>	<b>ZRA</b>
n	7	7	5	5
Média	4,6	6,8	3,0	7,3
Desvio Padrão	1,6	2,0	0,6	1,9

ZTM - Zonas de topo com declividade média: trechos 27, 44, 56 e 61

ZTB - Zonas de topo com declividade baixa: trechos 37, 40, 41, 48 e 62

ZRA - Zonas de ruptura com declividade alta: trechos 46, 50, 53 e 59

ZRM - Zonas de ruptura com declividade média: trechos 25, 42, 43 e 49

Limites de classe baseados nos índices de gradiente da Figura 8.4A: para ZTM e ZRM

$0,1 < SL < 0,3$ ; para ZTB  $SL < 0,1$  e para ZRA  $SL > 0,3$ .

As zonas de topo com declividades baixas (ZTB; índice de gradiente  $< 0,1$ ) e as zonas de ruptura com declividades altas (ZRA; índice de gradiente  $> 0,3$ ) possuem densidades de fraturamento equivalentes e altas (Tabela 8.4). O arranque pode ser muito mais efetivo nessas unidades a partir das disjunções, ou talvez das fraturas tectônicas, e o esculpimento de formas abrasivas pode ser limitada. Esta limitação, entretanto, pode ser restrita às dimensões das formas abrasivas e não à efetividade erosiva. A combinação entre abrasão e arranque pode responsabilizar-se por uma erosão volumetricamente maior em ZTB e ZRA que em ZDM.

Outro aspecto que pode ter influência na dinâmica erosiva das ZTB é a cobertura aluvial. Como o maior fraturamento facilita o arranque é possível que a produção de clastos nesses trechos seja favorecida (cf. Whipple et al., 2000a). Na medida em que isso ocorre o leito é recoberto e protegido contra a ação erosiva (Sklar & Dietrich, 1998; 2001; 2004). A tendência, observada experimentalmente por Finnegan (2007), é que a ação erosiva migre para as laterais do canal, marginalmente às barras longitudinais de sedimento que se formam. Como visto no Capítulo 7, nas zonas do canal mais próximas às margens a ação erosiva menos freqüente possibilita a formação de crostas intemperizadas que reduzem a resistência da rocha. Desse modo, a transiência espaço-temporal da cobertura sedimentar e da migração dos processos erosivos no canal faria a componente erosiva horizontal ampliar-se em relação à componente vertical nas ZTB.

Os níveis vesiculares-amidalóides são mais propensos aos processos abrasivos devido, provavelmente, às características anisotrópicas da sua massa rochosa, que interage diferencialmente com a capacidade erosiva do fluxo. Os

processos abrasivos, agindo na esculturação de formas erosivas como marmitas, devem facilitar o arranque, condicionado pelo fraturamento, e promover uma incisão mais efetiva. A força da combinação entre abrasão e arranque deve diminuir na medida em que diminui a densidade de fraturas. Sendo menor a densidade de fraturas, os blocos fraturados serão maiores, e o dimensionamento das feições abrasivas deve ser muito maior para conseguir auxiliar o arranque.

Na medida em que aumenta a dimensão dos blocos fraturados a macro-abrasão terá a importante função de fragmentá-los, facilitando o arranque. Porém, a efetividade da macro-abrasão é dependente da resistência da rocha intacta: quanto menor a resistência mais facilmente ela será fragmentada. No Rio das Pedras, em níveis vesiculares-amidalóides, densidades de fratura inferior a 3 m/m<sup>2</sup> coincidem com resistências relativamente baixas, isto é, < 58 R (Figura 8.7). Como salientado no Capítulo 6, superfícies polidas e isentas de feições esculpidas desenvolvem-se em alguns trechos do rio (e.g. trechos 41, 43 e 49). Notadamente, esses trechos possuem baixa densidade de fraturas e baixa resistência.

Em resumo, abrasão e arranque podem atuar em conjunto, principalmente nos níveis vesiculares-amidalóides. Quanto maior é o fraturamento, a componente erosiva horizontal (arranque) tende a predominar sobre a componente vertical (abrasão). Ocorrendo o contrário quanto menor for o fraturamento. Porém, abaixo de um limite ( $\approx 3 \text{ m/m}^2$ ) a componente vertical torna-se ineficiente, porque a resistência da rocha intacta diminui ao ponto de favorecer a macro-abrasão e o arranque, este devido ao micro-fraturamento produzido pelo impacto da carga do leito. Apesar dessa reversão nas componentes erosivas, as ZTM possuem maior declividade. Isso acontece porque mesmo que a resistência da rocha intacta seja menor, a resistência à erosão é maior que nas ZTB. A resistência à erosão nos basaltos é dada pelo grau de fraturamento. Em ZTB a grande densidade de fraturas faz com que a remoção de blocos seja eficiente não apenas nos locais de atuação de maior força erosiva (vórtices e talvegue), mas também lateralmente. No conjunto, a componente erosiva horizontal, sobrepujaria a componente vertical, ou pelo menos haveria um maior equilíbrio. Desse modo, a declividade seria reduzida.

A partir da análise das relações entre arranque e abrasão e pela análise da Tabela 8.4 pode-se inferir que as formas esculpidas por abrasão, como marmitas, são mais desenvolvidas no intervalo aproximado de densidade de fraturas entre 3 e 5 m/m<sup>2</sup>. O teto desse intervalo é definido considerando o limite teórico entre ZTM-

ZTB e entre ZRM-ZRA, conforme a Tabela 8.4. Acima desse intervalo predomina o arranque, limitando a dimensão das feições abrasivas. Abaixo desse intervalo predomina a macro-abrasão.

#### **8.4.3. Cunhas clasto-hidráulicas**

Hancock et al. (1998 p. 45) reportaram um processo em leitos rochosos denominado cunhamento hidráulico (*hydraulic wedging*). O conceito é trabalhado novamente pelos mesmos autores em Whipple et al. (2000), onde aparece a expressão *hydraulic clast wedging*, referindo-se ao mesmo processo. Esse processo consiste no trapeamento de clastos, como areias, seixos e calhaus, nas fraturas do leito, provavelmente por efeito de pequenos e temporários alargamentos dessas fraturas, produzidos por variações da pressão hidráulica no fluxo turbulento. Ao serem aprisionados, os clastos impedem que as fraturas voltem à sua largura original. O alargamento progressivo favoreceria o processo de arranque.

Nas rochas do leito do Rio das Pedras, principalmente em níveis amidalóides, aparecem fraturas preenchidas com calcedônia e, às vezes, com arenito silicificado. Em zonas onde há condições abrasivas e, talvez, de dissolução química, o material que preenche as fraturas pode ser trabalhado *in situ*. O aspecto desse material depois de alterado é semelhante a seixos aprisionados nas fraturas, sendo necessário cuidado para não confundir com as cunhas clasto-hidráulicas.

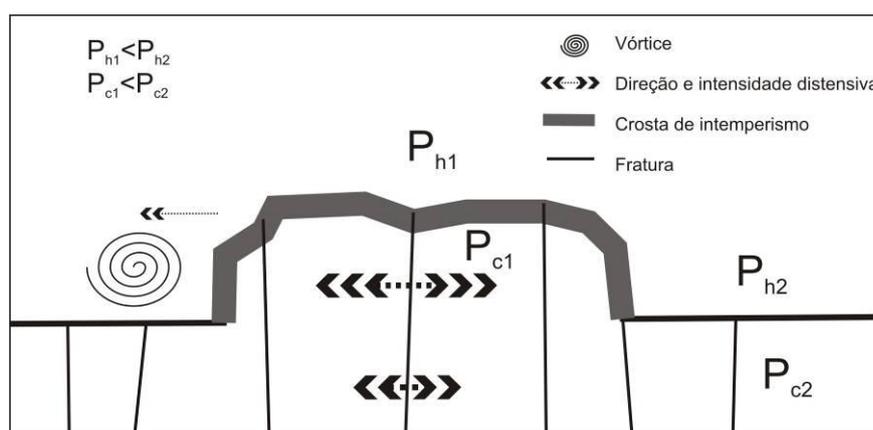
A despeito do tipo de pseudo-ocorrência citada, cunhas clasto-hidráulicas verdadeiras são encontradas comumente no leito do Rio das Pedras (Figura 8.11). Como nos casos reportados por Hancock et al. (1998), onde se encontram as cunhas não há depósitos sedimentar adjacente, indicando que os clastos estavam em condição de transporte ao serem aprisionados.

O intemperismo físico-químico do leito auxilia o início do processo de formação de cunhas clasto-hidráulicas. Zonas mais elevadas em relação às adjacências e que estão sujeitas às exposições mais freqüentes acima do nível da água, estão sujeitas, também, a maiores diferenciais de pressão hidráulica-litostática quando recobertas (Figura 8.12). Esse conjunto de condições permite que a rocha seja fragilizada pelo intemperismo e possa ensejar a abertura das fraturas pelos diferenciais de pressão. Uma vez abertas as fraturas o processo de cunha clasto-hidráulica pode iniciar.

O efeito de cunha clasto-hidráulica contribui para o desmantelamento das zonas mais elevadas do leito, pois prepara os blocos rochosos para o arranque. Entretanto, pelo que se observa no caso do Rio das Pedras é reduzido o número de fraturas que apresentam o processo, quando considerada uma determinada zona do canal. Por conseguinte, cunhas clasto-hidráulicas são mecanismos eficazes de erosão do leito, mas seu efeito é localizado, de modo que sua importância global é secundária.



**Figura 8.11.** Cunha clasto-hidráulica em basalto amidalóide no leito do Rio das Pedras.



**Figura 8.12.** Possível condição diferencial de pressão hidráulica ( $P_h$ ) e confinada ( $P_c$ ) ou litostática, em uma zona fraturada de uma seção transversal de canal com leito rochoso. O efeito distensivo sobre as fraturas na parte mais elevada é potencialmente maior devido ao maior intemperismo e possibilita a formação de cunhas clasto-hidráulicas. Vórtices gerados nas zonas de maior fluxo podem criar diferenças súbitas de pressão (Hancock et al., 1998), que se tornam mais críticas nas partes altas do leito.

## 8.5. CONCLUSÕES E QUESTÕES ABERTAS

A densidade de fraturas medida nas rochas do leito do Rio das Pedras varia de 1,6 a 10,5 m/m<sup>2</sup>, mas os valores mais freqüentes estão entre 5-6 m/m<sup>2</sup>. Em termos de média e variância não há diferença significativa na densidade de fraturas entre basaltos maciços e basaltos vesiculares-amidalóides. Contudo, os níveis maciços tendem a concentrar valores entre 4-6 m/m<sup>2</sup>, enquanto que os vesiculares-amidalóides apresentam-se mais variáveis, com a moda principal na classe 3 e uma moda secundária na classe 7.

Em zonas de topo e zonas de ruptura a média de fraturamento é a mesma, porém em zonas de ruptura há maior dispersão de valores, enquanto que em zonas de topo são mais freqüentes os valores das classes 4 e 5. A maior dispersão em zonas de ruptura é o primeiro indicativo de que essas unidades morfológicas ocorrem não somente pela relação entre estilos de disjunção e comportamento hidráulico, como prevê o modelo clássico, mas sofre interferência de fatores não-sistemáticos de caráter tectônico. De igual modo, a formação de zonas de ruptura em basalto vesicular-amidalóide é devida mais a interferências tectônicas que ao grau de fraturamento da rocha.

A regressão entre declividades e densidade de fraturas não produz um resultado satisfatório, pois não é evidenciada nenhuma tendência na relação geral. Porém, há comportamentos distintos entre zonas de ruptura e zonas de topo. Em zonas de ruptura as declividades aumentam com o aumento na densidade de fraturas, enquanto em zonas de topo as declividades diminuem. As zonas de topo em basalto vesicular-amidalóide configuram melhor essa tendência que os basaltos maciços com disjunção horizontal. Em zonas de ruptura não há essa distinção de comportamento e, excetuando alguns casos, a relação declividade-fraturas é maior que em zonas de topo.

O intervalo de variação da densidade de fraturas dos níveis maciços com disjunção horizontal é de 3,5 a 5,5 m/m<sup>2</sup>. Algumas ocorrências de níveis maciços em que havia dúvida sobre a existência de disjunções horizontais enquadram-se nesse intervalo de fraturamento, sugerindo que quase todas as ocorrências de basalto maciço em zona de topo são subtipos com disjunção horizontal.

Em zonas de topo o fraturamento médio é igual tanto em níveis maciços quanto em níveis vesiculares-amidalóides. Porém, estes últimos podem apresentar fraturamento muito maior que os primeiros, de modo que o processo de arranque pode ser de igual eficiência em ambos os tipos litológicos e o comportamento das declividades pode ser semelhante.

O arranque é evidenciado como mecanismo mais importante de erosão do Rio das Pedras, atuando tanto em zonas de topo quanto em zonas de ruptura. O arranque limita a eficiência dos processos abrasivos. Quanto mais fraturado for o substrato mais eficiente é o arranque e menos evidente a abrasão. Porém, nos níveis vesiculares-amidalóides analisados, quando a densidade de fraturas é inferior a 3 m/m<sup>2</sup> as formas esculpidas no leito são raras. Com a diminuição da densidade de fraturas cresce, relativamente, a dependência da erosão para com a macro-abrasão, cuja eficiência depende da resistência da rocha intacta. Em função dessas relações entre abrasão e arranque conclui-se que as formas esculpidas por abrasão são mais desenvolvidas quando o intervalo de fraturamento está entre 3 e 5 m/m<sup>2</sup>.

Em zonas de topo com alta declividade, por serem menos fraturadas, a resistência à erosão é maior; a componente erosiva vertical é exercida com mais intensidade que na horizontal, aprofundando o leito. Diferentemente, nas zonas de topo com baixa declividade, devido ao maior fraturamento há um equilíbrio nas componentes erosivas, ou talvez a componente de erosão mais ativa seja na horizontal.

O processo de arranque por soerguimento de blocos fraturados, formando pequenas depressões poligonais, é um processo importante para a incisão do canal. As pequenas depressões evoluem de modo a produzir macro-depressões (*pools*). O arranque na parte frontal das soleiras fluviais que delimitam essas macro-depressões promove o retrocesso erosivo dessas unidades e sua conseqüente eliminação. Esse processo é principalmente ativo nos níveis onde estão presentes as disjunções horizontais, mas nos níveis vesiculares-amidalóides também foi verificada a sua atuação.

Algumas questões fundamentais surgem no contexto deste capítulo. As primeiras referem-se aos fraturamentos de origem tectônica. A densidade de fraturas medida em campo expressa, por certo, muito sobre as disjunções dos basaltos, mas poderia estar incluso o “ruído” do fraturamento tectônico? Em função disso, poderia o controle tectônico reforçar as tendências naturais das relações litologia-processo-

forma na erosão fluvial em rochas basálticas? Outra questão, que se configurou notavelmente a partir dos dados de fraturamento, é sobre o comportamento distinto entre declives em zonas de topo e zonas de ruptura. Por que as declividades aumentam com a densidade de fraturas em zonas de ruptura e ocorre o contrário em zonas de topo?

## 9. CONTROLE ESTRUTURAL: ESTRUTURAS TECTÔNICAS

Nos capítulos anteriores ficou evidenciado que a morfologia escalonada do perfil longitudinal do Rio das Pedras não é explicada senão pela tipologia litológica, que se caracteriza pela combinação entre grau de vesiculação e estilo/densidade de fraturas. A ocorrência de zonas de ruptura formadas em basaltos vesiculares-amidalóides ou com disjunção horizontal constitui exceção. A análise dos aspectos tectônicos, feita neste capítulo, é requerida para tentar explicar esse tipo de exceção, constituindo um passo a mais para elucidar o escalonamento do perfil longitudinal.

A variabilidade do fraturamento em cada nível litológico dos corpos basálticos e que determinam comportamentos erosivos e morfológicos diferenciados (Cap. 8), sugere a participação de controle tectônico. Os esforços tectônicos poderiam aumentar o fraturamento em determinado nível litológico, sobrepondo-se ao fraturamento singenético? Esta é uma questão analisada neste capítulo e que importa também à explicação dos segmentos côncavos, num perfil dominado pelo escalonamento, ou seja, pela heterogeneidade física do substrato litológico. O comportamento diferenciado da variação de declividades rio abaixo – ora diminuindo com o aumento da área drenada, ora aumentando – e a presença marcante de segmentos convexos no perfil (Cap. 5) também suscitam a análise das estruturas tectônicas.

São dois os tipos de estruturas que têm efeito sobre o Rio das Pedras: zonas de fraturas (juntas e falhas) e blocos basculados. Utiliza-se aqui o termo *fratura* de modo genérico, para designar toda descontinuidade planar que tenha sido gerada nas rochas por esforço tectônico. Reserva-se o termo *falha* para o caso de fraturas que apresentam deslocamento relativo entre os blocos rochosos contíguos e o termo *junta* para o caso de não existir deslocamento (Goldstein & Marshak, 1988). As zonas de fraturas correspondem aos lineamentos identificados no mapeamento estrutural (Figura 3.7). Considerando que tais lineamentos expressam-se em campo como faixas onde há maior adensamento de fraturas (Soares et al. 1982), e como os

deslocamentos relativos não foram constatados em todos eles, deu-se preferência ao uso da expressão *zona de fraturas*.

Como o basculamento de bloco é intrinsecamente relacionado às zonas de fraturas - neste caso, consideradas como falhas delimitadoras - a influência tectônica sobre o canal pode ser analisada considerando o modo de interação espacial entre as zonas de fraturas e o rio. Assim, as Seções 9.2 e 9.3 tratam, respectivamente, do controle das zonas de fraturas sobre o comportamento do canal quando este atravessa as estruturas e quando se insere longitudinalmente nessas estruturas. A Seção 9.2 esclarece alguns aspectos do escalonamento do perfil, enquanto a Seção 9.3 esclarece aspectos sobre a variabilidade dos declives.

### **9.1. CONDICIONAMENTO GERAL**

No Rio das Pedras, 55 trechos (88,7%) estão de algum modo, associados com zonas de fraturas (Quadro 9.1). A associação ocorre quando o canal atravessa uma dessas feições, tendo sua declividade modificada, ou então quando é inserido ao longo de uma dessas zonas, tendo seu curso controlado total ou parcialmente. Em muitos trechos ocorrem os dois tipos de situação. A associação com bloco basculado ocorre quando o canal flui contrário ou a favor do mergulho, ou quando flui paralelo ao eixo de basculamento (fluxo axial).

O fato de um trecho estar associado a uma determinada estrutura não significa que seu comportamento geomorfológico seja controlado por ela. Portanto, a questão fundamental é saber se a associação do canal com determinada categoria de fatores estruturais condiciona uma resposta morfológica peculiar, traduzida num padrão de declividade, ainda que relativo.

**Quadro 9.1.** Características litológicas, morfológicas e tectono-estruturais dos trechos do perfil longitudinal do Rio das Pedras.

Trecho	Declividade (m/m)	Litologia	Morfologia		Tectono-estruturas	
			Zona	Perfil	Tipo	Interação com o canal
2	0,0201		T	CC?	ZF	L3
3	0,0137		T	CC?	ZF	F
4	0,0379		R		ZF	I, L3
5	0,0053		T		ZF	L3
6	0,1136		R		ZF	F, L3
7	0,0148		T		ZF	F, L3
8	0,0676		R		ZF	I
9	0,0100		T		ZF	L3
10	0,0263		R	CC	ZF	F
11	0,0092		T	CC	ZF	L1
12	0,0051	VA	T	CC	ZF	I, L2
13	0,0137	Mh	R		ZF	F
14	0,0063	VA	T		ZF	T, F, L2
15	0,0122		R		ZF	L3
16	0,0044		T	CV	ZF	L3
17	0,0066		R	CV	ZF, BB	F, FC
18	0,0083	Mh	R	CV	ZF, BB	F, FC
19	0,0066	Mh	T		ZF	L3
20	0,4286	M	R		ZF	F
21	0,4545	M	R		ZF	F
22	0,0087		R	CC	ZF	L2
23	0,0060		T	CC	ZF	L3
24	0,0009		T	CC-CV	ZF, BB	F, L3, FA
25	0,0086	VA	R	CV	ZF	I, F
26	0,0103	M	R	CV	ZF	I, F
27	0,0081	VA	T		ZF	L1
28	0,0427		R		ZF	F
29	0,0079		T		ZF	F, L1
30	0,0162		R	CC	ZF	I
31	0,0079		T	CC	ZF	L1
32	0,0034	Mh	T	CC	ZF	L2, FA
33	0,0019	Mh	T		ZF, BB	F, L1, FA, FC
34	0,0054	Mh	R	CV	ZF, BB	I, L1, FC
35	0,0490	M	R	CV	BB	FC
36	1		R	CV	ZF, BB	F, FC
37	0,0026	VA	T	CV	ZF, BB	L2, FC
38	0,011	Mh	R	CV	BB	FC
39	0,0685		R	CV	ZF, BB	F, FC
40	0,0030	VA-M	T		ZF, BB	I, L1, FA
41	0,0016	VA	T	CV	ZF, BB	I, L2, FA
42	0,0038	VA	R	CV	BB	FC
43	0,0055	VA	R	CV-CC	BB	F, FC
44	0,0042	VA	T	CC	BB	I, FC
45	0,0021	M	T	CC	ZF, BB	F, L1, FA
46	0,0155	VA	R	CC	ZF	I, L2

**Quadro 9.1 (continuação).** Características litológicas, morfológicas e tectono-estruturais dos trechos do perfil longitudinal do Rio das Pedras.

Trecho	Declividade (m/m)	Litologia	Morfologia		Tectono-estruturas	
			Zona	Perfil	Tipo	Interação com o canal
47	0,0081		R	CC	ZF	L3
48	0,0028	VA	T	CC-CV?	ZF	F, L3
49	0,0046	VA-M	R	CV?	ZF, BB	I, FC
50	0,0137	M-VA	R	CV?-CC	ZF, BB	F, FC
51	0,0073		T	CC	BB	I, FCA
52	0,0011	Mh	T	CC	BB	L1, FCA
53	0,0311	VA	R		ZF	L2
54	0,0100		R	CC	ZF	L3
55	0,0052	M	T	CC	ZF	L3
56	0,0040	VA	T	CC-CV	BB	FC
57	0,0055	M	R	CV	BB	FC
58	0,0200	Mh	R	CV	BB	FC
59	0,0090	VA	R	CC	BB	FCC
60	0,0060		T	CC	ZF, BB	L2, FCCA
61	0,0044	VA	T	CC	ZF, BB	L2, FCA
62	0,0007	M-VA	T	CC	ZF, BB	L2, FCC
63	0,0007		T		ZF, BB	L1, FC

**Litologia**  
**VA:** basalto vesicular-amidalóide; **M:** basalto maciço; **Mh:** basalto maciço com disjunção horizontal.

**Morfologia**  
**R:** zona de ruptura; **T:** zona de topo; **CC:** côncavo; **CV:** convexo; **?:** indica configuração fraca ou duvidosa.

**Estruturas**  
**BB:** bloco basculado; **ZF:** zona de fraturas  
**L, I, F** indicam a relação espacial entre uma zona de fraturas e o trecho do canal, sendo respectivamente, ajustamento Longitudinal ou transversal no Início do trecho ou no seu Final.  
**L1, L2 e L3** indicam o grau de controle de estruturas lineares sobre a orientação do canal, sendo respectivamente <30%, 30-60% e >60%.  
**FA:** fluxo axial no reverso do bloco basculado; **FC:** fluxo contrário ao mergulho do bloco. **FCA:** fluxo parcialmente contrário e parcialmente axial; **FCC:** fluxo concordante com o mergulho do bloco.

Na descrição do perfil longitudinal (Cap. 5) ficou evidenciada a existência de três segmentos com tendências distintas de declividade (Figura 5.3). Há uma estreita relação desses segmentos com a estruturação tectônica da bacia do Rio das Pedras (Figura 3.7). O primeiro segmento (trechos 1-19), onde as declividades tendem a diminuir rio abaixo, é fortemente controlado em sua orientação por extensos falhamentos. O segundo segmento (trechos 20-40), com declives sem tendência definida, possui múltiplas modalidades de controle estrutural e o canal não segue, de modo geral, uma única direção estrutural; do trecho 25 ao trecho 32 há

notável interferência do megalineamento do Rio Piquirí. O primeiro e o segundo segmento possuem várias zonas de ruptura condicionadas por falhas normais dispostas transversalmente ao canal. No terceiro segmento (trechos 41-61) apenas duas zonas de ruptura apresentam esse tipo de controle. O terceiro segmento, com tendência de aumento das declividades, inicia quando o canal adentra na zona estrutural central da bacia, formada por blocos tectônicos alongados e basculados para nordeste. Nesse segmento os controles também são múltiplos, entretanto o rio possui muitos trechos onde flui contrariamente ao mergulho dos blocos. Nos trechos 62 e 63 há inserção sucessiva do canal em zonas de fraturas.

As tendências de declividade dos três segmentos do perfil coincidem com a macro-estruturação tectônica da área, mas poderiam revelar, de modo geral, o condicionamento que essa estruturação imprime sobre os processos de esculturação do perfil? No segmento inicial há maior controle direcional do rio, o que significa incisão em zonas mais fraturadas. Isso explicaria a tendência de diminuição das declividades, pois essas zonas facilitam a incisão (cf. Wohl, 2000, p.149). O mesmo acontece nos trechos 62 e 63. A tendência de aumento das declividades no terceiro segmento é semelhante ao que acontece nos trechos convexos, quando condicionados pelo fluxo do rio contrariamente ao mergulho estrutural (cf. Cowie et al., 2006; Whittaker et al., 2007).

Adicionalmente, a tendência do terceiro segmento é indicativa de que o basculamento tectônico ocorreu de modo homogêneo, atingindo todo o bloco central da bacia, com a zona de maior ascensão relativa situada no final do segmento. As cotas altimétricas do relevo corroboram essa interpretação, pois tendem a ser maiores no sentido sudoeste, culminando nos interflúvios da bacia do Rio Guabiroba.

Essa caracterização de tendências diferenciadas no comportamento das declividades nos três segmentos do perfil longitudinal requer maior detalhamento para ser entendido. O comportamento dos declives em zonas fraturadas e a relação entre basculamento de blocos e trechos convexos serão analisados em detalhe nas seções seguintes deste capítulo. Entretanto, esta visão ampla de *tendências* aponta para dois aspectos fundamentais: (1) a existência de uma forte relação entre declividades e estruturação tectônica da bacia e (2) a intervenção de um controle maior e regularizador do processo de esculturação do perfil, que está associado ao aumento da vazão. Este último aspecto será examinado no Capítulo 10. Outro

aspecto realçado é sobre a atividade neotectônica atuante posterior ou, pelo menos, concomitantemente ao estabelecimento do Rio das Pedras.

## **9.2. ZONAS DE FRATURAS TRANSVERSAIS AO CANAL**

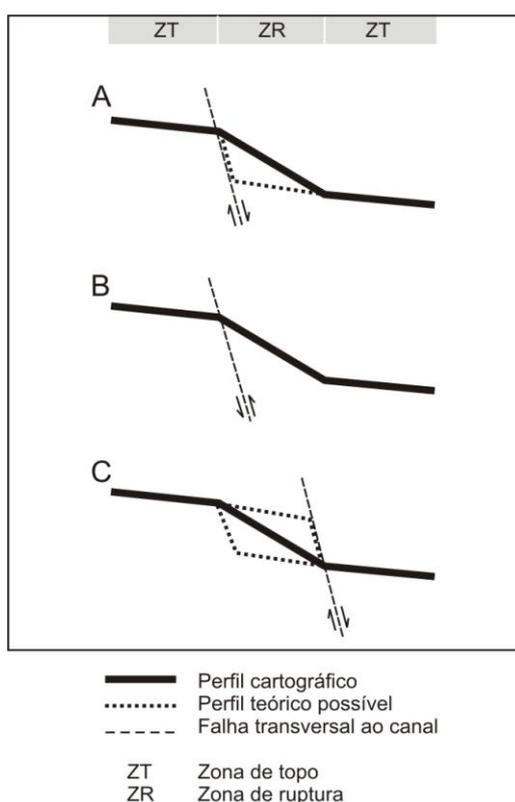
No Rio das Pedras há 33 trechos associados a zonas de fraturas transversais ao canal, que seccionam o início dos trechos ou então o seu final (Quadro 9.1). Em síntese, 53,2% dos trechos possuem algum tipo de relação espacial com zonas de fraturas transversais ao canal, ou mais exatamente, os seus limites coincidem com essas zonas. A associação não significa, entretanto, que todos esses trechos tenham seus declives influenciados pelas estruturas tectônicas. As falhas influenciam mais diretamente as zonas de ruptura de declive. Indiretamente, as falhas também influenciam as zonas de topo, principalmente quando impõem basculamentos de bloco, gerando convexidades no perfil longitudinal.

### **9.2.1. Zonas de ruptura de declive: aspectos gerais**

O cruzamento do rio com uma zona de fraturas, coincidindo com a mudança na declividade do canal, indica uma relação de dependência da morfologia para com a estrutura. Nesse sentido, dos 30 trechos classificados como zonas de ruptura de declive, 16 são influenciados diretamente por zonas fraturadas tectonicamente. Há oito zonas de ruptura que possuem esse controle indiretamente (trechos 17, 34, 35, 38, 42, 49, 57 e 58), por comporem segmentos convexos. O único trecho sem controle aparente é o 15 e sua origem está possivelmente relacionada a uma captura já descrita no Capítulo 3. Portanto, excetuando o trecho 15, todas as zonas de ruptura do Rio das Pedras têm alguma conexão com fator tectônico. Isso explica a formação de zonas de ruptura em basalto vesicular-amidalóide e maciço com disjunção horizontal. Em condições normais de erosão esses dois subtipos de basalto não produzem zonas de ruptura, mas apenas zonas de topo (Leinz, 1949).

As morfologias das zonas de ruptura dependem dos tipos litológicos que as compõem e também do modo de interação com o fator tectônico. O perfil longitudinal obtido em carta topográfica exige alguns cuidados na interpretação, pois não representa o perfil real, mas uma generalização. Zonas de fraturas no início de um trecho podem ser interpretadas como falha normal. Neste caso, o trecho a montante

é uma zona de topo e o trecho a jusante é uma zona de ruptura (perfil cartográfico Figura 9.1A). Porém, esta zona de ruptura é formada por uma cachoeira ou zona de ruptura mais íngreme no início do trecho (perfil teórico Figura 9.1A). Uma falha inversa pode resultar em um perfil mais próximo do obtido cartograficamente na Figura 9.1B: a zona de ruptura seria formada quando o canal atingisse um nível litológico mais resistente. Zonas de fraturas situadas na parte final dos trechos também podem ser interpretadas como falhas normais, com o bloco baixo situado à jusante, geralmente formando uma zona de topo e o bloco alto, a montante, formando uma zona de ruptura, que pode ser mais íngreme que o sugerido pelo perfil obtido em carta topográfica (Figura 9.1C).



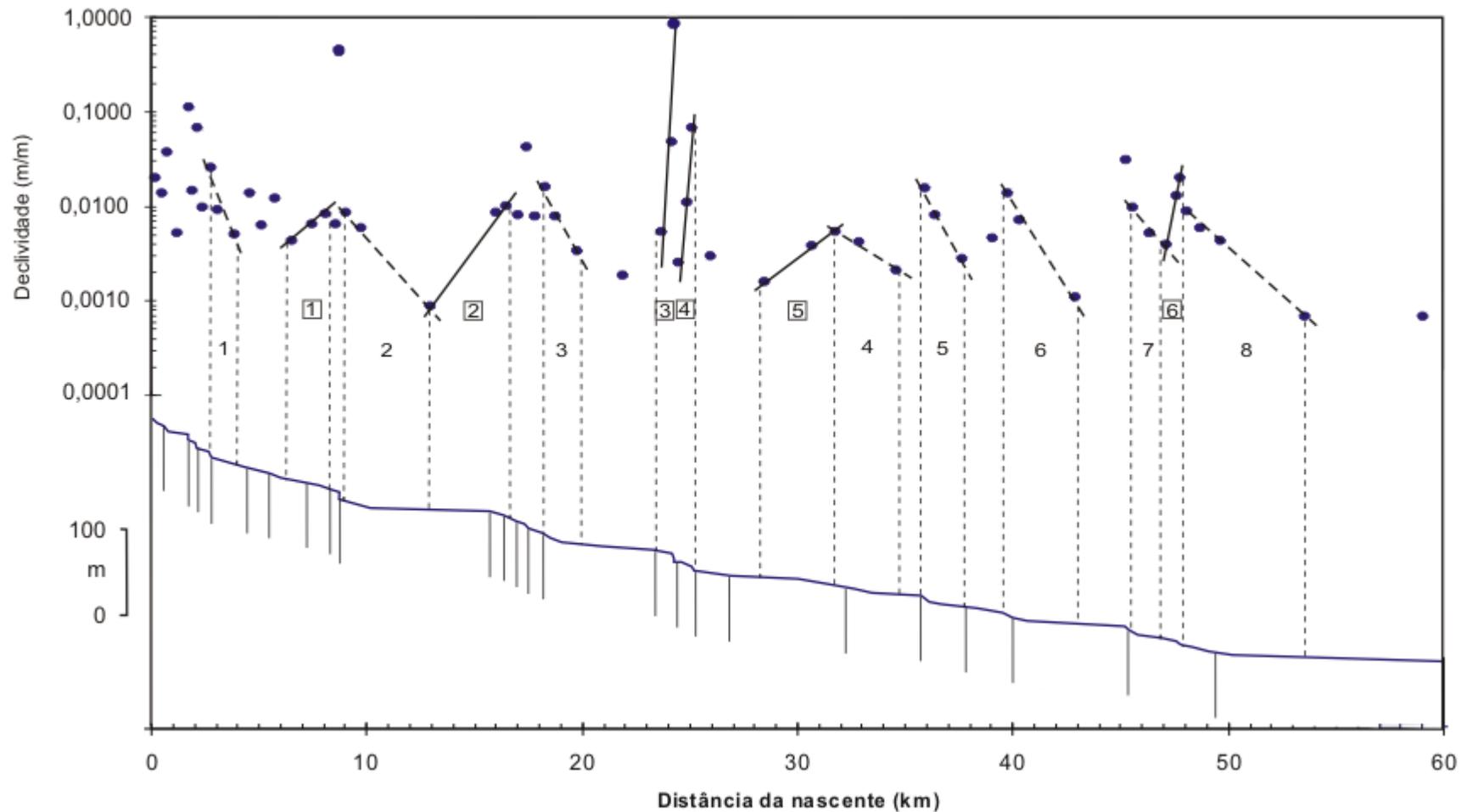
**Figura 9.1.** Representação esquemática da interação entre falhas transversais ao canal e os declives do perfil longitudinal. Nos três casos (A, B e C) o primeiro trecho pode ser também uma zona de ruptura de baixa declividade relativa, constituindo com o trecho seguinte um segmento convexo. Em A e B a falha coincide com o início da zona de ruptura, sendo do tipo normal no primeiro caso e inversa no segundo; em C a falha é normal, mas está situada no final da zona de ruptura.

A existência de uma zona de ruptura a montante de uma zona fraturada sugere a evolução da ruptura original (cf. Gardner, 1983). Essa evolução pode ser por inclinação (perfil cartográfico na Figura 9.1C), ou por retração paralela, implicando na existência de uma ruptura de declive distanciada da falha (perfil teórico inferior na Figura 9.1C). Na Figura 9.1A o perfil teórico indicaria um falhamento normal recente, porque não houve evolução da ruptura. Na Figura 9.1C, se o perfil real é mais próximo do teórico superior, também indicaria um falhamento recente, mas se é mais próximo do cartográfico ou do teórico inferior indicaria um falhamento mais antigo.

No exame do perfil do Rio das Pedras verifica-se a ausência de padrões como o apresentado no perfil teórico inferior da Figura 9.1C, que representa uma situação de retração paralela da ruptura de declive. Ocorrem alguns casos de pequena retração paralela. Exemplos deste tipo são os trechos 20-21, 34-36 e 37-39 (Figura 3.7). Há predomínio na formação de zonas de ruptura que evoluem por inclinação, aproximando-se mais do perfil cartográfico da Figura 9.1C. Embora nesse tipo de trecho existam pequenas rupturas pontuais, do tipo cachoeira, que individualmente evoluem num processo de retração paralela, o aspecto geral assume configuração de zona de ruptura, que evolui por inclinação. No segmento inicial do Rio das Pedras, até o trecho 16, as inspeções de campo foram prejudicadas pela falta de acesso, mas a pequena extensão de algumas zonas de ruptura determinadas cartograficamente (trechos 4, 6 e 8), permite entendê-las como rupturas que evoluíram muito pouco desde sua formação. Esse tipo de condição somente reaparece nos trechos 20-21, formando a maior ruptura de declive de todo o perfil, e nos trechos 28 e 30, sendo que no primeiro a situação é semelhante ao perfil teórico superior da Figura 9.1C e, no segundo, ao perfil cartográfico da Figura 9.1B, ou seja, é uma falha inversa.

### **9.2.2. Falhas transversais e segmentos côncavos**

A formação de segmentos côncavos está relacionada à homogeneidade da resistência erosiva do substrato, e essa homogeneidade pode ser atingida pelo ajustamento do canal às linhas de fraturamento tectônico (cf. Subseção 9.3.3). Entretanto, a delimitação desses segmentos é condicionada pela presença de falhas transversais ao canal, que geram rupturas de declive e zonas de ruptura (Quadro 9.1; Figura 9.2). Os trechos iniciais dos segmentos côncavos 4 e 8 estão vinculados



**Figura 9.2.** Declividades dos trechos (pontos azuis) do Rio das Pedras, com destaque para os segmentos côncavos (retas oblíquas tracejadas) e convexos (retas oblíquas cheias), cujos posicionamentos no perfil longitudinal (linha azul inferior) são indicados pelas retas verticais tracejadas. Cada ponto corresponde ao centro de um trecho. Os números em caixas indicam os segmentos convexos, e os números sem caixa, os segmentos côncavos. Sob o perfil estão indicadas as principais zonas de fraturas atravessadas pelo canal (traços verticais).

aos segmentos convexos e devem ser analisados à luz dos mecanismos geradores dessas morfologias, o mesmo ocorrendo com os trechos finais dos segmentos 2, 3, 7 e 8 (Figura 9.2).

Os segmentos côncavos 1, 3, 5 e 6 possuem trechos iniciais que estão vinculados diretamente com zonas de ruptura formadas por falhamento (Quadro 9.1; Figura 9.2). O ajuste morfológico desses trechos iniciais com os trechos a jusante, de modo a formar um segmento côncavo, significa que o falhamento formador das zonas de ruptura manteve, ou está mantendo, equilíbrio com o processo erosivo fluvial. A condição para o equilíbrio poderia estar relacionada à presença de ajuste longitudinal do canal ao fraturamento tectônico, mas apenas o segmento 5 apresenta esse tipo de controle. Em dois segmentos (5 e 6), onde foi possível verificar a litologia, o trecho inicial é formado por níveis vesiculares-amidalóides, sugerindo que, possivelmente, a condição de equilíbrio seja dada pela ocorrência desses níveis, menos resistentes à erosão. Não se pode, entretanto, excluir a possibilidade de que a dinâmica dos falhamentos desses trechos seja menos intensa, de tal modo que a incisão fluvial possa manter o equilíbrio morfológico do perfil.

Os trechos imediatamente a montante dos segmentos côncavos 2 e 7, respectivamente trechos 21 e 53, são zonas de ruptura formadas por falhas. Isto demonstra desajustamento entre os processos erosivo e tectônico. Em princípio, seguindo a linha de análise dos casos examinados no parágrafo anterior, a litologia poderia ser considerada como responsável por esse comportamento. Neste caso, as zonas de ruptura deveriam ser formadas em basalto maciço, o que acontece no segmento 2, mas não no segmento 7. A possibilidade de as zonas de ruptura associadas a esses segmentos denunciarem um falhamento recente e provavelmente mais ativo que os falhamentos dos outros segmentos, deve ser considerada.

Na Figura 9.2 as falhas que seccionam o final de segmentos côncavos são facilmente identificadas (cf. Figura 3.7). O primeiro segmento côncavo é interrompido pela zona de ruptura do trecho 13, formada por uma seqüência degrau-depressão em basalto maciço com disjunção horizontal. Outro caso de interrupção ocorre no final do segmento 4. Neste caso, o segmento côncavo termina no trecho 45, numa rampa de revezamento (*relay ramp*) entre dois segmentos de falha, onde se instala a zona de ruptura do trecho 46 (início do segmento côncavo 5), esculpida em basalto

amidalóide. A transição do sexto para o sétimo segmento côncavo já foi analisada anteriormente; cumpre apenas acrescentar que o trecho 53 constitui uma zona de ruptura formada no limite de dois blocos tectônicos, onde o canal é inserido em uma falha NW-SE.

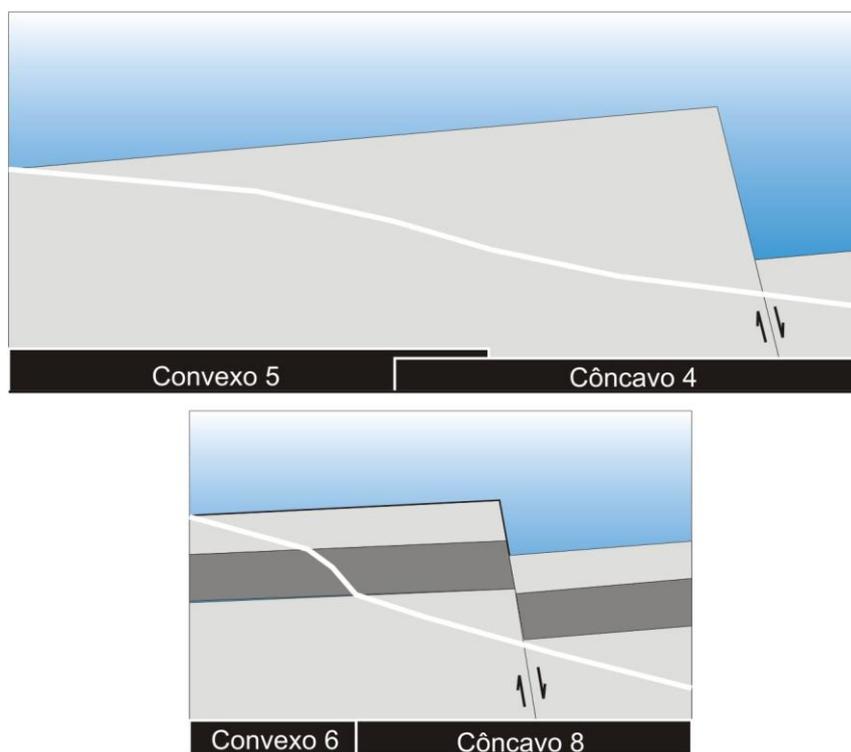
### **9.2.3. Falhas, basculamentos de blocos e segmentos convexos**

A formação de segmentos convexos sempre ocorre a montante do cruzamento com lineamentos tectônicos e está relacionada com mais freqüência ao basculamento de blocos tectônicos (cf. Cowie et al., 2006; Whittaker et al., 2007). Dentre os seis segmentos convexos registrados no Rio das Pedras apenas o segmento 2 (trechos 24-26) não possui relação com basculamento de bloco e sim com falhamento escalonado (Figura 9.2). Os segmentos 3 e 4 (trechos 34-39) notabilizam-se por ocorrerem conjugadamente – ou seja, um na seqüência do outro – característica que possui provável relação com as diferenças litológicas (cf. Quadro 9.1). O segmento 5 (trechos 41-43) possui várias características peculiares: (1) é constituído integralmente em basaltos vesiculares-amidalóides; (2) possui notável conexão com um segmento côncavo e (3) seu posicionamento no bloco estrutural basculado é bastante recuado em relação à falha que provavelmente lhe deu origem, situada no trecho 45. No segmento 6 (trechos 56-58) ocorre situação semelhante, entretanto a conexão convexo-côncavo é abrupta (Figura 9.3).

Uma explicação razoável para o segmento 5 é que a progressão do processo de basculamento fez a frente erosiva do perfil recuar para montante, deixando atrás de si o segmento côncavo 4 (Figura 9.3; cf. Figura 5.1). Nas modelagens de perfis convexos efetuadas por Whittaker et al. (2007) nota-se a formação de segmento côncavo à frente do segmento convexo, quando o basculamento é do tipo rotacional. O segmento côncavo 4 é formado por trecho com basalto vesicular-amidalóide (trecho 44) e trecho com controle direcional (trecho 45). Ambos os fatores diminuem a resistência à erosão, mas a ascensão tectônica provavelmente favoreceu a incisão do rio.

A situação do segmento 6, com a formação de segmento côncavo a jusante da zona convexa, é semelhante à situação do segmento 5 (Figura 9.3). No segmento côncavo aparecem níveis vesiculares-amidalóides e há controle tectônico-direcional (Quadro 9.1). Tais similaridades indicam um mesmo tipo de controle tectônico. Contudo, a conexão convexo-côncavo do segmento 6-8 não é gradual

como no segmento 5-4. Essa resposta morfológica provavelmente relaciona-se ao subtipo de basalto. A zona mais íngreme do segmento convexo 6 é formada por basalto maciço com disjunção horizontal, enquanto que no segmento 5 o basalto é amidalóide. O maior fraturamento dos níveis com disjunção horizontal confere maior declividade às zonas de ruptura neles formadas (cf. Capítulos 8 e 10).



**Figura 9.3.** Relação entre o basculamento tectônico de blocos e a morfologia do perfil longitudinal do rio. No quadro superior é mostrado o perfil longitudinal compreendido pelo segmento convexo 5 (trechos 41-43) e o segmento côncavo 4 (trechos 43-45); toda a seqüência é formada em basalto vesicular-amidalóide (cinza claro). No quadro inferior é mostrado o perfil dos segmentos convexo 6 (trechos 56-58) e côncavo 8 (trechos 59-61); a faixa cinza escuro corresponde à ocorrência de basalto maciço. A geometria dos blocos basculados é esquemática; a atitude dos blocos e o posicionamento das falhas são baseados no mapeamento estrutural. Ver explicação no texto.

A maior eficiência erosiva devido à inserção do canal em zona fraturada, causando recuo da convexidade, também pode ser visto no caso do segmento 1. Ali não ocorre formação de uma concavidade, mas a declividade é reduzida no trecho em que o canal está inserido longitudinalmente numa zona fraturada (trecho 19; cf. Quadro 9.1 e Figuras 3.7, 5.1 e 9.2).

Nota-se, portanto, que as conexões do tipo convexo-côncavo – onde a onda erosiva do segmento côncavo invade o bloco basculado formador da convexidade – dependem da existência de baixa resistência à erosão. Quando o segmento convexo-côncavo é esculpido em níveis litológicos com resistência similar, a transição é suave (caso do segmento 5). Porém, quando o segmento é esculpido em níveis com diferentes resistências, a transição é abrupta (caso do segmento 6).

Os segmentos convexos 3 e 4 apresentam semelhanças morfológicas com o segmento 6. Entretanto, esses segmentos possuem zonas fraturadas que intersectam o final de cada um deles (Quadro 9.1 e Figura 3.7). Pelos critérios utilizados no mapeamento, somente a zona fraturada do final do segmento 4 pode ser considerada como falha (Figura 3.7). Desse modo, o segmento 4 seria devido a um basculamento tectônico de bloco, cuja evolução ainda é incipiente. O segmento 3 também está relacionado ao mesmo basculamento e está condicionado por fraturas tectônicas, mas sua morfologia é resultado da interação entre esses aspectos tectônicos e a litologia, constituída por basalto maciço em sua parte mais frontal (Quadro 9.1).

O segmento côncavo 3 é separado do segmento convexo 3 pelo trecho 33 (Quadro 9.1; Figura 9.2). No mapeamento estrutural o final desse trecho aparece coincidindo com o cruzamento de um lineamento (Figura 3.7). Em campo, esse cruzamento coincide com uma ruptura de declive em forma de rampa escalonada, com desnível de 2 metros. Cerca de 600 m a montante, aparecem outras rupturas de declive em níveis com disjunção horizontal. O início do trecho possui declividade baixa e o leito apresenta cobertura aluvial com cascalho. Essas características em conjunto indicam que o trecho 33 é, em si mesmo, um segmento convexo formado pelo rio ao fluir contra o basculamento tectônico de um bloco.

### **9.3. ZONAS DE FRATURAS LONGITUDINAIS AO CANAL**

A adaptação dos rios às zonas de fratura, chamada aqui de controle direcional, ocorre devido à maior facilidade de erosão, dada pelo maior fraturamento das rochas. A primeira questão que surge neste contexto é se a densidade de fraturas, medida em campo, expressaria esse condicionamento tectônico. Outra questão é se a declividade do canal seria significativamente afetada nos trechos

instalados em zonas de fraturas. Esta segunda questão será examinada observando o efeito geral sobre os trechos individuais e o efeito sobre os segmentos côncavos.

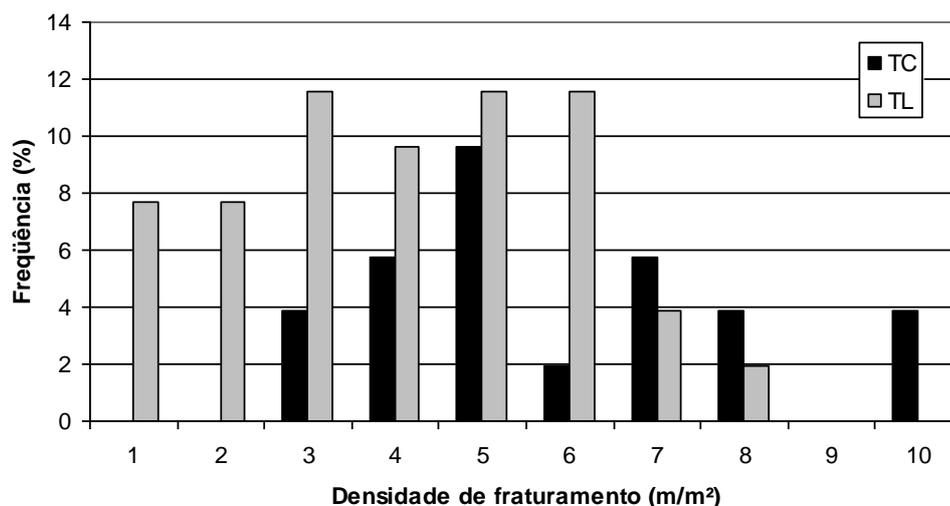
### 9.3.1. Controle direcional e densidade de fraturas

Para responder à primeira questão é necessário salientar que os basaltos são muito fraturados devido à contração da lava no processo de resfriamento dos derrames e que, posteriormente, tais fraturas podem ser planos preferenciais para o alívio das tensões tectônicas (cf. Butler et al., 2008). Isso implicaria numa possível escassez de fraturas geneticamente tectônicas. Contudo, o controle direcional exercido pelas zonas de fraturas sobre o curso dos rios em substrato basáltico sugere que haja aumento do fraturamento nessas zonas. A idéia é corroborada pelo exame da densidade de fraturas no Rio das Pedras. A média de fraturamento nas zonas fraturadas tectonicamente é significativamente maior que aquelas situadas fora dessas zonas (Tabela 9.1).

A distribuição dos valores da densidade de fraturas em trechos controlados tectonicamente (TC) mostra concentração bem marcada em 5 m/m<sup>2</sup> e ausência de valores inferiores a 3 m/m<sup>2</sup> (Figura 9.4). Por outro lado, os valores em trechos livres de controle tectônico (TL) apresentam distribuição relativamente homogênea desde 1,6 até 7 m/m<sup>2</sup> e diminuição expressiva nas classes superiores. Nas classes 3-8 coexistem TC e TL e ocorre aumento progressivo da freqüência de TC em relação à TL. A partir da classe 7 TC passa a predominar.

**Tabela 9.1.** Características da distribuição da densidade de fraturas em trechos direcionalmente controlados por fraturas tectônicas e em trechos livres desse controle.

<b>Estatística</b>	<b>Trechos controlados</b>	<b>Trechos livres</b>
n	18	34
Mín.	3,24	1,60
Máx.	10,47	8,43
Média	6,23	4,53
Variância	4,24	3,47
Teste F	0,607	
Teste t	0,004	



**Figura 9.4.** Distribuição de freqüência da densidade de fraturamento em trechos controlados direcionalmente por fraturas tectônicas (TC) e em trechos livres de controle (TL).

A coexistência de TC e TL significa que a densidade de fraturamento pode ser independente do controle tectônico, ou seja, reforça a noção da variabilidade do fraturamento atectônico intra-derrame. A inexistência das classes 1-2 em TC, bem como da classe 10 em TL e o aumento progressivo de TC em relação à TL, demonstram que o controle tectônico pode aumentar o fraturamento. Todavia, não se exclui a possibilidade de o controle tectônico aproveitar, em parte, o fraturamento pré-existente, pois a freqüência das classes aumenta até a classe 5 e depois volta a diminuir.

### 9.3.2. Controle direcional e declividades do canal

Sendo possível existir relação entre TC e aumento do fraturamento, deve-se examinar a relação de TC com as declividades. No Rio das Pedras 55,6% dos trechos analisados apresentam algum controle estrutural sobre a sua orientação (especificação L no Quadro 9.1). Dentre os 35 trechos controlados, 28 (80%) apresentam baixa declividade relativa, isto é, são zonas de topo. Em sete trechos (20%) as declividades são relativamente altas, caracterizando zonas de ruptura.

A grande coincidência entre TC e baixas declividades, ou seja, zonas de topo, conduz à outra questão. Os menores declives encontrados nas zonas de topo em TC teriam mais relação com o controle tectônico que com o tipo de basalto? Conforme salientado nos capítulos anteriores, as zonas de topo em que foi possível

verificar a litologia são formadas predominantemente por basalto com disjunção horizontal (Mh) ou por basalto vesicular-amidalóide (VA). O percentual analisado (42,9%) é expressivo, sendo pouco provável que o restante não verificado seja formado por basalto maciço sem disjunção horizontal (M). Desse modo, nota-se que o controle tectono-estrutural sobre o rio atinge preferencialmente zonas de topo e níveis litológicos específicos (Mh ou VA). Porém, mesmo nas zonas de ruptura com presença de controle direcional, onde foi possível verificar o tipo litológico encontra-se basalto ou Mh ou VA. Portanto, a relação controle tectônico-declive existe, mas a relação controle litológico-declive parece ser mais fundamental.

Qual seria o motivo de não existir controle direcional em basaltos maciços (M)? Em níveis VA os trechos controlados não apresentam fraturamento inferior a 3 m/m<sup>2</sup> e os trechos não-controlados não ultrapassam o valor de 7 m/m<sup>2</sup>. No Capítulo 8 verificou-se que o fraturamento dos níveis VA pode ser inferior a 3 e superior a 7 m/m<sup>2</sup>. Deduz-se, portanto, que o controle tectônico aumenta o fraturamento nesses níveis litológicos. Sendo assim, os níveis M tendem a ser originalmente mais fraturados que os níveis VA e, além disso, o fraturamento singenético (atectônico) é multidirecional. Isso conduz à hipótese de que, nos níveis M, o estabelecimento de uma falha ocorre aproveitando-se das fraturas pré-existentes (disjunções), enquanto nos níveis VA ocorre aumento do fraturamento. Em termos de superfície onde se instalam os cursos fluviais, nos níveis M a densidade de fraturas seria mais isotrópica que nos outros níveis, proporcionando maior liberdade na determinação dos trajetos fluviais<sup>6</sup>. Nos níveis VA e Mh há menor resistência à erosão, porém as zonas fraturadas tectonicamente reduzem ainda mais a resistência e fornecem caminhos preferenciais para os rios.

Como a análise das médias (Tabela 9.1) e da distribuição de frequência (Figura 9.4) revelou, os TC são significativamente mais fraturados. Maior fraturamento significa, potencialmente, menor resistência à erosão. No caso das zonas de topo em níveis vesiculares-amidalóides a declividade dos trechos possui relação inversa com a densidade de fraturamento (Figura 8.5A). As zonas de topo controladas (TC), então, deveriam ter declividades menores que as correspondentes não controladas (TL)? Em princípio isto deveria ser verdadeiro para aquelas

---

<sup>6</sup> Os trajetos fluviais são determinados por um misto de acaso e necessidade de minimizar o gasto de energia (Howard, 1990; Ijjasz-Vasquez et al., 1993; Iturbe et al., 1998). Na ausência de controle estrutural a "liberdade" na determinação dos trajetos é, na verdade, a tradução do aumento da equivalência das outras variáveis.

unidades cujo fraturamento original, não-tectônico, fosse maior, pois quanto maior o fraturamento original maior seria a soma *original + tectônico*. A questão fundamental, nesse ponto, é saber qual é a densidade de fraturamento atingida por mecanismo exclusivamente tectônico. A resposta, entretanto, está fora do alcance do presente estudo.

Outro fator que dificulta a distinção entre zonas de topo TC e TL com base na declividade é a associação com trechos convexos. São apenas três as zonas de topo não controladas direcionalmente por tectônica (trechos 3, 44 e 56), e dentre essas apenas uma (trecho 3) não está associada com segmentos convexos (Quadro 9.1). Tais segmentos, como observado na Seção 9.2, possuem significação tectônica e influenciam as declividades das zonas de topo mencionadas.

Quanto às zonas de ruptura, salientou-se no capítulo anterior que há uma relação direta entre declive e densidade de fraturas (Figura 8.5B). Reexaminando a Figura 8.5B nota-se, em correspondência ao esperado, que as zonas de ruptura do tipo TC (trechos 46 e 53), esculpidas em níveis VA, são mais fraturadas e possuem declividades maiores que as do tipo TL (exceções E1). Portanto, o fraturamento tectônico contribui para o comportamento das declividades das zonas de ruptura em níveis VA. Ainda que os dados sejam poucos, mas aliados ao resultado altamente significativo das médias de fraturamento (Tabela 9.1), é possível esperar que também nas zonas de topo o controle tectônico influencie as declividades. Outra indicação nesse sentido vem da análise dos trechos côncavos (cf. Subseção 9.3.3).

Em síntese, embora o controle tectônico-direcional tenha sua importância, não é o principal responsável pela diferença existente entre zonas de ruptura e em zonas de topo. As diferenças nas propriedades litológicas dos basaltos, como heterogeneidades estruturais (Cap. 6), resistência mecânica da rocha-intacta (Cap. 7) e estilo de fraturamento atectônico (Cap. 8), exercem papel fundamental. Em outras palavras, as propriedades dos níveis VA, como baixa resistência e diferentes graus de vesiculação, responsabilizam-se por grande parte da redução dos declives em zonas de topo, que é reforçada quando há intervenção de um controle tectônico, aumentando o fraturamento.

### **9.3.3. Controle direcional e segmentos côncavos**

A coincidência com segmentos côncavos apresentada por alguns trechos controlados é bastante sugestiva. Segmentos côncavos denunciam certa

uniformidade na resistência à erosão fluvial. Seis dos oito segmentos côncavos presentes no perfil do Rio das Pedras (Figuras 5.1 e 9.2) são compostos por dois ou três trechos cujas orientações são controladas tectonicamente. Em todos esses casos o controle atinge mais de dois terços do segmento côncavo. A conclusão é que o fraturamento tectônico não somente abaixa a resistência à erosão, mas quando afetam uma longa extensão cria condições para desenvolvimento de trechos côncavos pela uniformização da resistência.

Sendo a resistência à erosão uniforme em determinado segmento, a potência do escoamento tende a atingir seu máximo na porção média do perfil longitudinal (Langbein & Leopold, 1964; Knighton, 1999), conduzindo o desenvolvimento de uma concavidade, de tal modo que os maiores declives situam-se no início do segmento. Isso explica a ocorrência de trechos classificados como zonas de ruptura no início de alguns segmentos côncavos do Rio das Pedras, a despeito de haver inserção do canal em zona de fraturas. Este é o caso dos trechos 46 e 53.

No perfil do Rio das Pedras a sucessão de altas e baixas declividades, isto é, zonas de ruptura e zonas de topo, é fato comum, principalmente, no início do mesmo (trechos 1-16). Nesse caso não significa que os segmentos côncavos não existam, mas a extensão e o grau de concavidade dessa unidade morfológica podem não ser suficientes para possibilitar o mapeamento na escala utilizada. Admitindo que a inserção do canal em zonas fraturadas tectonicamente estabelece condições de maior erodibilidade, é possível que a esculturação de pequenos segmentos côncavos seja comum no segmento geral 1-16, onde o nível de controle direcional é expressivo.

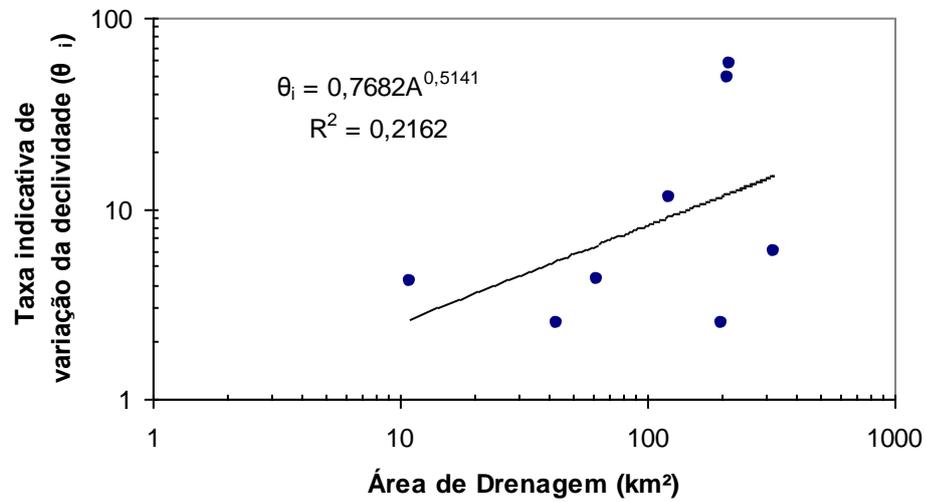
Os segmentos côncavos são pouco extensos e são compostos por apenas três trechos (Quadro 9.1; Figura 9.2; Tabela 9.2). Isso cria dificuldades para estabelecer uma regressão declive-área para obter a taxa de variação das declividades, porque se tem apenas três pares de dados para cada segmento. Embora não seja válida do ponto de vista estatístico, a análise conduzida com esses dados fornece alguns indicativos de como as declividades variam. Se a quantidade de dados fosse significativa a taxa de variação das declividades poderia ser chamada de índice de concavidade. Como a análise efetuada, considerando a escassez de dados, tem apenas o propósito de indicar possíveis tendências, a denominação de índice não é aplicada. Em vez disso, utiliza-se aqui a denominação de *taxa indicativa de variação da declividade* ( $\theta_i$ )

Os valores de  $\theta_i$  são variáveis (Tabela 9.2). Embora fracamente, em conjunto eles demonstram a tendência de aumento da concavidade com o aumento da área de drenagem, ou seja, com o aumento da vazão (Figura 9.5). O baixo coeficiente de determinação ( $R^2 = 0,22$ ) indica que  $\theta_i$  depende de outras variáveis, além da vazão. Plotando  $\theta_i$  contra o grau de controle estrutural sobre a orientação dos segmentos côncavos, nota-se uma correlação muito boa (Figura 9.6). Entretanto, para isso, é necessário excluir o segmento 7, cujo valor de  $\theta_i$  é muito elevado e não se ajusta à tendência dos demais segmentos. A tendência mostrada na Figura 9.6 sugere que quanto maior o controle estrutural sobre a orientação do canal, menor é o valor de  $\theta_i$ . É importante notar que esse comportamento é detectado em segmentos relativamente curtos (Tabela 9.2). Os valores de  $\theta_i$  são, todos, extremamente altos, significando graus elevados de concavidade. Quando se diz que uma taxa indicativa é baixa (nestes casos, em torno de 2,5), ainda assim a referência é a uma taxa elevada, uma vez que índices de concavidade  $> 1$  já são considerados elevados (e.g. Whipple, 2004). Em suma, os termos descritivos das taxas são apenas relativos e estão dentro de um contexto de concavidades elevadas.

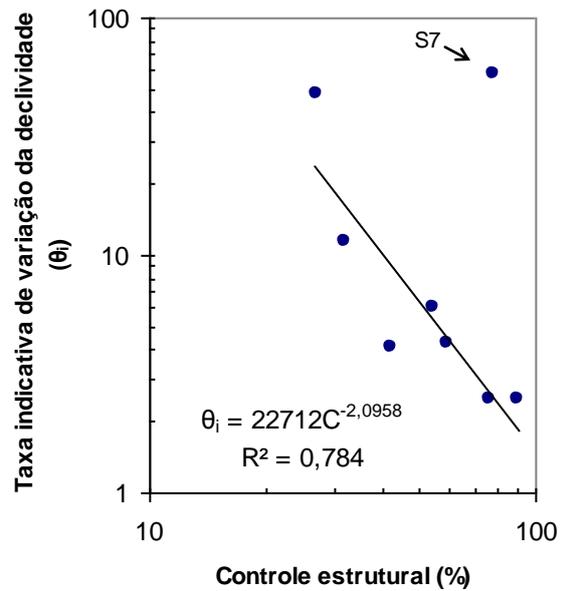
**Tabela 9.2.** Características dos segmentos côncavos desenvolvidos no perfil do Rio das Pedras.

Segmento Côncavo	Trechos	Área de Drenagem (km <sup>2</sup> )	Controle Estrutural %	$\theta_i$	R <sup>2</sup>
1	10-12	10,95	42	4,1	0,80
2	22-24	42,83	90	2,5	0,99
3	30-32	62,2	59	4,3	0,77
4	43-45	122,16	32	11,4	0,91
5	46-48	199,89	76	2,5	0,65
6	50-52	213,2	27	48	0,97
7	54-56	216,88	78	58,1	0,79
8	59-62	323,11	54	6	0,98

A taxa indicativa da variação da declividade ( $\theta_i$ ) representa o expoente da equação geral  $S = kA^{-\theta}$ , onde S é a declividade do canal (m/m) e A é a área de drenagem total (km<sup>2</sup>).



**Figura 9.5.** Relação entre a taxa indicativa da variação da declividade ( $\theta_i$ ) e a área de drenagem.



**Figura 9.6.** Relação entre a taxa indicativa de variação da declividade e o grau de controle estrutural sobre a direção do canal. A reta de melhor ajuste foi obtida desconsiderando o segmento 7 (S7). Ver discussão no texto.

Uma explicação razoável para a tendência verificada na Figura 9.6 deve considerar a relação entre a cobertura aluvial e a proteção que esta provê contra a erosão. Quando o controle direcional aumenta, o rio encontra maior facilidade para erodir seu leito, porque o substrato tende a ser mais fraturado. Em contrapartida, a produção de clastos pela efetivação do arranque provavelmente aumenta (cf. Whipple et al., 2000a). Na medida em que aumenta essa produção de clastos o leito tende a desenvolver coberturas aluviais localizadamente e, com o processo de transferência rio abaixo, mais contínua no final do segmento côncavo. As observações feitas em campo confirmam essa caracterização. Com a cobertura aluvial, aumenta a proteção do leito rochoso contra a erosão (Howard, 1998; Sklar & Dietrich, 1998; 2001; 2004). Vazões de alta magnitude necessitam ocorrer para mobilizar a cobertura e erodir o leito. O resultado morfológico é a diminuição dos declives em taxas, até certo ponto, proporcionais ao controle tectônico direcional do canal.

O grande desajuste do segmento 7 à tendência dos demais segmentos pode ser explicada por uma combinação de fatores. Primeiramente, há uma zona de ruptura condicionada por falhas, situada imediatamente a montante do segmento (trecho 53; Figura 3.7; Quadro 9.1). A influência, principalmente da falha de direção N45E que é atravessada pelo canal, resulta em um trecho inicial do segmento 6 com declividade alta. Em segundo lugar tem-se a conexão com o segmento convexo 6. Na parte inicial do segmento 7 o rio flui ajustado a uma falha de direção aproximada N45W (Figura 3.7). Na parte final do segmento o rio abandona a falha e flui contra o reverso de um bloco basculado. Este basculamento, que origina o segmento convexo 6, condiciona a declividade excessivamente baixa do trecho final. Em resumo, declividade alta no início e muito baixa no final do segmento resulta em  $\theta_i$  elevado. O alto grau de controle estrutural sobre o segmento 7 criou um processo de retro-alimentação positiva: a maior efetividade do arranque, produzindo maior carga sedimentar, diminui ainda mais a declividade da parte final do segmento.

A combinação de múltiplas variáveis – como eficiência do arranque, eficiência do transporte e magnitude das vazões, entre outras – é reconhecida como de fundamental importância para o processo de incisão fluvial em leitos mistos rochosos-aluviais (Howard & Kerby, 1983; Howard, 1998; Finnegan, 2007). No âmbito do presente trabalho não é possível identificar os detalhes dessas interações, que tem adicionado a variável relativa ao fraturamento tectônico, até o momento não

verificada pelas pesquisas. Porém, as análises da relação entre  $\theta_i$  e o controle direcional dos canais fornece um indicativo, ainda que grosseiro, que o fraturamento tectônico desempenha um importante papel no processo de incisão fluvial nos basaltos e na morfologia dos perfis longitudinais.

#### 9.4. CONCLUSÕES

As declividades do perfil do Rio das Pedras apresentam comportamento geral condizente com a macro-estruturação tectônica da bacia. No segmento inicial, onde a inserção do canal em zonas fraturadas é mais freqüente e contínua, os valores de declividade diminuem para jusante; no segmento intermediário a existência de múltiplos controles impede a configuração de uma tendência nos declives; no segmento final, o fluxo do canal contra o mergulho de blocos tectônicos produz o aumento geral da declividade.

Os segmentos convexos do perfil longitudinal estão em sua maioria associados com basculamentos de blocos. A conexão espacial entre segmentos convexos e côncavos apresenta morfologia variável dependendo da resistência à erosão apresentada pelo substrato basáltico. Basaltos vesiculares-amidalóides e inserção do canal em zonas fraturadas tectonicamente reduzem a resistência à erosão. Quando o segmento convexo-côncavo é esculpido em níveis litológicos com resistência similar, a transição é suave e quando o segmento é esculpido em níveis com diferentes resistências, a transição é abrupta.

A densidade de fraturas em trechos cuja orientação é controlada pela inserção em zonas fraturadas tectonicamente é maior ( $6,2 \text{ m/m}^2$ ) que nos trechos livres de controle ( $4,5 \text{ m/m}^2$ ). Trechos controlados não mostram fraturamento inferior a  $3 \text{ m/m}^2$  e trechos não-controlados não apresentam fraturamento superior a  $7 \text{ m/m}^2$ .

Dentre os trechos controlados 80% possuem baixa declividade relativa, ou seja, são zonas de topo. Desse modo, o controle direcional tectônico afeta preferencialmente os trechos fluviais esculpidos em níveis maciços com disjunção horizontal e níveis vesiculares-amidalóides, pois estes são mais freqüentes em zonas de topo. A relação entre controle tectônico e tipo litológico sugere que: (1) o fraturamento tectônico contribui para o aumento da densidade de fraturas nos níveis vesiculares-amidalóides e com disjunção horizontal e (2) os níveis de basalto maciço

apresentam-se mais fraturados atectonicamente e devido a isso as tensões tectônicas são aliviadas utilizando-se das disjunções; não são criados, portanto, caminhos preferenciais para os cursos fluviais, ao contrário do que ocorre nos níveis de basalto vesicular-amidalóide.

O controle tectônico-direcional não é o responsável pela existência de zonas de topo, porém o fraturamento tectônico, ao se somar com as disjunções, diminui a resistência à erosão e, conseqüentemente, as declividades. A formação de segmentos côncavos quase sempre associados a trechos de canal ajustados a zonas fraturadas tectonicamente, corrobora essa noção. Em zonas de ruptura controladas direcionalmente o aumento do fraturamento por interferência tectônica reforça o comportamento natural, ou seja, ao fraturar mais o substrato, aumenta a declividade do canal.

As taxas indicativas de variação de declividade dos segmentos côncavos são todas elevadas, evidenciando fortes concavidades. Essas taxas mostram aumento progressivo na medida em que aumenta a distância da nascente. Porém, o controle tectono-estrutural parece exercer maior influência sobre essas taxas. Quanto maior é a proporção de inserção do canal em zonas fraturadas tectonicamente menor é a taxa de redução das declividades. A hipótese explicativa seria que, por um lado, o maior fraturamento aumenta a erosão e, por outro, aumenta a disponibilidade de clastos que tendem a proteger o leito contra a erosão.

As rupturas de declive presentes no perfil do Rio das Pedras estão relacionadas, em sua maioria, com estruturas tectônicas. Falhas normais são as estruturas mais comuns e condicionam diretamente a formação de zonas de ruptura, ou indiretamente, quando relacionadas a basculamentos tectônicos que induzem a formação de convexidades no perfil do canal.

A evolução das rupturas de declive ocorre ou por inclinação (mais comum) ou por retração paralela. A presença de zona de ruptura formando o início de segmento côncavo indica que o falhamento ocorreu em equilíbrio com o processo erosivo. Por outro lado, a existência de zona de ruptura imediatamente à montante do início de um segmento côncavo pode indicar desajustamento entre o falhamento e o processo erosivo.

## 10. INTERAÇÃO DOS CONTROLES GEOLÓGICO E HIDRÁULICO

Duas questões fundamentais nortearam o presente estudo. A primeira refere-se aos fatores que controlam a morfologia escalonada do perfil longitudinal do Rio das Pedras. A segunda questão é sobre os fatores que controlam a variabilidade dos declives, seja em zonas de topo, seja em zonas de ruptura. Esta segunda questão está intimamente relacionada com a primeira, no sentido que os fatores que controlam a variabilidade dos declives poderiam controlar a morfologia escalonada. A variabilidade dos declives, ainda que relacionada fortemente com fatores geológicos, é condicionada pela magnitude da vazão, que determina a potência do escoamento e varia rio abaixo. A morfologia do perfil longitudinal precisa, portanto, ser entendida no contexto da interação dos controles geológico e hidráulico.

Conforme as análises do Capítulo 6, a separação morfológica entre zonas de ruptura e zonas de topo relaciona-se com a diferenciação entre os subtipos de basalto (maciço, maciço com disjunção horizontal e vesicular-amidalóide), como prevê o modelo de Leinz (1949). No Capítulo 9 verificou-se que praticamente todas as zonas de ruptura, independente do subtipo litológico em que estavam formadas, originaram-se a partir de interferências tectônicas. Isso levou à explicação das zonas de ruptura formadas em basalto vesicular-amidalóide e basalto com disjunção horizontal, consideradas exceções pelo modelo tradicional. Então, a distinção morfológica entre zonas de ruptura e de topo é fundamentalmente devida às propriedades litológicas, mas o agente desencadeador do processo de distinção é, no rio estudado, a tectônica. Porém, independente da origem da distinção entre zonas de topo e de ruptura, o comportamento erosivo e evolutivo dessas zonas é fundamentalmente diferente entre si. As propriedades do fraturamento interagem de modo diferenciado com a capacidade erosiva do rio, dependendo do tipo de zona morfológica. O primeiro objetivo do presente capítulo é analisar essa interação diferencial, primeiramente apontada pelas análises dos Capítulos 7 e 8.

Os resultados da análise do modelo declive-área, feita no Capítulo 5, indicaram a existência de comportamentos diferenciados para os declives em função do aumento da vazão rio abaixo, mesmo quando considerados dentro de uma única

categoria morfológica (zona de topo ou zona de ruptura). Novamente as propriedades litológicas dos basaltos são evocadas para explicar a constatação. A resistência controla a suscetibilidade à macro-abrasão em zonas de ruptura nos basaltos vesiculares-amidalóides, e com isso pode exercer certo controle sobre as declividades (Capítulo 7). A densidade de fraturas, por sua vez, é um fator fundamental na determinação da variabilidade de declives dentro de cada categoria morfológica (Capítulo 8). Completando o quadro, o controle tectônico introduz um “ruído” na relação das propriedades litológicas com as declividades (Capítulo 9). Embora a relação das propriedades dos basaltos, mais as interferências tectônicas, com as declividades do canal tenha sido identificada, falta colocar esses resultados no contexto da variação longitudinal da vazão. Este é o segundo objetivo do presente capítulo.

### **10.1. INTERAÇÃO DIFERENCIAL EM ZONAS MORFOLÓGICAS**

No Capítulo 8 verificou-se que a relação entre a densidade de fraturas e as declividades é diferente entre zonas de topo e de ruptura (Figura 8.5). Em zonas de topo as declividades diminuem com o aumento da densidade de fraturas. Contrariamente, em zonas de ruptura as declividades aumentam na medida em que aumenta a densidade de fraturas.

Antes de analisar os motivos para esse comportamento diferenciado é necessário notar que ele fica mais evidente quando são utilizados os valores de declividade e não os valores do índice de gradiente. Quando se utiliza os índices de gradiente as declividades são normalizadas em função da distância da nascente do canal, ou seja, as diferenças de vazão tendem a ser suprimidas. Porém, quando são utilizados os valores de declividade o efeito da vazão continua embutido nos mesmos. Isso significa que a relação entre declividade e fraturamento não acontece sem a participação da vazão. A capacidade erosiva do fluxo aumenta com o aumento da vazão e isso condiciona as declividades. No caso de rios como o estudado, que se desenvolvem sobre rochas muito fraturadas, a variação da declividade com a vazão ocorre devido em grande parte ao processo de arranque, portanto, em estreita relação com o fraturamento.

O comportamento diferenciado das declividades entre zonas de topo e de ruptura pode ser explicado pelo modo de variação da capacidade erosiva e sua relação com o fraturamento. A capacidade erosiva em leito rochoso pode ser avaliada em termos da potência do escoamento específica (Whipple & Tucker, 1999; Whipple, 2004), que por simplicidade será referida daqui em diante apenas como potência do escoamento. A erosão do leito ocorre quando a potência do escoamento excede um valor crítico (Bull, 1979), ou seja,  $\omega_o > \omega_c$ . Nesse sentido,  $\omega_o / \omega_c$  pode ser entendido como a capacidade erosiva do fluxo ( $E_c$ ).

Em leitos esculpidos sobre basaltos, onde o arranque é o processo erosivo predominante, o valor crítico da potência é determinado pela densidade de fraturas, sendo que quanto mais fraturado for o leito, menor é a potência necessária para erodi-lo. Em determinado trecho, onde a declividade pode ser considerada constante, a vazão aumenta rio abaixo, aumentando a potência do escoamento ( $\omega_o$ ). Desse modo, considerando constante a densidade de fraturas ao longo de um trecho, a capacidade erosiva aumenta em dependência da taxa de aumento da vazão. Em trechos muito curtos, em que não há adição de grandes afluentes, o aumento da vazão pode ser negligenciável. O mesmo pode ser dito com relação à largura do canal (cf. Cap.1). Neste caso haveria igualdade nas condições erosivas ao longo do trecho, pois a potência do escoamento seria mantida constante. Sintetizando, para determinado trecho onde a densidade de fraturas é constante,  $(E_c)_i \leq (E_c)_f$ , com os subscritos i e f indicando, respectivamente, o início e o final do trecho. Uma vez delineados esses fundamentos conceituais é possível verificar o comportamento das declividades em ambas as categorias morfológicas.

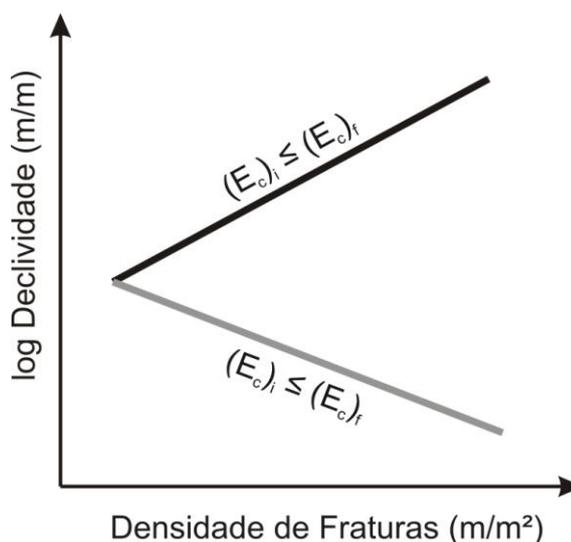
A Figura 10.1 mostra, de modo esquemático, a relação entre a declividade em zonas de topo e de ruptura e a densidade de fraturas, tal como identificada no Capítulo 8. Em zonas de ruptura a declividade aumenta com o aumento da densidade de fraturas<sup>7</sup>. Esse comportamento pode ser entendido, primeiramente, por uma relação geométrica (Figura 10.2). Posteriormente à formação de uma ruptura de declive, o contínuo rebaixamento do nível de base local – por erosão ou por falha – e o retrocesso erosivo da face da ruptura determinam a declividade. Na evolução do processo a declividade geral diminui por *inclinação* e a ruptura inicial

---

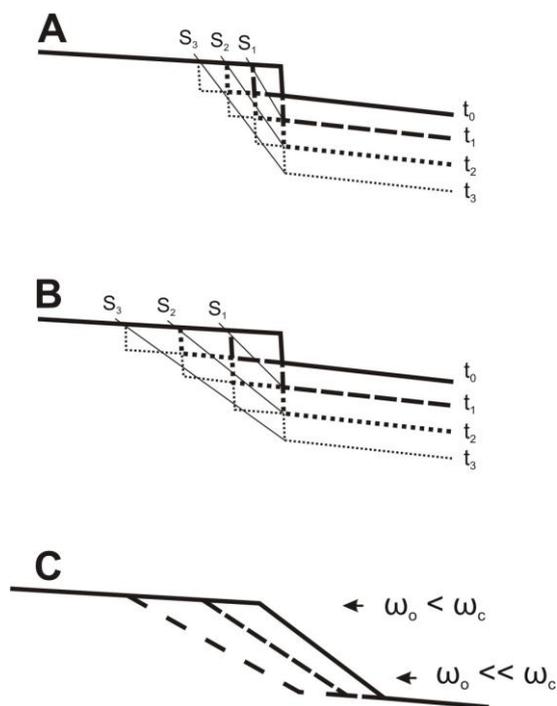
<sup>7</sup> É necessário salientar que esta análise trata de *zonas* de ruptura e não de rupturas pontuais do tipo cachoeira. A despeito disso, são aplicados para essas zonas os mesmos termos descritivos dos modos de evolução sugeridos por Gardner (1983) para rupturas pontuais (cf. Cap.1).

torna-se uma zona de ruptura. Se a densidade de fraturas é alta a declividade geral também será alta (Figura 10.2A) e se a densidade de fraturas é baixa, a declividade geral será baixa (Figura 10.2B). Note-se que as rupturas de declive individuais podem evoluir por *retração paralela*.

O rebaixamento do nível de base local pode ser reduzido ou pelo acúmulo de sedimento na zona de topo a jusante da zona de ruptura ou pela diminuição da atividade da falha. Isso acontecendo, o declive continua a evoluir, diminuindo por inclinação (Figura 10.2C). Na medida em que a zona de ruptura aumenta sua extensão, a diferença de potência do escoamento entre o início e o final do trecho torna-se mais significativa. Isso acontece porque a área de drenagem do início do trecho vai diminuindo na medida em que este retrocede. Então, sendo o grau de fraturamento alto ou baixo o processo de inclinação deve ser diminuído se  $(E_c)_i < (E_c)_f$ . A maior capacidade erosiva no final do trecho faz com que a zona de ruptura continue a evoluir por um processo de *inclinação*, porém a uma taxa menor.



**Figura 10.1.** Representação esquemática da relação entre declividade do canal e densidade de fraturas. As retas que descrevem o comportamento de zonas de topo (linha cinza) e zonas de ruptura (linha preta) são baseadas nos resultados obtidos no capítulo 8.  $(E_c)_i$  é a capacidade erosiva no início de um determinado trecho e  $(E_c)_f$  é a capacidade erosiva no final desse trecho.



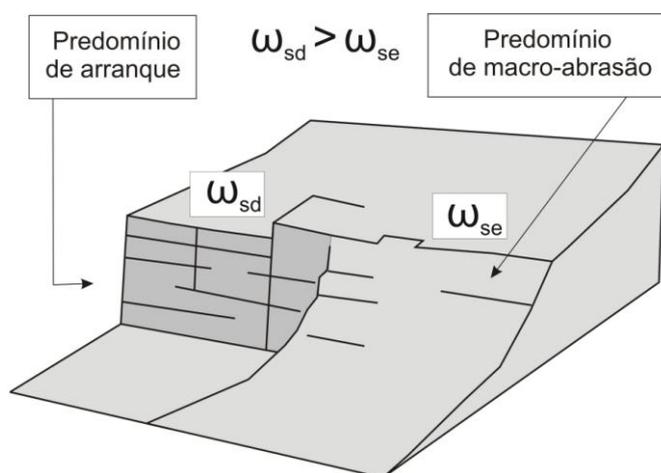
**Figura 10.2.** Representação idealizada dos modos de evolução de zonas de ruptura em substrato basáltico muito fraturado (A) e pouco fraturado (B), a partir da formação de uma ruptura de declive (cachoeira). Nesta figura consideram-se apenas as fraturas verticais; o rebaixamento do perfil a jusante da ruptura inicial ocorre ou por falhamento ou por erosão. Independente do grau de fraturamento as zonas de ruptura diminuem sua declividade pelo processo de *inclinação*, sendo que quanto mais fraturado é o substrato, mais íngreme é o declive. Depois de atingido um tamanho suficiente para criar um diferencial de potência do escoamento entre o final e o início da zona de ruptura, a declividade pode continuar a evoluir por *inclinação* (C).  $S_1$ ,  $S_2$  e  $S_3$  indicam as declividades médias das zonas de ruptura geradas nos tempos  $t_1$ ,  $t_2$  e  $t_3$ , respectivamente;  $\omega_0$  é a potência do escoamento real e  $\omega_c$  é a potência crítica necessária para erodir o leito.

A evolução de rupturas de declive por *inclinação* foi proposta por Gardner (1983) para substratos homogênea e moderadamente resistentes (cf. Cap 1). Nos basaltos a *inclinação* está relacionada com a homogeneidade à erosão, mas independe da magnitude da resistência à mesma, que no caso é controlada pelo fraturamento. Outro aspecto que distingue o modelo de evolução por *inclinação* em substrato basáltico é que o processo predominante é o arranque. Isto faz com que a evolução ocorra pela combinação de várias rupturas de declive que, individualmente, evoluem por retração paralela. Este mecanismo é mais evidente quando há disjunções horizontais, estejam estas na forma de um nível individualizado no corpo do derrame, ou distribuídas mais esparsamente.

Em muitas rupturas de declive encontradas no Rio das Pedras e em outros rios similares, há uma morfologia dupla na face da ruptura (Figura 10.3). Em um dos lados a face é íngreme, modelada pelos planos de fraturas verticais. Em outro lado

forma-se um declive em rampa. Aparentemente, essa morfologia dupla poderia representar diferenças no fraturamento. Entretanto, a recorrência da morfologia em diversos locais e mais os aspectos observados em campo sugerem uma relação com diferenças na capacidade erosiva do fluxo. A diferença no fraturamento não parece existir. O setor íngreme da face da ruptura coincide com a zona do canal onde a profundidade do fluxo é maior. A potência do escoamento deve ser maior nesse setor. A capacidade erosiva, portanto, possibilita a remoção dos blocos fraturados com muito mais eficiência que no outro setor da ruptura. Neste, a potência é menor, porque a vazão é menor, e a erosão ocorre mais por macro-abrasão. O arranque no setor íngreme da ruptura de declive depende da relação entre a magnitude da potência do escoamento e do espaçamento das disjunções horizontais.

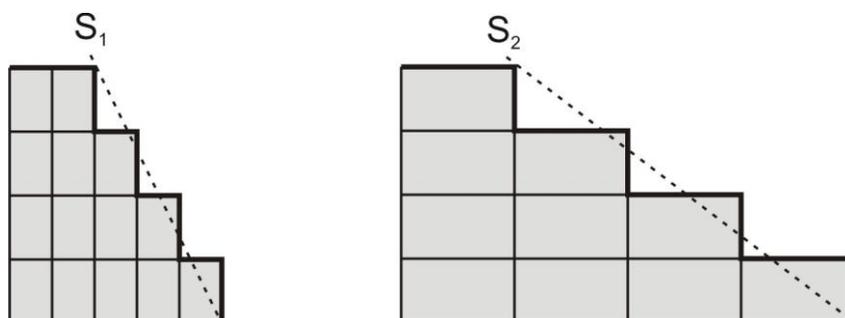
Os declives das zonas de ruptura em basalto com disjunção horizontal estão relacionados à combinação do fraturamento horizontal e vertical. Esta relação foi discutida parcialmente no Capítulo 8. O formato dos blocos rochosos configurados pelo sistema de fraturas determina o modo como a erosão atuará (Figura 10.4). Quando a densidade de fraturas verticais é maior, formam-se blocos prismáticos. O resultado morfológico é uma zona de ruptura mais íngreme. Por outro lado, quando a densidade de fraturas verticais é menor, formam-se blocos platiformes e o resultado morfológico é uma zona com menor declividade.



**Figura 10.3.** Morfologia dupla encontrada em rupturas de declive em basalto maciço e sua relação com a potência do escoamento e com os processos erosivos. No setor direito (sd) do canal a face da ruptura é íngreme e o arranque é mais eficiente devido à maior potência do escoamento ( $\omega$ ). No setor esquerdo (se) a morfologia é de rampa, havendo predomínio de macro-abrasão, porque a potência do escoamento não é suficiente para deslocar os blocos.

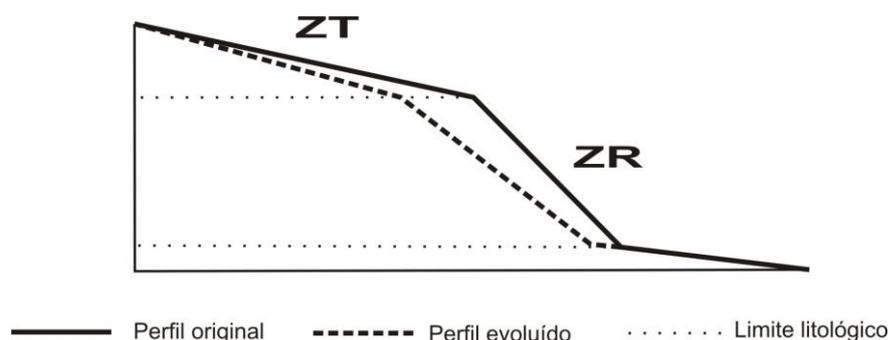
A partir do que se observa na Figura 10.4 – mantendo-se constante o espaçamento das fraturas horizontais – quanto maior o espaçamento das fraturas verticais maior é a massa dos blocos e, portanto, mais difícil seria sua remoção. Entretanto, por meio de experimentos em calhas, Dubinski (2008) observou que, mantendo-se constante o espaçamento das fraturas horizontais, a taxa de erosão por arranque é maior para espaçamentos maiores de fraturas verticais. Segundo esse autor, na aresta das rupturas de declive os blocos fraturados são submetidos a diferenças de pressão hidrostática entre a face voltada para montante e a face voltada para jusante, facilitando seu deslocamento (Figura 10.5). Os diferenciais de pressão hidrostática seriam maiores quanto maiores os blocos, que no caso dos experimentos daquele autor tinham dimensão máxima de 6 cm. Estas constatações experimentais ajudam a explicar não somente a diferenciação de declives nos níveis de basalto com disjunção horizontal, mas o comportamento geral dos declives em zonas de ruptura.

Em zonas de topo quanto mais alta é a densidade de fraturas, menor é a declividade (cf. Figura 8.5A). Isso demonstra que a resistência à erosão é condicionada pelo fraturamento, ou seja, quanto mais resistente à erosão maior é a declividade, concordante com o que geralmente se tem estabelecido na literatura (e.g. Brush, 1961; Hack, 1973; Wohl & Achyuthan, 2002; Duvall et al., 2004). Outro aspecto enfatizado a partir dessa relação é que o processo erosivo fundamental é o arranque.



**Figura 10.4.** Modos de interação entre o fraturamento vertical e horizontal e a determinação dos declives em zonas de ruptura. Em ambas as situações demonstradas a densidade de fraturas horizontais é a mesma, variando apenas a densidade de fraturas verticais. A declividade geral (S) é maior quanto maior é a densidade de fraturas verticais.





**Figura 10.6.** Representação esquemática da evolução conjunta entre zona de topo e zona de ruptura. Na medida em que a zona de ruptura (ZR) evolui por inclinação, o final da zona de topo (ZT) é recuado, fazendo com que todo o trecho a montante seja erodido.

As zonas de ruptura são essencialmente trechos de transição de sedimentos, onde a cobertura aluvial é mínima. As zonas de topo, por sua vez, são trechos receptores de sedimentos de pelo menos uma zona de ruptura situada a montante; os subtrechos rochosos aparecem entremeados aos subtrechos com cobertura aluvial formada por areias até matacões. Essa cobertura sedimentar possivelmente exerce influência sobre os processos erosivos. Quando a cobertura sedimentar aumenta, o leito é protegido do efeito erosivo (Sklar & Dietrich, 2001; 2004). A potência do escoamento, por definição, é a taxa de energia gasta no trabalho fluvial (Rhods, 1987). Parte da energia pode ser gasta no transporte da carga sedimentar e parte, na erosão do leito. Desse modo, considerando uma zona de topo onde ocorre um processo de aluvionamento, mesmo que haja aumento da potência do escoamento ao longo do trecho, grande parte da energia vai ser gasta com o transporte de sedimentos.

Em zonas de topo o arranque é mais por soerguimento e as menores declividades condicionam valores menores da potência do escoamento. Duas implicações derivam desse quadro: (1) quanto maior for o grau de fraturamento mais facilmente haverá o arranque e (2) a relação entre capacidade de transporte (potência do escoamento) e suprimento de sedimentos torna-se importante para definir se o leito será ou não exposto à erosão. Este segundo aspecto justifica o fato observado no Capítulo 8 de a relação das zonas de topo com o fraturamento ( $R^2 = 30$ ) ser menor que das zonas de ruptura ( $R^2 = 48$ ). Em zonas de ruptura o arranque ocorre predominantemente pelo destacamento dos blocos nas frentes erosivas das rupturas de declive (cf. Figura 10.4, Seção 10.1). Como são zonas de maior

declividade, a capacidade de transporte sempre excede a capacidade de retenção dos sedimentos, de modo que o efeito de proteção do leito torna-se mais restrito.

Verifica-se que algumas zonas de topo possuem declividades semelhantes a algumas zonas de ruptura, constituindo as chamadas zonas de declive médio (ZDM, cf. Cap.8). O comportamento erosivo dessas zonas aproxima-se um do outro. As zonas de ruptura, por exemplo, mostram tendência de desenvolvimento de morfologias degrau-depressão, que combinam processos de arranque nas rupturas de declive e a montante destas, pela formação de depressões poligonais (cf. Figura 8.9).

## 10.2. CONTROLE GEOLÓGICO E O MODELO DECLIVE-ÁREA

No Capítulo 5 foram delineados os aspectos fundamentais do modelo declive-área para o Rio das Pedras. A declividade dos trechos componentes do perfil longitudinal diminui rio abaixo. A taxa de diminuição, atribuída ao aumento da vazão (ou área de drenagem), é traduzida no chamado índice de concavidade ( $\theta$ ), obtido pela relação declive-área. Verificou-se que esse índice não difere significativamente quando se analisam separadamente as zonas de topo (-0,32) das zonas de ruptura (-0,33). Entretanto, a dispersão dos dados em torno da reta de melhor ajuste que define o modelo declive-área é muito grande, principalmente para as zonas de ruptura. Isto sugere que os índices de concavidade obtidos são apenas grosseiras generalizações.

Os Capítulos 6 a 9 mostraram que zonas de topo e de ruptura possuem declives variáveis e que muito dessa variabilidade pode ser atribuída à variabilidade das propriedades geológicas dos basaltos e às interferências tectônicas. Cumpre agora saber como esses controles interagem com a variação da vazão rio abaixo. Em outras palavras, cumpre saber como o controle geológico define os índices de concavidade na área de estudo.

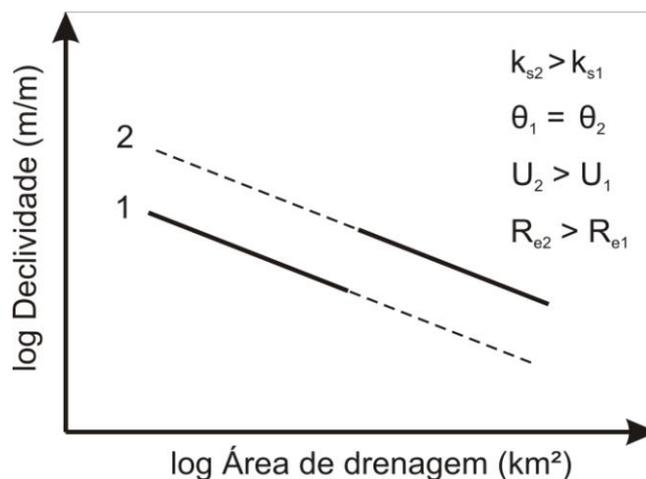
Ainda considerando a dispersão dos dados dos modelos declive-área, no Capítulo 5 também se verificou que os índices de declividade ( $k_s$ ) obtidos são generalizações. Como na questão dos índices de concavidade, é necessário saber como o controle geológico define os índices de declividade.

### 10.2.1. Propriedades litológicas

Como verificado no Capítulo 6, os basaltos da área de estudo podem ser divididos essencialmente em dois subtipos distintos quanto ao grau de vesiculação, ou seja, vesicular-amidalóide e maciço. Embora a anisotropia física dos basaltos vesiculares-amidalóides condicione certa distinção no comportamento frente à erosão fluvial, outras propriedades possuem destacada importância, a saber, a resistência e a densidade de fraturas.

No Capítulo 7 verificou-se que a variabilidade da resistência da rocha intacta ( $R$ ) tem pouca influência sobre a definição das declividades. A maior influência potencial da resistência seria sobre a suscetibilidade à macro-abrasão. Porém, essa influência tem caráter subsidiário, porque o processo erosivo predominante é o arranque. Quando o processo erosivo predominante é a abrasão, as declividades dos canais tendem a apresentar uma relação direta com a resistência da rocha intacta, ou seja, mantendo-se constante a vazão as declividades aumentam com a resistência (e.g. Brush, 1961; Hack, 1973; Wohl & Achyuthan, 2002). Nesses casos a resistência da rocha intacta ( $R$ ) equivale à resistência à erosão ( $R_e$ ). No Rio das Pedras, entretanto, a resistência à erosão é mais dependente do fraturamento (Cap. 8).

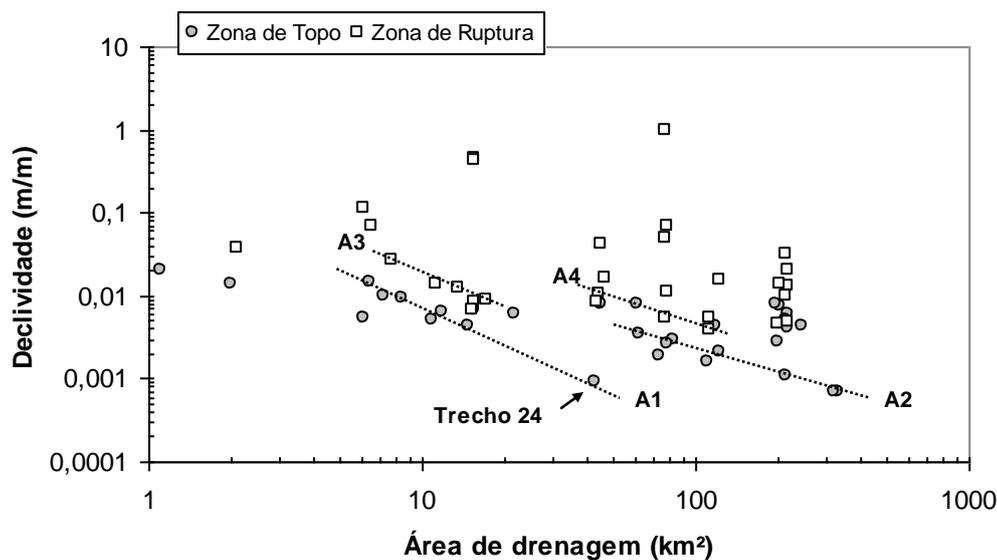
Enquanto o aumento de  $R_e$  aumenta a declividade, o aumento da área drenada (vazão) tende a diminuí-la. Desse modo, mantendo-se  $R_e$  constante a declividade tende a diminuir apenas em função do aumento da área de drenagem. Ao longo de um rio, se houver mudança significativa na resistência do substrato rochoso, a relação declive-área será alterada. Na Figura 10.7 é mostrada, esquematicamente, uma plotagem declive-área onde  $R_e$  aumenta na metade final do perfil longitudinal de um rio. Com isso, o índice de declividade do perfil ( $k_s$ ) torna-se maior, porém mantendo o mesmo índice de concavidade ( $\theta$ ). Esse comportamento é passível de ocorrer quando o contraste na resistência à erosão é muito grande (Snyder et al., 2000; Duvall et al., 2004). No caso de haver variação sistemática da resistência à erosão ao longo do perfil, podem ser formados dois arranjos paralelos na plotagem declive-área.



**Figura 10.7.** Representação esquemática da relação declive-área para um rio que apresenta aumento na resistência à erosão ( $R_e$ ), ou na taxa de soerguimento tectônico ( $U$ ), ao longo do seu perfil. Os segmentos tracejados representam o prolongamento teórico da reta de melhor ajuste do início do perfil (1) ou do seu final (2).

A plotagem declive-área para o Rio das Pedras apresenta grande dispersão vertical (Figura 10.8). Entretanto, grande parte da dispersão é devida à variabilidade dos declives nas zonas de ruptura. Em zonas de topo há maior concentração vertical na distribuição, exceto no baixo curso (área de drenagem  $> 100 \text{ km}^2$ ). Para as zonas de topo é possível delinear duas seqüências de trechos que formam alinhamentos bem definidos (linhas pontilhadas na Figura 10.8, denominados de A1 e A2). A inclinação desses alinhamentos é sugestiva da tendência real de  $\theta$ , cujos valores (-1,41 e -0,97) são muito maiores que o obtido na análise geral efetuada no Capítulo 5 (0,32). O valor obtido para o alinhamento A1 é maior que para o alinhamento A2, situado mais a jusante. Essa diferença pode ser expressão de interferências tectônicas, que serão examinadas na próxima subseção. Para as zonas de ruptura, sobretudo a jusante do trecho 24, aparentemente a tendência de  $\theta$  é paralela à tendência das zonas de topo, mas a formação de alinhamentos é pouco consistente (A3 e A4 na Figura 10.8).

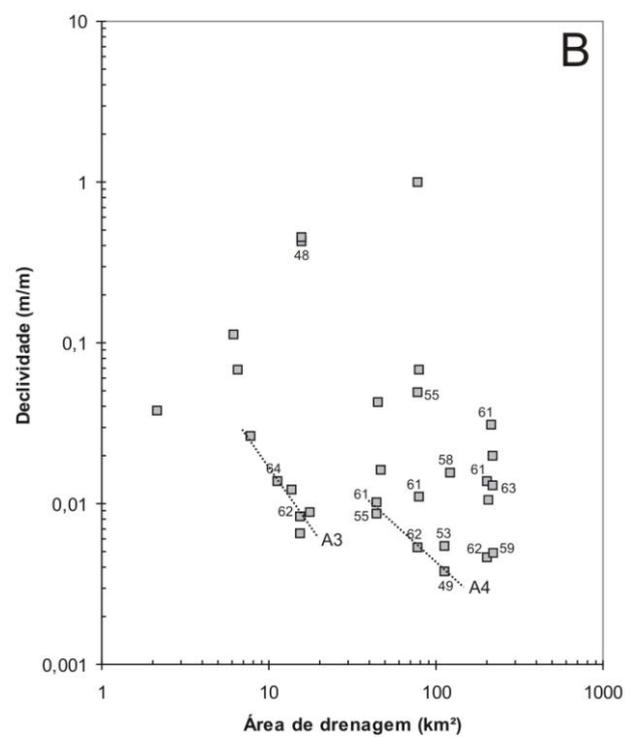
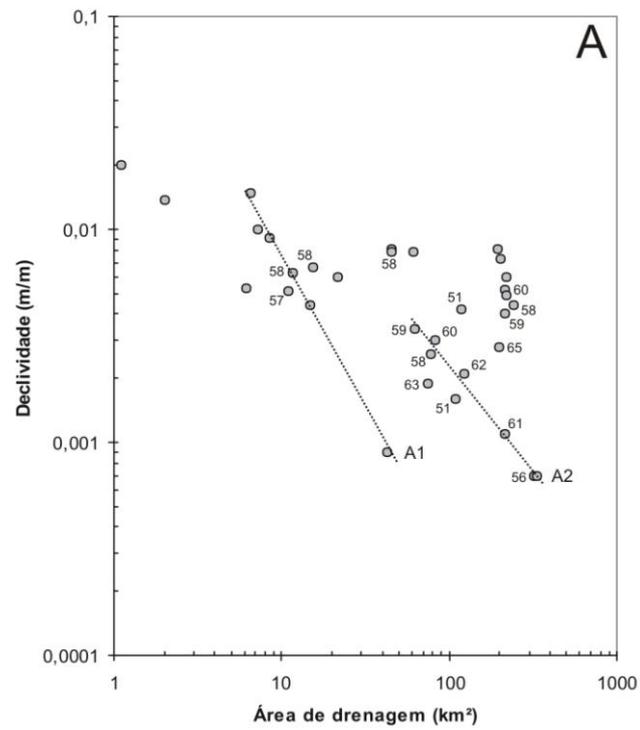
Se as tendências sugeridas de  $\theta$  são reais – ou seja, se os arranjos alinhados que serviram para os cálculos não são fortuitos – então elas fornecem uma base para avaliar a distribuição dos valores de resistência da rocha intacta e da densidade de fraturas no contexto da relação declive-área. Para os trechos a montante do trecho 24 a escassez dos dados de campo, sobre resistência dos basaltos e densidade de fraturas, dificulta as análises. Para os trechos situados à jusante, os dados coletados são mais contínuos, sendo possível fazer uma melhor análise da distribuição de valores.



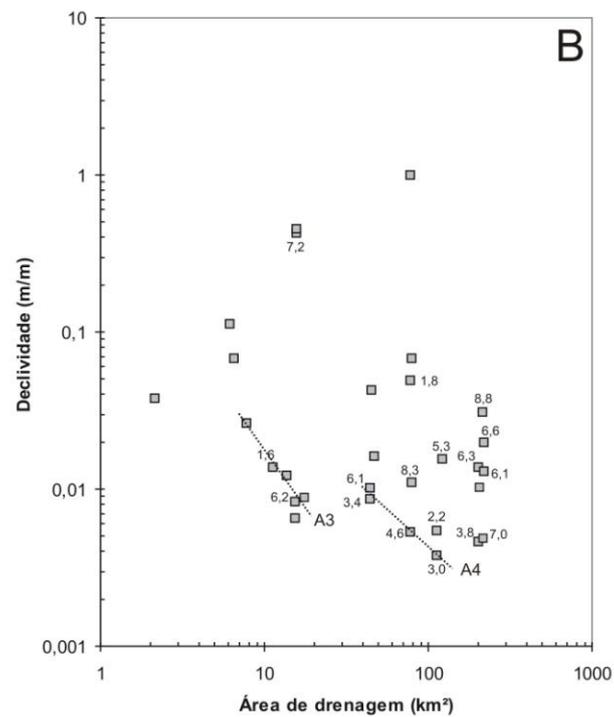
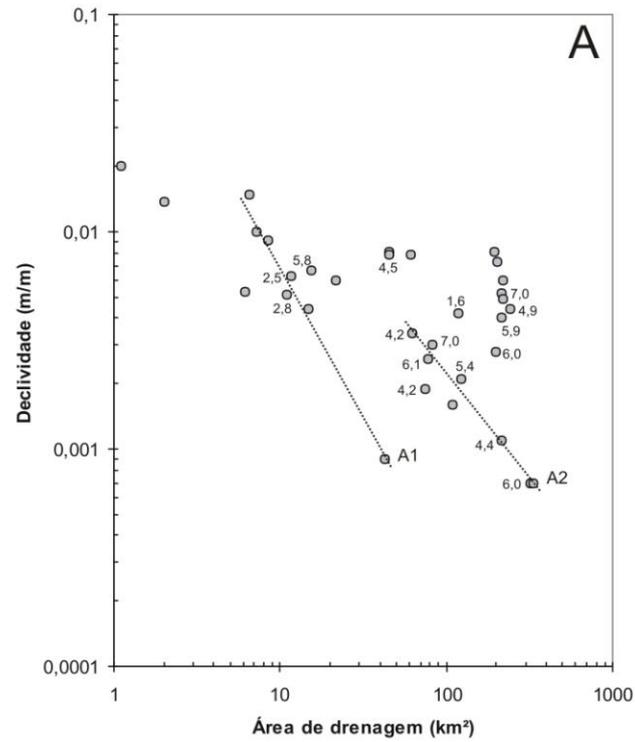
**Figura 10.8.** Relação entre declividade e área de drenagem para o Rio das Pedras, evidenciando os dois alinhamentos de trechos formados por zonas de topo (A1 e A2) e por zonas de ruptura (A3 e A4). Para A1:  $R^2 = 0,98$  e  $S = 0,183 A^{-1,41}$ . Para A2:  $R^2 = 0,99$  e  $S = 0,199 A^{-0,97}$ .

Quanto à resistência da rocha intacta, em zonas de topo a distribuição vertical dos valores não é sistemática, isto é, os valores altos e baixos misturam-se de modo aleatório (Figura 10.9A). Se houvesse controle das declividades pela resistência dos basaltos a distribuição esperada seria composta de valores baixos na parte inferior e valores altos na parte superior de uma faixa oblíqua, cuja inclinação seria dada pelo valor de  $\theta$ . Os dados de resistência em zonas de ruptura também se distribuem de modo aleatório (Figura 10.9B). Portanto, a estratificação dos pontos de dados, formando alinhamentos oblíquos, não ocorre devido à resistência.

A densidade de fraturas foi apontada no Capítulo 8 e na Seção 10.1 como tendo relação mais definida com as declividades. Na plotagem declive-área, de modo geral, em ambas as categorias morfológicas os valores de densidade de fraturas distribuem-se de modo aleatório, embora o grau de aleatoriedade pareça ser menor que no caso das resistências (Figuras 10.10A, B).



**Figura 10.9.** Relação declive-área para zonas de topo (A) e zonas de ruptura (B) do perfil longitudinal do Rio das Pedras, evidenciando a resistência da rocha intacta característica de cada trecho analisado em campo. Os alinhamentos A1, A2, A3 e A4 são os mesmos que aparecem na Figura 10.8.



**Figura 10.10.** Relação declive-área para zonas de topo (A) e zonas de ruptura (B) do perfil longitudinal do Rio das Pedras, evidenciando a densidade de fraturas característica de cada trecho analisado em campo. Os alinhamentos A1, A2, A3 e A4 são os mesmos que aparecem na Figura 10.8.

A escassez de informações de campo sobre as zonas de topo do alinhamento A1 impede que seja estabelecida a sua relação com determinados valores de fraturamento. Os dados de dois trechos acessíveis em campo (trechos 12 e 14) sugerem uma homogeneidade, tanto no subtipo litológico (vesicular-amidalóide), quanto na densidade de fraturas (2,5-2,8 m/m<sup>2</sup>).

As zonas de topo do alinhamento A2 são esculpidas em níveis vesiculares-amidalóides e maciços com disjunção horizontal. O trecho 45, a despeito da classificação como maciço *sem* disjunção horizontal, encontra-se bem ajustado nessa seqüência. Isso indica, corroborando as análises do Capítulo 8, que esse trecho seja, na realidade, esculpido em basalto *com* disjunção horizontal. Nota-se que no alinhamento A2 os trechos em níveis com disjunção horizontal possuem densidade de fraturas entre 4,2 e 5,4 m/m<sup>2</sup> (incluindo o trecho 45), enquanto os trechos em níveis vesiculares-amidalóides apresentam valores entre 6 e 7 m/m<sup>2</sup>. Essa mistura de valores não é contraditória. Considerando o processo de arranque como o processo erosivo fundamental, é plausível que os níveis vesiculares-amidalóides requeiram maior grau de fraturamento que os níveis com disjunção horizontal para que haja igualdade na eficiência erosiva. Assim, o alinhamento A2 demonstra ser um domínio homogêneo de resistência à erosão.

Acima e paralelamente ao alinhamento A2, outras três ou quatro zonas de topo formam um aparente alinhamento (Figura 10.11). Três dessas zonas são esculpidas em basalto vesicular-amidalóide. De acordo com a tendência mostrada por A2, o fraturamento nesse outro alinhamento deveria ser menor, pois em zonas de topo quanto menor o fraturamento maior é a declividade. Contrariando o esperado, não há uniformidade nos valores da densidade de fraturas nesse alinhamento secundário, com pelo menos um trecho apresentando densidade de fraturas maior que em A2 (Figura 10.10A). Este é o caso do trecho 48, que possui densidade de fraturas igual a 6 m/m<sup>2</sup>. Notavelmente, o trecho 48 possui cobertura aluvial formada pela acumulação de barras de cascalho grosso. É possível que nesse trecho a cobertura aluvial proteja o leito rochoso contra a erosão (Sklar & Dietrich, 1998; 2001; 2004). Grande parte da potência do escoamento seria gasta com o transporte dos sedimentos.

O alinhamento A3 é constituído por zonas de ruptura, porém as informações de campo são restritas. Pelo menos em duas dessas zonas (trechos 13 e 18) foi constatada a presença de basalto com expressivo fraturamento horizontal. As densidades de fraturas são, entretanto, muito distintas entre si (1,6 e 6,2 m/m<sup>2</sup>). Essa desigualdade não permite atribuir o alinhamento a um controle exclusivo por fraturamento, sendo possível que haja uma combinação entre este e um controle tectônico.

Também em zonas de ruptura, o alinhamento A4 mostra-se mais consistente que A3. Quatro trechos compõem o alinhamento, sendo dois esculpidos em níveis vesiculares-amidalóides, um em nível com disjunção horizontal e outro em nível maciço. Este último (trecho 26) apesar do seu declive quase ajustar-se aos demais, é um pouco elevado e a sua densidade de fraturas (6,1 m/m<sup>2</sup>) também não é compatível com os demais, de tal modo que não parece fazer parte desse alinhamento. Os trechos em nível vesicular-amidalóide possuem densidade de fraturas menor (3,0 e 3,4 m/m<sup>2</sup>) que o trecho em nível com disjunção horizontal (4,6 m/m<sup>2</sup>). Esta diferença de fraturamento é invertida em relação à diferença encontrada no alinhamento A2. Entretanto, do ponto de vista da eficiência erosiva, isto não é incongruente, porque o comportamento erosivo é diferente entre zonas de topo e zonas de ruptura. Se a densidade de fraturas verticais do trecho com disjunção horizontal fosse maior que dos trechos vesiculares-amidalóides, os blocos gerados tenderiam a ser mais plataformas e a declividade tenderia, por sua vez, a ser menor (Figura 10.4).

Acima e paralelamente ao alinhamento A4 (Figura 10.10B) situam-se quatro zonas de ruptura que formam um aparente alinhamento. A densidade de fraturas de duas dessas zonas (8,3 e 7,0 m/m<sup>2</sup>) é mais elevada que as densidades do alinhamento A4. Isso mostra certa concordância com a noção de que o aumento da densidade de fraturas aumenta a declividade em zonas de ruptura.

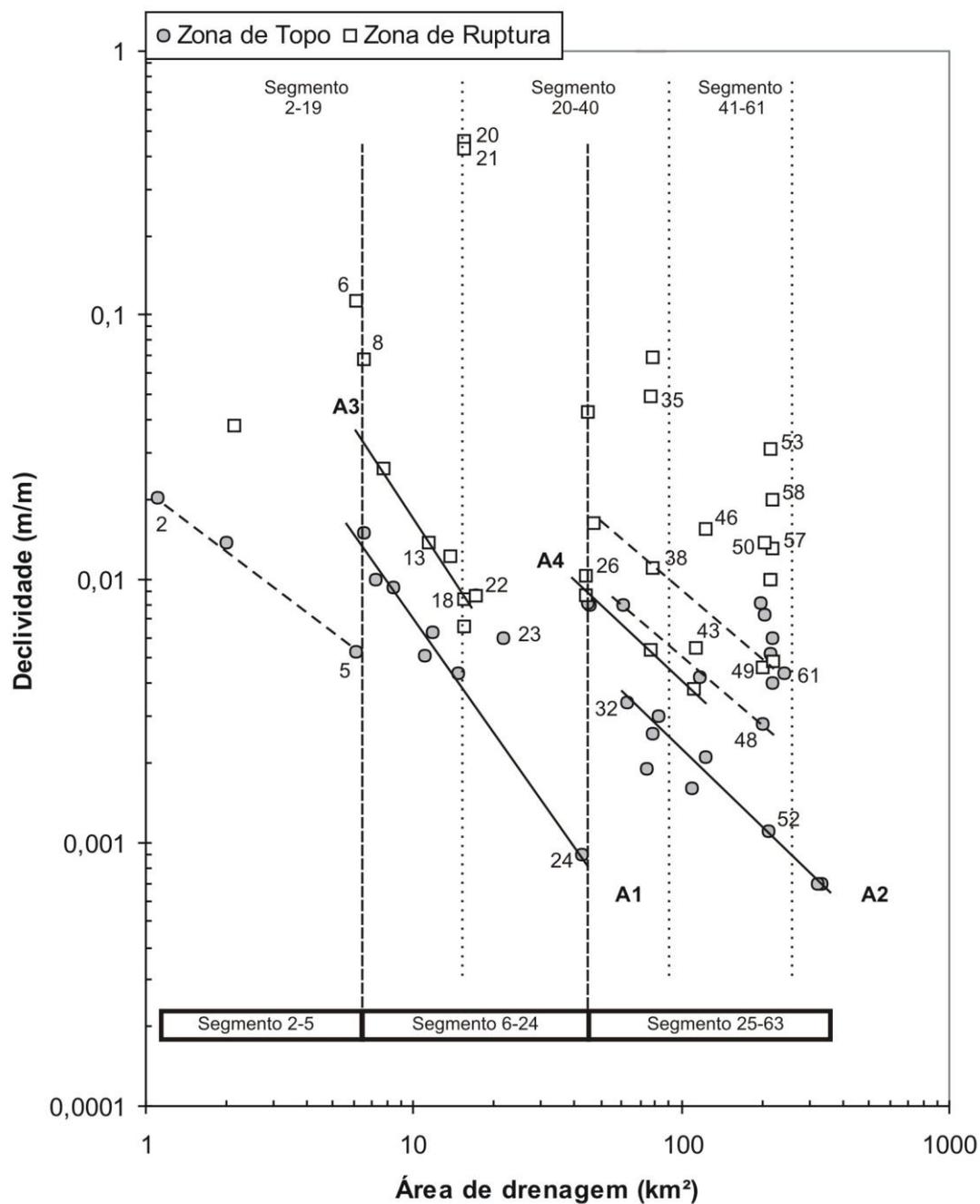
A fraca configuração de alinhamentos em zonas de ruptura é indicativa da forte relação entre essas zonas e as interferências tectônicas. A dependência dos declives para com o fraturamento e para com o controle hidráulico continua existindo, porém a velocidade com que os blocos falhados se movimentam introduz uma interferência no equilíbrio das outras variáveis.

### 10.2.2. Tectônica

Os índices de declividade ( $k_s$ ) e de concavidade ( $\theta$ ) calculados no Capítulo 5 são muito genéricos e não traduzem os detalhes do modo como a erosão fluvial opera em conexão com a vazão. As razões para essa generalidade estão na compartimentação tectônica do perfil longitudinal do rio. O controle tectônico impõe tendências diferenciadas aos índices ao longo do perfil. Na descrição do perfil longitudinal (Cap. 5) e na análise das estruturas tectônicas (Cap. 9), ficou evidenciada a existência de pelo menos três compartimentos estruturais, compreendidos pelos seguintes intervalos de trechos, doravante mencionados como segmentos: 2-19, 20-40 e 41-61. O exame desses segmentos ajuda a esclarecer o comportamento diferenciado dos alinhamentos presentes na plotagem declive-área e, também, a não-estruturação de alinhamentos. Conseqüentemente, essa análise possibilita o entendimento do significado dos índices morfológicos. Em contrapartida, o exame da relação declive-área possibilita avaliar a distinção e delimitação dos compartimentos estruturais, redefinindo-os.

O segmento 2-19 possui tendência de diminuição das declividades rio abaixo. Um exame mais detalhado desse segmento, por meio da plotagem declive-área (Figura 10.11), mostra que o seu início (trechos 2-5) possui comportamento distinto do restante: as declividades tendem a diminuir rio abaixo, porém a uma taxa menor. O comportamento do segmento 2-5 pode ser explicado pelo fato do canal estar inserido extensivamente em zonas tectonicamente fraturadas (lineamentos) e também pelo fato do rio estar fluindo a favor do mergulho de um bloco estrutural (cf. Figura 3.7).

Seidl & Dietrich (1992) e Sklar & Dietrich (1998) enfatizaram a existência de uma quebra na relação declive-área que seria comum nos rios de montanha. Abaixo de uma área crítica de drenagem de 10 km<sup>2</sup> as declividades seriam muito altas e a evolução do canal ocorreria por fluxo de detritos e não por processos fluviais. O limite de declividade acima do qual isso ocorreria é colocado como sendo igual a 0,2 m/m. No Rio das Pedras o segmento 2-5 está dentro da área crítica de 10 km<sup>2</sup>, mas as declividades são muito mais baixas que 0,2 m/m (máxima 0,02). Portanto, esse segmento ocorre sob condições de erosão plenamente fluviais e seu comportamento diferenciado é uma evidência de controle tectônico.

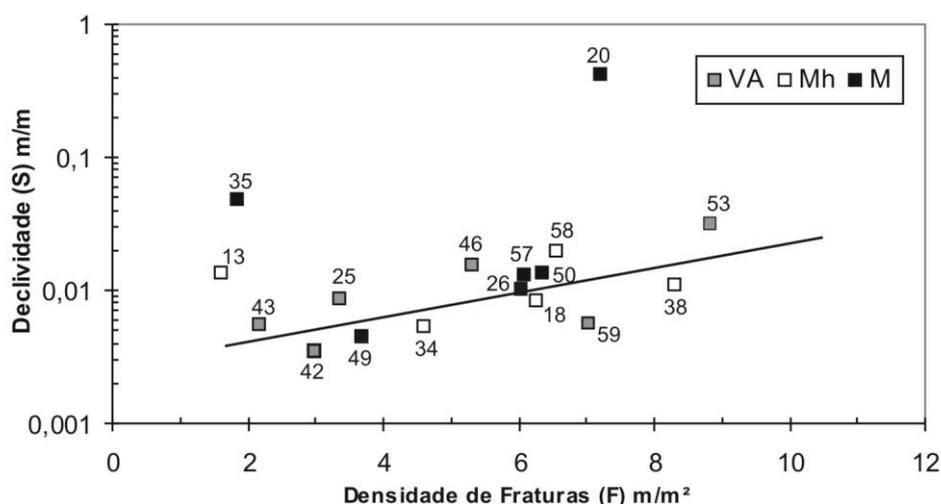


**Figura 10.11.** Relação declive-área para o Rio das Pedras, evidenciando a compartimentação estrutural do perfil longitudinal. Estão identificados apenas os alinhamentos e trechos discutidos no texto. Os alinhamentos mais consistentes estão grafados em linha cheia e os menos consistentes, em linha tracejada. Os compartimentos estruturais identificados no Capítulo 5 estão delimitados por retas verticais pontilhadas. Na parte inferior da figura estão identificados os compartimentos tal como redefinidos pela análise do presente capítulo e os limites estão representados por linhas verticais tracejadas.

Para o segmento 2-5 os índices morfológicos não foram calculados, por serem os dados insuficientes para uma regressão. É perceptível, porém, que a tendência esboçada pelas zonas de topo é indicativa de  $\theta$  próximo de 1 e de  $k_s$  com o valor mais baixo dentre os demais segmentos. O valor relativamente baixo de  $k_s$  significa menor resistência à erosão. Isto é explicado pelo fato do rio estar inserido em zonas de falhas (cf. Cap. 9). O índice  $\theta$  sugerido para o segmento 2-5 é relativamente baixo. A partir do que se analisou no Capítulo 9 (Subseção 9.3.3) é possível esperar que esse comportamento de  $\theta$  também seja devido à extensiva inserção do canal em zonas de falhas.

A partir do trecho 6, as declividades voltam a se elevar, mas a taxa de redução rio abaixo é maior que no segmento 2-5, correspondendo ao índice de concavidade do alinhamento A1 (Figura 10.8). As zonas de ruptura dos trechos 6 e 8 não se encontram ajustadas às demais (alinhamento A3), o que pode significar rupturas de declive do tipo cachoeira, possivelmente esculpidas em níveis de basalto maciço. A origem das demais zonas de ruptura do segmento denota relação com interferências tectônicas, mas seu comportamento é uniforme, obedecendo à mesma taxa de diminuição de declividade das zonas de topo. O exame da relação declividade-densidade de fraturas mostra que o trecho 13 é o que menos se ajusta à tendência geral das outras zonas de ruptura, possuindo declividade mais elevada (Figura 10.12). Desse modo, infere-se que o declive desse trecho esteja sendo forçado tectonicamente.

O segmento 6-19, portanto, mostra que há um ajuste das declividades à variação da área drenada (vazão), tanto em zonas de topo como em zonas de ruptura, pois o índice de concavidade é o mesmo para ambas as categorias morfológicas. Sugere ainda que esse ajuste seja possível mesmo existindo controle tectônico sobre as zonas de ruptura. Na medida em que há soerguimento tectônico a incisão fluvial aumenta e, com ela, aumenta a declividade do canal, independente do grau de fraturamento. Reduzindo a dependência para com a densidade de fraturas, a declividade passa a ser mais dependente da vazão. A condição para isso ocorrer parece estar relacionada à presença de basalto com reduzida resistência à erosão.



**Figura 10.12.** Relação entre declividade e densidade de fraturas em zonas de ruptura. Esta figura é a mesma apresentada no Capítulo 8 (Figura 8.5B), com exceção de que identifica os trechos, com números colocados junto aos símbolos, e apresenta para alguns trechos apenas a média de fraturamento. A linha de melhor ajuste é definida por  $S = 0,0036e^{0,17F}$  e não considera os valores extremos de declividade dos trechos 20 e 35. A dispersão vertical dos dados ocorre, sobretudo, em função do grau de controle tectônico sobre os declives: quanto maior o controle, maior é a declividade.

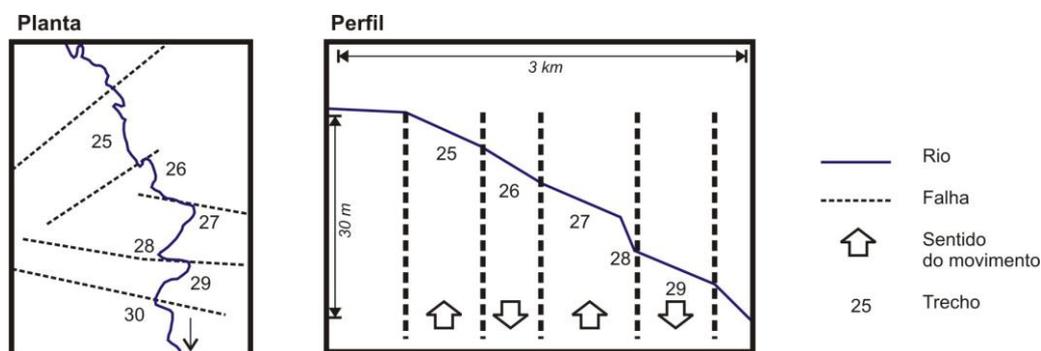
O trecho 20-21 é constituído por uma cachoeira de aproximadamente 9 m de altura, originada por falha em basalto maciço. O trecho 22 é uma zona de ruptura de baixa declividade que, como na zona de topo seguinte (trecho 23), apresenta uma contínua cobertura aluvial. O trecho 23 é uma zona transicional, ou seja, está situada na porção intermediária de um segmento côncavo (Figura 5.1); a sua classificação como zona de topo pode não ser adequada, julgando-se pelo comportamento apresentado na Figura 10.11. Desse modo o trecho 23 faria parte do alinhamento A3. Como o trecho 24 está ajustado às zonas de topo situadas a montante (alinhamento A1) e, além disso, o próprio trecho 23 poderia estar conectado ao alinhamento A3, em consequência, o segmento 20-24 é apenas uma continuidade do segmento 6-19, compondo com ele um único compartimento estrutural.

A transição do segmento 6-24 para o segmento final ocorre de modo abrupto, fazendo com que os declives voltem a ficar mais íngremes, mesmo para zonas de topo. De modo geral há uma redução na taxa de diminuição das declividades rio abaixo, demonstrado pelo índice de concavidade do alinhamento A2 (0,97) que é menor que do alinhamento A1 (1,41). A redução do índice de concavidade tem

provável relação com os basculamentos tectônicos de blocos, que afetam tanto zonas de topo como de ruptura. A partir do trecho 32 o Rio das Pedras começa a fluir contra o mergulho de blocos basculados (Figuras 3.7 e 3.8), forçando as declividades a se manterem relativamente elevadas, e conseqüentemente o índice  $\theta$  diminui. Neste caso, nota-se que  $k_s$  não muda substancialmente em relação ao segmento anterior (Figura 10.8;  $A_1 = 0,183$  e  $A_2 = 0,199$ ). Este fato sugere que a erodibilidade do substrato, em média, mantém-se constante de um segmento para outro. Porém, o segmento 6-24 está inserido mais extensamente em zonas fraturadas tectonicamente que o segmento 25-63, o que resultaria em maior erodibilidade média. Desse modo, a pequena diferença de  $k_s$  pode ser, na realidade, a expressão da diferença de erodibilidade.

Na plotagem declive-área as zonas de ruptura não apresentam configurações bem definidas como as zonas de topo, porque sua relação com os controles tectônicos é maior. A análise de alguns trechos ajuda a entender essa relação.

O trecho 26 possui declividade muito baixa, se considerada a relação entre densidade de fraturas ( $6,1 \text{ m/m}^2$ ) e o alinhamento A4. Esse trecho faz parte de um segmento quase retilíneo do perfil longitudinal, juntamente com os trechos 25 e 27. As declividades, portanto, não diminuem rio abaixo e essa constância deriva de movimentos de soerguimento e rebaixamento do tipo horst-graben, associados a pequenos blocos falhados (Figura 10.13). O trecho 26 ocupa um bloco cujo movimento relativo é descendente. A densidade de fraturas relativamente alta força a declividade a se manter elevada, mas a subsidência do bloco e sua interação com o bloco a jusante forçam a declividade a se manter baixa.



**Figura 10.13.** Controle tectônico no segmento do canal situado entre os trechos 25 e 29, visualizado em planta e em perfil. Ver texto para explicação.

O trecho 43 possui declividade maior do que seria esperado pela sua relação entre densidade de fraturas ( $2,2 \text{ m/m}^2$ ) e área de drenagem (Figura 10.11). O posicionamento esperado seria abaixo do alinhamento A4. Pela análise da relação com a densidade de fraturas (Figura 10.12) nota-se que a declividade do trecho 43 não sofre um controle tectônico muito forte, a despeito do fato de este trecho fazer parte de um segmento convexo produzido por basculamento tectônico (cf. Cap. 9, segmento 5). Outro trecho em situação similar é o 49, com densidade de fraturas igual a  $3,8 \text{ m/m}^2$ . Neste caso a influência tectônica é menor, mas o grau de fraturamento é maior. O trecho 35 possui declividade extremamente elevada, considerando sua baixa densidade de fraturas ( $1,8 \text{ m/m}^2$ ), sendo essa conclusão derivada tanto da análise da posição relativamente ao alinhamento A4, quanto da análise da relação declividade-fraturamento (Cap. 8 e Figura 10.12). Esse trecho está intimamente relacionado a uma zona fraturada tectonicamente, possivelmente uma falha (cf. Figura 3.7).

Pela relação declive-fraturamento o trecho 38 deveria ter declividade relativamente maior que o trecho 46. A declividade alta do trecho 46 pode ser entendida pelo fato de o canal ocupar uma rampa de revezamento entre duas falhas normais (cf. Figura 3.7). Não há motivo aparente para a declividade relativamente baixa do trecho 38, sugerindo que esta seja uma declividade normal, ou seja, sem interferência tectônica, a despeito de fazer parte de um segmento convexo (segmento 4; cf. Cap. 9). Essa condição revela que o basculamento do bloco tectônico no qual está inserido o segmento convexo 4 não é responsável pela convexidade. O motivo desta não-relação seria a posição axial do segmento no bloco basculado (cf. Figura 3.7). A grande convexidade que caracteriza o segmento 4 origina-se na falha que delimita o bloco tectônico e que controla o declive do trecho 39. A geração da convexidade é um processo vinculado à propagação da onda erosiva a partir da ruptura de declive em função das propriedades do fraturamento e da potência do escoamento.

Se o declive do trecho 38 não é forçado tectonicamente as posições dos trechos 50, 53, 57 e 58, no espaço declive-área, revelam interferências tectônicas. Em outras palavras, as declividades desses trechos, a despeito de obedecerem a certa ordenação conforme o grau de fraturamento, são altas demais. Exceto o trecho 50, os demais possuem claras evidências de controle tectônico (cf. Figura 3.7). Nota-se que o controle tectônico sobre as declividades passa a ocorrer mais

intensamente a partir do trecho 47. Os trechos 48 e 49 não são afetados tão intensamente, provavelmente devido ao modo de interação do canal com o bloco basculado do centro da bacia. No trecho 48 o canal está inserido em uma zona de falha e no trecho 49 o rio flui axialmente no reverso do bloco. A partir do trecho 50, porém, até as zonas de topo mostram-se afetadas pelo controle tectônico, com exceção do trecho 52. Essa situação demonstra o aumento, para SW, da taxa de soerguimento do bloco basculado central da bacia do Rio das Pedras, ou talvez do macro-basculamento que afeta toda a metade sul da bacia.

### **10.2.3. Síntese do significado dos índices de concavidade e declividade**

O exame dos índices de concavidade ( $\theta$ ) e de declividade ( $k_s$ ) revelou detalhes da compartimentação tectônica da bacia do Rio das Pedras e sua influência sobre as tendências da morfologia do perfil longitudinal do rio. Fica evidenciado o acoplamento entre as propriedades litológicas dos basaltos, as características tectônicas da área e a variação longitudinal da capacidade erosiva do rio.

A compartimentação tectônica do perfil longitudinal do rio, inicialmente identificada no Capítulo 5, pôde ser revista e definida com mais precisão. Desse modo, identificam-se três compartimentos, cada qual com sua própria relação declive-área, o que os define como macro-domínios tectônicos e de resistência à erosão (Figura 10.11). O primeiro compartimento, formado pelo segmento 2-5, tem seu comportamento controlado pelo fato de o rio fluir ajustado a zonas fraturadas tectonicamente. O comportamento do segundo compartimento, constituído pelo segmento 6-24, é também derivado desse tipo de ajuste entre canal e zonas fraturadas, embora em menor extensão que o compartimento 2-5. Finalmente, o terceiro compartimento, formado pelo segmento 25-63, é controlado pelo fluxo contrário do rio ao mergulho de blocos basculados.

Julgando pela uniformidade do alinhamento A2, pertencente ao segmento 25-63, os basculamentos individuais fazem parte de um basculamento maior, que se estende até o trecho 61, mas influencia inclusive os declives dos trechos 62 e 63. A hipótese de um macro-basculamento foi trabalhada no Capítulo 9, com base na tendência das declividades, descrita no Capítulo 5. A análise da relação declive-área corrobora essa hipótese e vai além. A tendência do alinhamento A2 começa no trecho 32, antes do rio entrar no bloco tectônico central da bacia – formado pelo arranjo em leque das grandes falhas SW-NE – e exatamente na interseção com o

traço principal do mega-lineamento Piquirí (Figura 3.7). Os basculamentos – com mergulhos, grosso modo, para NE – não estão, de fato, restritos à faixa central da bacia, mas se mostram bem marcados tanto no setor a oeste quanto a leste da mesma. O macro-basculamento, portanto, deve atingir toda a metade sul da bacia do Rio das Pedras.

Nota-se que a variação do índice de declividade, no Rio das Pedras, está dentro de uma ordem de magnitude, considerando, para isso, também o índice de declividade esperado para o alinhamento das zonas de topo do segmento 2-5 ( $\approx 0,02$ ). Vários estudos sugerem que variações menores que uma ordem de magnitude não podem ser atribuídas a controle litológico (e.g. Snyder et al., 2000; 2003; Spagnolo & Pazzaglia, 2005). Os dados do Rio das Pedras estão de acordo com essas sugestões, pois a diferença litológica mais expressiva que ocorre na área é entre níveis dentro dos corpos basálticos. A ocorrência de corpos intrusivos é reduzida, não sendo significativa.

Comumente, mudanças nos índices de declividade são relacionadas a controles por soerguimento tectônico (Figura 10.7; Snyder et al., 2000; Kirby et al., 2003; Spagnolo & Pazzaglia, 2005). No Rio das Pedras o soerguimento é condicionado por basculamentos de blocos, e seu efeito sobre  $k_s$  é pequeno, como analisado na comparação dos segmentos 6-24 e 25-63. A maior diferença estaria em relação ao índice esperado do segmento 2-5. Porém, neste caso, o rio flui a favor do mergulho de um bloco. O menor valor de  $k_s$  é, provavelmente, devido à extensiva inserção do canal em zonas tectonicamente fraturadas, que diminui a resistência das rochas à erosão. O segmento 6-24 também apresenta grande percentual de inserção em zonas tectonicamente fraturadas, porém menos que no segmento 2-5. Esta constatação coloca em relevo um tipo de relação ainda não considerado pelas pesquisas acerca da incisão em leitos rochosos, ou seja, a relação entre controle direcional dos canais, redução da resistência à erosão e diminuição do valor índice de declividade dos perfis.

O índice de concavidade do alinhamento A1 – e por extensão, do segmento 6-24 – é 1,41. Índices de concavidade maiores que 1 podem ser atribuídos à diminuição, rio abaixo, da resistência das rochas (Kirby & Whipple, 2001; Kirby et al., 2003; Duvall et al., 2004). No caso do segmento 6-24 o índice representa a diminuição *relativa* da resistência à erosão. Nos basaltos, a resistência à erosão não está relacionada à resistência da rocha intacta, e sim ao grau de fraturamento. No

segmento 6-24 essa diminuição da resistência pode estar relacionada à progressiva inserção do canal em zonas fraturadas tectonicamente (cf. Figura 3.7).

É reconhecido o fato de que o controle por soerguimento tectônico pode influenciar os índices de concavidade (e.g. Kirby & Whipple, 2001; Whipple, 2004; Spagnolo & Pazzaglia, 2005). No Rio das Pedras o controle por basculamentos de bloco aparentemente influencia de modos diferentes os índices dos segmentos 2-5 e 25-63. No primeiro, o rio flui a favor do mergulho de um bloco e, no segundo, flui contrário ao basculamento geral, composto de vários basculamentos individuais. No segundo caso é compreensível que o soerguimento force as declividades a se manterem elevadas se a taxa de soerguimento não for muito maior que a taxa de erosão. No primeiro caso falta um modelo conceitual, mas é mais provável que o comportamento do índice de concavidade esteja sendo influenciado pela inserção do canal em zonas fraturadas tectonicamente, como foi discutido anteriormente. Ainda em termos comparativos, o segmento 25-63 possui índice de concavidade menor que o segmento 6-24, demonstrando com isso a mudança no controle tectônico geral sobre as declividades.

Whipple (2004, p.161) observa que altos índices de concavidade ( $> 0,7$ ) podem estar relacionados com transições de condições erosivas para deposicionais. Este tipo de situação parece aplicar-se bem ao segmento 6-24, onde o último trecho assume configuração totalmente aluvial. Porém, para o segmento 25-63 essa caracterização não se aplica. A taxa de aumento da vazão, e conseqüentemente da potência do escoamento, é maior a partir do trecho 47, quando os maiores afluentes desembocam no rio principal (Figura 5.6). A granulometria dos blocos arrancados do leito, no entanto, deve permanecer a mesma, devido às propriedades físicas do basalto (resistência da rocha intacta e fraturamento) serem as mesmas. O resultado é que a capacidade de transporte torna-se maior e a cobertura aluvial do leito resume-se a trechos pequenos e esparsos.

Nestas condições, considerando que o arranque é o processo erosivo predominante, a capacidade erosiva também aumenta a partir do trecho 47. Em conseqüência a incisão do canal aumenta. Isso é evidenciado no relevo do setor sul da bacia do Rio das Pedras, que mostra aumento na amplitude justamente a partir do trecho 47 (cf. Cap. 3). Não obstante, as zonas de ruptura e mesmo algumas zonas de topo não diminuem sua declividade (Figura 10.11). De modo geral, no segmento 47-61 as declividades aumentam, demonstrando uma forte componente

ascensional. O soerguimento produzido pelo basculamento generalizado força os declives a se manterem elevados e, em consequência, o índice de concavidade é reduzido. Isto não somente é revelado pelo comportamento do segmento final do rio, mas é também aparente no efeito de redução do índice de concavidade geral do perfil (0,32). Se a taxa de soerguimento no segmento 25-63 fosse homogênea seria esperável que o índice de concavidade não mudasse em relação ao segmento 6-24, porque em tais condições esse índice parece ser insensível ao controle tectônico (cf. Kirby et al., 2003; Duvall et al. 2004).

Whipple et al. (2000a) sugerem que a eficiência erosiva do processo de arranque, onde ativo, pode ser até uma ordem de magnitude maior que a eficiência da erosão por abrasão. Os índices elevados de concavidade encontrados no Rio das Pedras mostram que a taxa de diminuição das declividades rio abaixo é alta, a despeito da existência de várias zonas de ruptura e de controles tectônicos gerais diferentes, indicando que o processo erosivo por arranque é muito eficiente.

## 11. CONCLUSÕES

A questão fundamental que norteou o presente estudo é concernente à interação entre as variáveis litológicas, tectono-estruturais e hidráulicas no desenvolvimento da morfologia do perfil longitudinal de rios instalados sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral. Considerando que essas rochas foram pouco estudadas no tocante à sua resposta geomorfológica fluvial, a pesquisa desenvolvida no Rio das Pedras possibilitou chegar a conclusões que podem ser agrupadas em duas categorias. A primeira é relativa às propriedades geológicas e geomorfológicas dos basaltos da área de estudo, as quais são importantes para o desenvolvimento erosivo dos perfis longitudinais dos rios. A segunda categoria refere-se à resposta geomorfológica do perfil longitudinal frente aos controles geológico e hidráulico. Esta segunda categoria de conclusões é, portanto, o corpo principal de respostas à questão fundamental do estudo desenvolvido.

### 11.1. PROPRIEDADES GEOLÓGICAS E GEOMORFOLÓGICO-FLUVIAIS DO LEITO BASÁLTICO DO RIO DAS PEDRAS

1. Feições esculpidas por abrasão são desenvolvidas com mais frequência nos basaltos vesiculares-amidalóides.
2. O material responsável pela esculturação das formas abrasivas como marmitas é, geralmente, de granulometria suficientemente pequena (< 2 cm) que denota transporte em suspensão nos vórtices.
3. Os basaltos vesiculares-amidalóides e os basaltos com disjunção horizontal também são encontrados como constituintes de rupturas de declive e zonas de ruptura, diferente do esperado pelo modelo conceitual de Leinz (1949).
4. A resistência à compressão dos basaltos varia de 50 a 64 R, sendo que valores inferiores são atribuíveis a unidades intemperizadas e valores maiores, a corpos intrusivos. Os basaltos vesiculares-amidalóides apresentam resistência variável, porém o valor modal é de 58 R. Nos basaltos maciços também ocorre variabilidade, mas o valor modal é de 61 R.

5. Constatou-se redução na resistência dos basaltos em até 46%, devido ao intemperismo. Esses valores são atingidos em zonas do leito mais protegidas da erosão freqüente, como saliências e zonas marginais.
6. A densidade de fraturas varia de 1,6 a 10,5 m/m<sup>2</sup>, com valor modal entre 5-6 m/m<sup>2</sup>, não havendo diferença significativa na média entre basalto maciço e vesicular-amidalóide.
7. Arranque e abrasão podem operar conjuntamente, mas as formas esculpidas por abrasão são mais desenvolvidas quando o fraturamento está entre 3 e 5 m/m<sup>2</sup>. Acima desse intervalo o arranque elimina rapidamente as feições de abrasão e abaixo, a macro-abrasão é mais ativa, gerando leitos quase planos.
8. Arranque por soerguimento de blocos é um processo cuja atuação responsabiliza-se por grande parte da erosão do leito basáltico, principalmente onde haja disjunções horizontais. O arranque de blocos fraturados origina depressões poligonais que tendem a aumentar em profundidade e largura, gerando macro-depressões (*pools*).
9. A densidade de fraturas em trechos fluviais cuja orientação é controlada pela inserção em zonas fraturadas tectonicamente é maior (6,2 m/m<sup>2</sup>) que nos trechos livres de controle (4,5 m/m<sup>2</sup>). Trechos controlados não mostram fraturamento inferior a 3 m/m<sup>2</sup> e trechos não-controlados não apresentam fraturamento superior a 7 m/m<sup>2</sup>.
10. O rio é mais fortemente controlado em sua direção, por lineamentos tectônicos, apenas quando flui sobre basalto amidalóide ou maciço com disjunção horizontal. A explicação provável é que esses níveis dos corpos basálticos podem ser, originalmente, menos fraturados que os níveis maciços e a imposição de uma falha, aumentando o fraturamento, cria caminhos preferenciais para os rios. Nos níveis maciços o fraturamento tectônico não é destacado em relação ao fraturamento original, ou por que este pode ser mais intenso ou porque o alívio das tensões tectônicas ocorre aproveitando o fraturamento existente. Desse modo não são criados caminhos preferenciais para os rios.

## 11.2. CONTROLE GEOLÓGICO E HIDRÁULICO E A RESPOSTA GEOMORFOLÓGICA DO PERFIL LONGITUDINAL

1. As zonas de ruptura são morfologias comuns, formadas em todos os subtipos de basalto (maciço com e sem disjunção horizontal e vesicular-amidalóide), contrariando a expectativa do modelo tradicional de que somente haveria rupturas de declive, sendo estas esculpidas em basalto maciço sem disjunção horizontal.
2. A maioria das zonas de ruptura, independente do subtipo litológico em que estão formadas, possui estreita relação com interferências tectônicas, ou seja, estão situadas no cruzamento do canal com zonas falhadas ou pouco a montante destas.
3. O modo de evolução das *rupturas de declive* é por retração paralela, mas o desenvolvimento do processo gera *zonas de ruptura* que evoluem por inclinação, independentemente do grau de fraturamento.
4. Retração paralela de rupturas de declive depende da existência de fraturas horizontais/sub-horizontais e da relação do espaçamento destas com a potência do escoamento. Se a potência é suficiente para remover os blocos fraturados, ocorre a retração paralela, mas se a potência não é suficiente, a macro-abrasão predomina e são geradas rupturas em forma de rampas. Essa dualidade de condições pode ocorrer em uma mesma ruptura de declive, gerando uma morfologia dupla.
5. A morfologia das rupturas de declive em basalto vesicular-amidalóide mostrou ser diagnóstica. Quando a rocha é pouco fraturada o perfil da ruptura é suavizado e convexo, quando há maior fraturamento, a face da ruptura torna-se rugosa, com arranque irregular de blocos.
6. A resistência da rocha intacta tem pouca influência sobre as declividades do canal. Possivelmente, seu maior efeito é sobre a resistência ao impacto de clastos da carga do leito, que promove a macro-abrasão e prepara o substrato rochoso para o arranque. Neste sentido, a resistência da rocha intacta teria maior influência sobre os declives das zonas esculpidas em basalto menos resistente (geralmente vesicular-amidalóide) e com maior declividade (zonas de ruptura), onde a capacidade erosiva é maior.

7. Zonas de topo apresentam tendência de diminuição da declividade com o aumento do fraturamento, enquanto as zonas de ruptura tendem a aumentar a declividade. Como as declividades das zonas de topo são relativamente menores que das zonas de ruptura, a potência do escoamento e a capacidade erosiva são menores. Em função disso o arranque, que opera nessas zonas mais por soerguimento hidráulico, é efetuado com mais facilidade nos substratos mais fraturados. A relação entre capacidade erosiva e capacidade de transporte também se torna importante para determinar quando e onde o leito vai estar livre de cobertura aluvial para ser erodido. Nas zonas de ruptura a potência do escoamento e capacidade erosiva são maiores. A cobertura aluvial é restringida e proporciona ação livre do fluxo, promovendo arranque nas frentes erosivas das rupturas de declive que, devido a interação entre geometria dos blocos e a potência do escoamento, favorece a relação inversa entre declividade e densidade de fraturas.
8. Em zonas de topo, quando a densidade de fraturas é alta ( $>5 \text{ m/m}^2$ ) o arranque eficiente faz com que a componente erosiva horizontal seja maior, diminuindo a declividade. Quando a densidade de fraturas é menor, a atuação do arranque é menos eficiente e a componente erosiva vertical torna-se mais acentuada, levando também a declividade a ser maior.
9. O fraturamento em zonas de topo formadas em basalto vesicular-amidalóide pode ser muito maior que nas zonas formadas por basalto com disjunção horizontal, embora a média de ambos seja igual. Isto faz com que o arranque possa atingir a mesma eficiência em ambos os subtipos litológicos e o comportamento das declividades tornar-se semelhante.
10. Em segmentos côncavos, quanto maior é a proporção de inserção do canal em zonas fraturadas tectonicamente menor é a taxa de redução das declividades com o aumento da área de drenagem. A explicação desse comportamento seria o fato de nas zonas fraturadas tectonicamente haver grande produção de clastos, devido ao maior fraturamento. A maior quantidade de sedimento disponível dificultaria a erosão do leito.
11. Segmentos convexos estão associados, em sua maioria, ao fluxo do rio contrariamente ao mergulho de blocos basculados tectonicamente. O recuo, rio acima, de uma convexidade em relação à falha que lhe dá origem e que delimita o bloco basculado, gera um segmento côncavo. A magnitude do

recoo depende da resistência à erosão apresentada pelo substrato basáltico. Basaltos vesiculares-amidalóides e inserção do canal em zonas fraturadas tectonicamente reduzem a resistência à erosão e fazem com que o recoo seja maior.

12. Na relação declive-área principalmente os índices de concavidade ( $\theta$ ) apresentam comportamentos diferenciados em função do tipo de macro-domínio tectônico em que o rio está inserido e do modo de interação espacial com o macro-domínio. No rio estudado os macro-domínios tectônicos caracterizam-se pela presença ou não de blocos basculados e zonas de fraturas (falhas). Dentro desses macro-domínios as variações das propriedades litológicas e estruturais menores determinam os valores do índice de declividade ( $k_s$ ).
13. Quando o rio flui contrariamente ao mergulho de um bloco basculado o soerguimento tectônico produz a redução relativa do índice de concavidade, embora o valor absoluto continue elevado devido às propriedades erosivas do basalto (cf. conclusão 14).
14. O índice de concavidade é fortemente controlado pela erodibilidade dos basaltos pela ação do arranque. No rio estudado esse índice é alto ( $\pm 1$ ), indicando que o processo erosivo por arranque é altamente eficiente.
15. A proporção da inserção do canal em zonas fraturadas tectonicamente promove modificações, embora pequenas, nos valores do índice de declividade. Nessas zonas a resistência à erosão é diminuída e quanto maior for a inserção do canal, menor será o índice de declividade.
16. O índice de declividade varia nos basaltos conforme a densidade de fraturas, formando domínios diferenciados de resistência à erosão. Em zonas de topo, quanto mais fraturado for o substrato, menor é o índice de declividade, porque a resistência à erosão tende a ser menor. Em zonas de ruptura deve acontecer o oposto (cf. conclusão 7), mas as interferências tectônicas, por serem variadas, não permitiram identificar domínios específicos.
17. Em zonas de topo os basaltos com disjunção horizontal e vesiculares-amidalóides possuem comportamento semelhante em termos do índice de declividade. Quando isso ocorre, os níveis vesiculares-amidalóides possuem densidade de fratura maior que os níveis com disjunção horizontal (diferença  $\approx 2 \text{ m/m}^2$ ), para que a eficiência erosiva do arranque seja igualada. Em zonas

de ruptura a situação é contrária, com os níveis vesiculares-amidalóides sendo menos fraturados que os níveis com disjunção horizontal (diferença  $\approx 1$  m/m<sup>2</sup>). Esta inversão acontece porque o comportamento relacional fraturas-declive é diferente entre zonas de ruptura e zonas de topo (cf. conclusão 7).

### **11.3. PESQUISAS NECESSÁRIAS**

O desenvolvimento da presente pesquisa revelou muitos aspectos do comportamento erosivo fluvial dos basaltos e do concomitante desenvolvimento dos perfis longitudinais. Como o estudo foi desenvolvido em apenas um rio, muitas das conclusões precisam ser verificadas em outros canais similares. Ao lado disso, outras questões surgiram ao longo do estudo e precisam ser investigadas para que a morfologia dos perfis longitudinais nos basaltos possa ser mais bem compreendida.

A variação da resistência da rocha intacta ainda necessita ser verificada nos demais tipos litológicos da Formação Serra Geral, principalmente naqueles em que essa propriedade seja potencialmente importante para os processos macro-abrasivos. Incluem-se nessa categoria as unidades menos fraturadas de andesitos e riolitos e seus tipos transicionais. Além disso, a relação entre resistência das rochas vulcânicas e suscetibilidade ao impacto de clastos precisa ser quantificada para que os processos macro-abrasivos tenham sua importância dimensionada.

Quanto à densidade de fraturas, que determina o processo erosivo por arranque como predominante, as vulcânicas da Formação Serra Geral precisam de uma avaliação mais completa, abrangendo todos os tipos litológicos. Especialmente interessante é a investigação da densidade de fraturas e do arranque nas unidades ácidas, que apresentam disjunção horizontal pervasiva, e nos basaltos hipovítreos, que apresentam densidades de fratura muito elevadas. Muitos rios da Formação Serra Geral cortam essas unidades, cujo comportamento erosivo ainda é desconhecido.

Como observado no Rio das Pedras, as rupturas de declive em basalto maciço podem apresentar morfologia dupla. Isso requer, sobretudo, uma investigação sobre a relação da capacidade erosiva com as variações da potência do escoamento na seção transversal dos canais. Essa relação é importante porque

provavelmente possibilita conhecer os limiares da efetividade erosiva do arranque e macro-abrasão, que implica nos processos de evolução das rupturas de declive e, de forma mais ampla, das zonas de ruptura. Na relação declive-área as zonas de ruptura apresentam comportamentos menos consistentes que as zonas de topo. As interferências tectônicas são em grande parte responsáveis por isso. Para poder extrair informações sobre a movimentação tectônica por falhas é requerida a formulação de modelos que considerem a dinâmica erosiva das zonas de ruptura.

Com relação às zonas de topo é necessário avaliar a morfologia das seções transversais, principalmente a largura, para verificar se a sugestão de que a intensidade das componentes erosivas horizontal e vertical seriam diferentes conforme o grau de fraturamento. Este tipo de análise pode contribuir também para avaliar o ajuste da geometria hidráulica em meio rochoso dominado pelo processo de arranque.

Os dados do Rio das Pedras sugerem que a inserção dos canais em zonas fraturadas tectonicamente pode ser responsável pela formação de segmentos côncavos e que a proporção de inserção pode calibrar o grau de concavidade do segmento. Essa relação necessita ser analisada mais extensivamente, com mais dados, para determinar se o efeito sugerido sobre o índice de concavidade é mantido. De modo mais amplo, a avaliação da relação entre o controle direcional do canal, por inserção em zonas fraturadas, e a redução da declividade, pode ajudar a dimensionar a redução da resistência à erosão dos basaltos pela ação tectônica e explicar a variação dos índices de declividade nos modelos declive-área.

## 12. REFERÊNCIAS

- ANDRADE et al. Mapeamento geológico de detalhe da área de Roncador – PR. Escala 1: 25.000. *Relatório RT 367/82*, Themag/Paulipetro. Consórcio CESP/IPT, 1982.
- ARIOLI, E.E.; LICHT, O.A.B. Mapeamento geológico da Formação Serra Geral – Folha de Guarapuava, Escala 1: 250.000. Relatório final. Curitiba, MINEROPAR, 2008.
- ARIOLI, E.E.; LICHT, O.A.B.; VASCONCELLOS, E.M.G.; BONNET, K.L.; SANTOS, E.M. Faciologia vulcânica da Formação Serra Geral na Região de Guarapuava, Paraná. SIMP. VULC. AMB. ASSOCIADOS, 4, 2008, Foz do Iguaçu, *Anais...Foz do Iguaçu*, SBG, 2008.
- ARTUR, P.C.; SOARES, P.C. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, v.32, n.4, p. 433-488, 2002.
- BAGNOLD, R.A. Sediment discharge and stream power: a preliminary announcement. *U.S. Geol. Surv. Circ.*, 421, 1960.
- BAGNOLD, R.A. Bed load transport by natural rivers. *Water Resources Research*, v.13, p.303-312, 1977.
- BAGNOLD, R.A. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Proceedings Royal Society of London*, A372, p.453– 473, 1980.
- BANNISTER, E. Joint and drainage orientation of SW Pennsylvania. *Z. Geomorph. N.F.* v. 24, n.3, p. 273-286, 1980.
- BATTISTELI, M.; CAMARGO FILHO, M.; HEERDT, B.(org.). *Proteção e manejo da bacia do Rio das Pedras: relato de experiências*. Guarapuava, PR: B & D, 2004.
- BAKER, V. R. & KALE, V.S. The role of extreme floods in shaping bedrock channels. In: TINKLER, K. J. & WOHL, E.E. *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p. 153-166.
- BAKER, V.R. & PICKUP, G. Flood geomorphology of the Katherine Gorge, Northern Territory, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.98, n.6, p.635-646, 1987.
- BARCHA, S.F. & ARID, F.M. Origem das cachoeiras da Bacia do Alto Paraná. *Rev. Bras. Geociências*, v.5, n.2, p.120-135, 1975.
- BARNES, H.L. Cavitation as a geological agent. *Am. J. Science*, v.254, n.8, p.493-595, 1956.

BARNES, C.M.; SKLAR, L.S.; WHIPPLE, K.X.; JOHNSON, J.P. Periodic spacing of channel-spanning potholes in Navajo sandstone, Henry Mountains Utah: implications for propagation of incision pulses across tributary junctions. *Eos Trans. AGU*, v.85, n.47, Fall Meet. Suppl., H53C-1276, 2004.

BARTORELLI, A. Origem das grandes cachoeiras do Planalto Basáltico da Bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfologia. In: MONTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.; BRITO-NEVES, B.B. (org.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. S. Paulo: Beca, 2005. p. 75-111.

BEGIN, Z.B.; MEYER, D.F.; SCHUMM, S.A. Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base level lowering. *Earth Surf. Process. Landforms*, v.6, p. 49-68, 1981.

BISHOP, P.; YOUNG, R.W.; McDOUGALL, I. Stream profile change and longterm landscape evolution: early Miocene and modern rivers of the east Australian highland crest, Central New South Wales, Australia. *J. Geology*, v. 93, p. 455-474, 1985.

BISHOP, P.; HOEY, T.B.; JANSEN, J.D.; ARTZA, I.L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surf. Process. Landforms*, v. 30, p. 767-778, 2005.

BONDRE, N.R.; DURAISWAMI, R.A.; DOLE, G. A brief comparison of lava flows from the Deccan Volcanic Province and the Columbia-Oregon Plateau Flood Basalts: implications for models of flood basalt emplacement. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, v. 113, n. 4, p. 809–817, 2004a.

BONDRE, N.R.; DURAISWAMI, R.A.; DOLE, G. Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India. *Bull. Volcanol.*, v.66, p. 29-45, 2004b.

BRUSH, L. M. Drainage basins, channels, and flow characteristics of selected streams in Central Pennsylvania. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 282F, p.145-181, 1961.

BULL, W.B. Threshold of critical power in streams. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part I, v.90, p.453-464, 1979.

BUTLER, R.W.H; BOND, C.E.; SHIPTON, Z.K.; JONES, R.R.; CASEY, M. Fabric anisotropy controls faulting in the continental crust. *J. Geological Society*, v. 165, n. 2, p. 449-452, 2008.

CARLING, P.A. & GRODEK, T. Indirect estimation of ungauged peak discharges in a bedrock channel with reference to design discharge selection. *Hydrological Processes*, v.8, p.497-511, 1994.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Blücher, 1981.

COLEMAN, S.; MELVILLE, B.W.; GORE, L. Fluvial entrainment of protruding fractured rock. *J. Hydraulic Engineering*, v. 129, n. 11, p. 872-884, 2003.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. USP/IAG, 1988. p.47-72.

COWIE, P.A.; ATTAL, M.; TUCKER, G.E.; WHITTAKER, A.C.; NAYLOR, M.; GANAS, A.; ROBERTS, G.P.: Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modeling approach. *Basin Research*, v.18, p. 231–266, 2006

DEFFONTAINES, B. & CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, v.194, p. 237-263, 1991.

DEROIN, J.P. & DEFFONTAINES, B. Morphostructural analysis for linking stream flow, lithology and structure: comparison with remote sensing data on the Cévennes (French Massif Central). *Z. Geomorph. N.F.*, v. 39, n.1, p.97-116, 1995.

DESSERT, C.; DUPRÉ, B.; GAILLARDET, J.; FRANCOIS, L.M.; ALLÈGRE, C.J. Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle. *Chemical Geology*, v. 202, p. 257-273, 2003.

DINÇER, I.; ACAR, A.; ÇOBANOĞLU, I.; URAS, Y. Correlation between Schmidt hardness, uniaxial compressive strength and Young's modulus for andesites, basalts and tuffs. *Bull. Eng. Geol. Environ.*, v.63, n. 2, p.141–148, 2004.

DUBINSKI, I.M. *Physical modeling of jointed bedrock erosion by block quarrying*. 2008. PhD Thesis. Department of Geosciences, Colorado State University, Fort Collins.

DUVALL, A.R.; KIRBY, E.; BURBANK, D.W. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *J. Geoph. Research*, v.109, F03002, doi: 10.1029/2003JF000086, 2004.

FERNANDES, A. J.; MALDANER, C.; AZEVEDO SOBRINHO, J.M.; PRESSINOTTI, M. M. N.; WAHNFRIED, I.; FERREIRA, L. M.; VARNIER, C.; IRITANI, M. A.; HIRATA, R. Estratigrafia e estruturas dos basaltos da Formação Serra Geral na região de Ribeirão Preto. SIMP. VULC. AMB. ASSOCIADOS, 4, 2008, Foz do Iguaçu, Anais...Foz do Iguaçu, SBG, 2008.

FINNEGAN, N. J. *Channel morphology and bedrock river incision: theory, experiments, and application to the eastern Himalaya*. 2007. PhD Dissertation, Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, Seattle.

- FINNEGAN, N.J.; ROE, G.; MONTGOMERY, D. R.; HALLET, B. Controls on the channel width of rivers: implications for modeling fluvial incision of bedrock. *Geology*, v.33, n.3, p.229-232, 2005.
- FLINT, J.J. Stream gradient as a function of order, magnitude and discharge. *Water Resources Research*, v.10, n. 5, p. 969-973, 1974.
- FOSTER, J.A. & SPRINGER, G.S. Correlations between unit stream power, substrate resistance, and incision processes in a bedrock stream: Greenbrier River, West Virginia. *Eos Trans. AGU*, v.82, n.47, Fall Meet. Suppl., H52B-0387, 2001.
- FRANKEL, K.L.; PAZZAGLIA, F.J.; VAUGHN, J.D. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 119, n. 3/4, p. 476-486, 2007.
- GARDNER, T.W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 94, p. 664-72, 1983.
- GOLDSTEIN, A. & MARSHAK, S. Analysis of fracture array geometry. In: MARSHAK, S. & MITRA, G. (org.). *Basic methods of Structural Geology*. Prentice Hall: Englewood Cliffs, 1988, p. 249-268.
- HACK, J.T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 294B, 1957.
- HACK, J.T. Stream profile analysis and stream gradient index. *J. Res. US Geol. Survey*, v.1, n.4, p.421-429, 1973.
- HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S.; WHIPPLE, K. X. Beyond power: bedrock river incision process and form. In: TINKLER, K. & WOHL, E. E. (eds.). *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*: Washington: American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p. 35–60. (Geophysical monograph 107)
- HANCOCK, G.S. & SMALL, E.E. The coupling of subaerial weathering and rock erosion in streams. *Eos Trans. AGU*, v.83, n.7, Abstract H21C-0843, Fall Meet. Suppl., 2002.
- HARTSHORN, K.; HOVIUS, N.; DADE, W.B.; SLINGERLAND, R.L. Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt. *Science*, v. 297, p. 2036-2038, 2002.
- HAVIV, I; ENZEL, Y.; WHIPPLE, K.; ZILBERMAN, E.; STONE, J.; MATMON, A.; FIFIELD, L. K. Knickpoint retreat and drawdown reach evolution along the arid escarpments of the Dead Sea Basin. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, v. 35, n. 6, p. 333, 2003.
- HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.
- HOWARD, A. D. Theoretical model of optimal drainage networks. *Water Res. Research*, v. 26, n. 9, p. 2107-2117, 1990.

HOWARD, A.D. Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In: TINKLER, K. J. & WOHL, E.E. *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p.297-319. (Geophysical monograph 107).

HOWARD, A.D.; DIETRICH, W.E.; SEIDL, M.A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geoph. Research*, v. 99 (B7), p. 13971-13986, 1994.

HOWARD, A.D. & KERBY, G. Channel changes in badlands. *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 94, p. 739-752, 1983.

HUMPHREY, N.F. & KONRAD, S.K. River incision or diversion in response to bedrock uplift. *Geology*, v. 28, n.1, p. 43-46, 2000.

IJJASZ-VASQUEZ, E.; BRAS, R.L.; RODRÍGUEZ-ITURBE, I.; RIGON, R. RINALDO, A. Are river basins optimal channel networks? *Advances Water Resources*, v. 16, p. 69-79, 1993.

JARRETT, R.D. Hydraulics of high-gradient streams. *J. Hydraulic Engineering*, v.110, n.11, p.1519-1539, 1984.

JERRAM, D.A. Volcanology and facies architecture of flood basalts. In: MENZIES, M.A.; KLEMPERER, S.L.; EBINGER, C.J.; BAKER, J. (eds). Volcanic rifted margins. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, n. 362, p. 119-132, 2002.

JERRAM, D.A. & WIDDOWSON, M. The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos*, v.79, p. 385-405, 2005.

KALE, V. S. & JOSHI, V. U. Evidence of formation of potholes in bedrock on human timescale: Indrayani river, Pune district, Maharashtra. *Current Science*, v. 86, n.5, 2004.

KIRBY, E. & WHIPPLE, K. X. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, v. 29, p. 415-418, 2001.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X.; TANG, W.; CHEN, Z. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *J. Geoph. Research*, v. 108, n. B4, doi: 10.1029/2001JB000861, 2003.

KNIGHTON, A.D. *Fluvial forms and processes: a new perspective*. Arnold: Londres, 1998.

KNIGHTON, A.D. Downstream variation in stream power. *Geomorphology*, v.29, p. 293-306, 1999.

KOBOR, J. S. & ROERING, J. J. Systematic variation of bedrock channel gradients in the central Oregon Coast Range: implications for rock uplift and shallow landsliding. *Geomorphology*, p. 239-256, 2004.

LAGUE, D.; HOVIUS, N.; DAVY, P. Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. *J. Geoph. Research*. v. 110, F04006. doi: 10.1029/2004 JF 00025, 2005.

LANGBEIN, W.B.; LEOPOLD, L.B. Quasi-equilibrium states in channel morphology. *American Journal of Science*, v.262, n.6, p.782-794, 1964.

LATTMAN, L.H. Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. *Photogramm. Eng.*, v.24, p. 568-576, 1958.

LECCE, S.A. Nonlinear downstream changes in stream power on Wisconsin's Blue River. *Ann. Assoc. Am. Geographers*, v.87, n.3, p. 471-486, 1997.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. *Boletim FFCL/USP, Geologia*, n. 5, p. 1-61, 1949.

LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; SADOWSKI, G.R.; ISOTTA, C.A.L. Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da Bacia do Paraná. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, v.15, n.4, p.79-91, 1966.

LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. *Fluvial processes in geomorphology*. San Francisco: Freeman, 1964.

LIMA, A.G. *Avaliação do controle geológico-estrutural no comportamento da rede de drenagem do Rio das Pedras, Guarapuava - PR*, 1999a. Dissertação (Mestrado em Geociências). IGCE - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Rio Claro.

LIMA, A.G. Caracterização geomorfológica preliminar da bacia do Rio das Pedras, Guarapuava - PR. *Geografia*. Rio Claro, v.24, n.2, p.37-51, 1999b.

LIMA, A.G. Orientações de canais na bacia do Rio das Pedras (Guarapuava - PR). *Geociências*. São Paulo, v.18, n.2, p.245-260, 1999c.

LONG, P.E. & WOOD, B.J. Structure, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.97, n. 9, p. 1144-1155, 1986.

LORENC, M.W.; BARCO, P.M.; SAAVEDRA, J., The evolution of potholes in granite bedrock, western Spain. *Catena*, v. 22, n.4, p. 265-274, 1994.

MASSONG, T.M.; MONTGOMERY, D.R. Influence of sediment supply, lithology and wood debris on the distribution of bedrock and alluvial channels. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.112, p.591-599, 2000.

McKEOWN, F.A.; JONES-CECIL, M.; ASKEW, B.L.; McGRATH, M.B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, eastern Ozark Mountains region. *U.S. Geol. Survey Bull.*, v.1807. p.1-33, 1988.

MELFI, A.J. Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.31, p.1079-1089, 1967.

MILLER, J. The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel bed degradation along downcutting streams in South-central Indiana. *J. Geology*, v. 99, p.591-605, 1991.

MITCHELL, K. J.; MACKLEY, R.D.; PEDERSON, J. L. Quantifying bedrock strength with respect to fluvial erodibility along the Colorado River: comparing in situ and laboratory methods. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, v.37, n.7, p. 295, 2005.

MONTGOMERY, D.R. & GRAN, K.B. Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resources Research*, v.37, p.1841-1846, 2001.

NARDY, A.J.R. *Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região central da Bacia do Paraná*. 1995. Tese (Doutorado em Geociências). IGCE - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Rio Claro.

NARDY, A.J.R.; MARQUES, L.S.; RAPOSO, M.I.B. Aspectos petrológicos das rochas efusivas ácidas da região centro-sul do estado do Paraná. *Geociências*, v.5/6, p. 43-57, 1987.

OHMORI, H. Morphological Characteristics of longitudinal profiles of rivers in South Island, New Zealand. *Bull. Dep. Geography, Univ. Tokyo*, n.28, 1996.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.87, n. 10, p.1463-1469, 1976.

PARANÁ-SUDERHSA. *Atlas de recursos hídricos do Estado do Paraná*. Curitiba, 1998.

PAIVA FILHO, A.; CROSTA, P.; AMARAL, G. Utilização de dados de sensoriamento remoto no estudo estratigráfico e estrutural da formação Serra Geral (Sul do Brasil). *SIMP. BRAS. SENS. REMOTO*, 2, 1982, Brasília, DF. *Anais...* Brasília –DF, Instituto de Pesquisas Espaciais, 1982, v. 1, p.135-40.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; GEREMIA, F.; ETCHICHURY, J. A. Análise de lineamentos geomorfológicos na Bacia do Rio Quatorze - Sudoeste do Paraná. *Varia Scientia*, v. 05, p. 65-74, 2005.

PAZZAGLIA, F.J.; GARDNER, T.W.; MERRITS, D. J. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In: TINKLER, K. & WOHL, E. E. (eds.). *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*: Washington: American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p. 207–235. (Geophysical monograph 107)

POTRO, R. & HÜRLIMANN, M. A comparison of different indirect techniques to evaluate volcanic intact rock strength. *Rock Mech. Rock Eng.*, doi: 10.1007/s00603-008-0001-5, 2008.

RADECKI-PAWLIK, A. Bankfull discharge in mountain streams: theory and practice. *Earth Surf. Process. Landforms*, v.27, p.115-123, 2002.

RĂDOANE, M.; RĂDOANE, N; DUMITRIU, D. Geomorphological evolution of river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*, v.50, p. 293-306, 2003.

RYAN, M.P. & SAMMIS, C.G. Cyclic fracture mechanisms in cooling basalt. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, v. 89, n. 9, p. 1295-1308, 1978.

RHOADS, B. L. Stream power terminology. *Professional Geographer*, v.39, n.2, p.189-195, 1987.

RICHARDSON, K. & CARLING, P. A. A typology of sculpted forms in open bedrock channels. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 392, 2005.

RINALDO, A.; RODRÍGUEZ-ITURBE, I.; RIGON, R. Channel networks. *Ann. Rev. Earth Planet. Sciences*, v.26, p. 289-328, 1998.

ROBERT, A. *River processes: an introduction to fluvial dynamics*. Arnold: Londres, 2003.

ROCHA-CAMPOS, A.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; SONOKI, H.M.; SONOKI, I.K. Age of the Paraná flood volcanism. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo: USP/IAG, 1988. p.25-46.

SCHAEFER, C.J. & KATTENHORN, S.A. Characterization and evolution of fractures in low-volume pahoehoe lava flows, eastern Snake River Plain, Idaho. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, v. 116, n. 3-4, p. 322-336, 2004.

SCHUMM, S.A. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *J. Geology*, v. 101, p. 279-292, 1993.

SEEBER, L. & GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, v.92, p. 335-67, 1982.

SEIDL, M.A. & DIETRICH, W.E. The problem of bedrock channel erosion. *Catena Suppl.* 23, p.101-124, 1992.

SEIDL, M.A.; DIETRICH, W.E.; KIRCHNER, J.W. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. *J. Geology*, v. 102, p. 457-474, 1994.

SELBY, M.J. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Z. Geomorph. N.F.*, v.24, n.1, p.31-51, 1980.

SHEPHERD, R.G. Regression analysis of river profiles. *J. Geology*, v.93, p.377-384, 1985.

SKLAR, L. & DIETRICH, W.E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. In: TINKLER, K. J. & WOHL, E.E. *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p. 237-260. (Geophysical monograph 107).

SKLAR, L.S. & DIETRICH, W.E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, v.29, n.12, p.1087-1090, 2001.

SKLAR, L.S. & DIETRICH, W.E. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. *Water Resources Research*, v.40, n.6, W06301, doi: 10.1029/2003WR002496, 2004.

SNYDER, N.; WHIPPLE, K.; TUCKER, G. & MERRITTS, D. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* v.112, p.1250-63, 2000.

SNYDER, N.P.; WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E.; MERRITTS, D.J. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology*, v.53, p. 97-27, 2003.

SOARES, P.C.; BARRETO, M.L.K. & REDAELLI, R. Aplicação da análise morfoestrutural em semidetalhe com fotos aéreas na Bacia do Paraná. SIMP. REG. GEOL., III, 1981. Curitiba. *Anais...*, Curitiba, 1981.

SOARES, P.C.; BARCELOS, P.E.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALLIEIRO, M.G.; MENESES, P.R. Lineamentos em imagens de Landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. SIMP. BRAS. SENS. REMOTO, 2, 1982. Brasília, DF. *Anais...*Brasília DF, 1982.

SPAGNOLO, M. & PAZZAGLIA, F. Testing the geological influences on the evolution of river profiles: a case from the northern Apennines (Italy). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, v.28, p.103-113, 2005.

SPRINGER, G.S. & WOHL, E.E. Empirical and theoretical investigations of sculpted forms in Buckeye Creek Cave, West Virginia. *J. Geology*, v.110, p.469-481, 2002.

SPRINGER, G.S.; WOHL, E.E.; FOSTER, J.A.; BOYER, D.G. Testing for reach-scale adjustments of hydraulic variables to soluble and insoluble strata: Buckeye Creek and Greenbrier River, West Virginia. *Geomorphology*, v.56, p.201-217, 2003.

SPRINGER, G.S.; TOOTH, S.; WOHL, E.E. Dynamics of pothole growth as defined by field data and geometrical description. *J. Geophys. Research*, v. 110, F04010, doi: 10.1029/2005JF000321, 2005.

SPRINGER, G.S.; TOOTH, S.; WOHL, E.E. Theoretical modeling of stream potholes based upon empirical observations from the Orange River, Republic of South Africa. *Geomorphology*, v.82, p.160-176, 2006.

STOCK, J.D. & MONTGOMERY, D.R. Geologic constraints on bedrock river incision using stream power law. *J. Geophys. Research*, v.104, p. 4983-4993, 1999.

STOCK, J.D.; MONTGOMERY, D.R.; COLLINS, B.D.; DIETRICH, W.E.; SKLAR, L. Field measurements of incision rates following bedrock exposure: implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.117, n.11-12, p.174-194, 2005.

SUMNER, P. & NEL, W. The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa. *Earth Surf. Process. Landforms*, v.27, p.1137-1142, 2002.

THOMAZ, E.L. & VESTENA, L.R. *Aspectos climáticos de Guarapuava – PR*. Guarapuava: Unicentro, 2003.

THORDARSON, T. & SELF, S. The Roza Member, Columbia River Basalt Group: a gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes? *J. Geophys. Res.* v.103, p. 411–445, 1998.

TINKLER, K. J. Critical flow in rockbed streams with estimated values for Manning's n. *Geomorphology*, v.20, p.147-164, 1997.

TINKLER, K. J. & WOHL, E.E. A primer on bedrock channels. In: TINKLER, K. J. & WOHL, E.E. *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p.1-18. (Geophysical monograph 107).

TOMKIN, J.H.; BRANDON, M.T.; PAZZAGLIA, F.J.; BARBOUR, J.R.; WILLET, S.D. Quantitative testing of bedrock incision models for the Clearwater River, NW Washington State. *J. Geophys. Research*, v.108, n.B6, p.2308, doi: 10.1029/2001JB000862, 2003

TOOTH, S. & McCARTHY, T.S. Anabranching in mixed bedrock-alluvial rivers: the example of the Orange River above Augrabies Falls, Northern Cape Province, South Africa. *Geomorphology*, v.57, n.3-4, p.235-262, 2004.

TUCKER, G.E. & BRAS, R. L. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. *Water Resour. Res.*, v. 36, p.1953–64, 2000.

TUROWSKI, J. M.; HOVIUS, N.; WILSON, A.; HORNG, M. Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels. *Geomorphology*, v. 99, p. 26-38, 2008.

VESTENA, L.R.; BERTOTTI, L.G.; GARDIM, J.C. O uso da terra na bacia hidrográfica do Rio das Pedras. In: BATTISTELI, M.; CAMARGO FILHO, M.; HEERDT, B.(org.). *Proteção e manejo da bacia do Rio das Pedras: relato de experiências*. Guarapuava, PR: B & D, 2004, p. 100-108.

WAICHEL, B.L.; LIMA, E.F.; SOMER, C.A. Tipos de derrame e reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral: terminologia e aspectos de campo. *Pesquisas em Geociências*, v. 33, n.2, p. 123-133, 2006.

WENDE, R. Drainage and valley asymetry in the tertiary hills of Lower Bavaria, Germany. *Geomorphology*, v.14, p. 255-265, 1995.

WHIPPLE, K.X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, v.32, p. 151-185, 2004.

WHIPPLE, K.X.; HANCOCK, G.S.; ANDERSON, R.S. River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.112, n.3, p. 490–503, 2000a.

WHIPPLE, K.X. & MEADE, B.J. Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state. *J. Geoph. Research*. v.109, F01011, doi:10.1029/2003JF000019, 2004.

WHIPPLE, K.X.; SNYDER, N.L.; DOLLENMAYER, K. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Geology*, v.28, n.9, p.835-838, 2000b.

WHIPPLE, K.X. & TUCKER, G.E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geoph. Research*, v. 104, p. 17661–17674, 1999.

WHIPPLE, K.X. & TUCKER, G.E. Implications of sediment flux dependent river incision models for landscape evolution. *J. Geoph. Research*. v.107, n.B2, doi: 10.1029/2000JB000044, 2002.

WHITTAKER, A. C.; ATTAL, M.; COWIE, P.A.; TUCKER, G. E.; ROBERTS, G. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology*, v. 100, p. 506-526, 2008.

WHITTAKER, A. C.; COWIE, P.A.; ATTAL, M.; TUCKER, G. E.; ROBERTS, G. Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: new field observations from the Central Apennines, Italy. *Basin Research*, v.19, p. 529-556, 2007.

WOHL, E. E. Bedrock benches and boulder bars: floods in the Burdekin Gorge of Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.104, p. 770-778, 1992.

WOHL, E. E. Bedrock channel incision along Picaninny creek, Australia. *J. Geology*, v.101, p. 749-761, 1993.

WOHL, E.E. *Mountain Rivers*. Washington: American Geophysical Union. 2000.

WOHL, E.E. & ACHYUTHAN, H. Substrate influences on incised-channel morphology. *J. Geology*, v.110, p.115-120, 2002.

WOHL, E.E., GREENBAUM, N.; SCHICK, A.P.; BAKER, V.R. Controls on bedrock channel incision along Nahal Paran, Israel. *Earth Surf. Process. Landforms*. v.19, p. 1–13, 1994.

WOHL, E.E. & IKEDA, H. Patterns of bedrock channel erosion on the Boso Peninsula, Japan. *J. Geology*, v.106, p.331-345, 1998.

XAVIER, J.P. Results of the preliminary structural study, Paraná Basin. Relatório RT 218/82, PAULIPETRO, Consórcio CESP/IPT, 1980.

## **ANEXO A**

Vazões do Rio das Pedras medidas na estação fluviométrica situada  
no trecho 62, durante o período 1985-2005

Código da Estação: 659090000

VAZÕES MÉDIAS												
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1985				12,890	2,405	1,909	3,067	0,875	3,713	2,247	2,651	1,348
1986	3,087	4,819	4,654	5,220	9,043	4,663	2,409	3,755	4,075	3,877	3,623	11,554
1987	4,374	6,303	2,219	2,758	42,710	10,603	6,441	3,626	2,451	4,174	6,647	4,883
1988	3,435	5,029	4,492	3,821	20,103	7,607	3,424	2,074	1,856	1,858	1,180	24,400
1989	22,456	32,516	14,982	7,827	17,048	2,836	7,886	9,715	19,062	11,925	4,794	4,246
1990	28,669	4,693	3,110	5,995	6,212	14,173	19,849	22,430	20,831	21,256	8,236	3,356
1991	2,143	2,691	2,065	5,034	3,012	14,123	6,193	4,299	1,685	8,442	7,905	8,615
1992	6,295	6,919	12,201	7,539	39,054	20,264	12,820	13,447	12,043	10,866	10,006	5,475
1993	7,935	7,500	5,767	3,862	22,054	7,257	11,987	4,092	15,516	27,200	6,402	9,746
1994	7,889	16,902	4,408	2,950	5,271	13,147	13,248	4,122	1,736	3,124	6,874	5,769
1995	37,172	13,989	5,158	2,730	1,840	3,213	15,632	3,183	8,842	14,101	9,293	8,209
1996	11,633	18,457	13,982	7,890	2,932	3,690	6,205	3,402	6,586	21,571	11,847	15,610
1997	15,888	6,644	5,339	3,063	2,831	13,011	9,574	7,815	10,122	39,868	24,912	8,915
1998	7,410	9,364	18,100	56,436	2,810	4,929	7,422	13,415	29,792	35,600	5,154	4,140
1999	6,488	9,309	5,994	7,891	6,087	16,168	13,724	2,961	5,325	2,621	2,426	5,548
2000	8,698	17,582	8,632	3,453	2,429	6,225	7,969	4,417	24,814	19,752	9,037	5,944
2001	13,274	23,354	7,355	3,966	6,560	6,709	8,090	4,769	6,613	23,463	7,690	9,610
2002	10,476	7,517	10,398	3,488	13,943	4,329	3,248	2,522	9,649	10,654	13,524	11,979
2003	4,313	9,423	8,330	4,243	2,819	5,969	9,253	3,260	3,412	5,230	11,652	10,848
2004	4,853	3,300	3,165	4,302	14,659	9,629	14,002	3,991	3,583	15,559	12,971	3,630
2005	4,763	2,478	2,328	4,562	7,339	16,685	6,804	5,541	23,217	32,537	9,534	3,979

VAZÕES MÁXIMAS												
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1985			9,70	106,00	5,06	8,69	24,06	1,99	14,40	4,44	8,02	2,66
1986	12,10	14,88	10,90	27,86	53,88	13,71	3,33	12,79	12,10	9,75	8,18	30,25
1987	6,30	19,40	3,75	8,69	257,50	59,88	37,75	9,22	3,86	13,25	49,68	12,56
1988	6,59	14,88	17,58	11,10	182,00	22,51	5,06	2,48	5,19	4,69	2,31	34,50
1989	79,80	68,30	50,14	35,80	106,00	3,96	79,80	24,37	89,10	56,82	8,52	18,62
1990	77,44	9,40	7,37	46,54	19,40	55,84	84,68	139,20	53,88	72,22	21,64	7,12
1991	5,24	8,03	4,89	22,70	6,69	93,20	14,36	12,50	2,68	29,08	44,78	24,10
1992	26,80	23,82	37,99	15,05	364,00	94,50	48,61	31,10	50,36	38,77	22,42	27,10
1993	53,58	23,54	19,14	7,27	286,00	19,95	76,91	8,50	107,90	174,50	49,04	41,91
1994	25,60	39,16	8,84	9,34	38,38	61,85	39,94	8,18	2,68	9,85	24,10	25,00
1995	228,00	91,34	22,42	10,02	1,99	21,82	197,00	5,71	44,86	30,64	38,24	31,28
1996	32,62	113,00	43,22	18,32	3,99	14,10	24,28	12,35	18,56	89,48	59,90	116,50
1997	102,80	18,56	10,72	4,28	9,38	98,96	40,50	17,37	45,68	167,20	57,55	28,72
1998	22,34	23,44	83,46	272,00	9,38	16,45	22,60	71,18	91,96	174,00	9,87	8,58
1999	25,70	19,76	14,50	39,36	25,70	53,85	92,58	4,18	35,72	4,59	9,06	23,16
2000	23,72	71,18	35,00	8,10	4,37	40,12	44,04	14,50	207,00	87,00	37,16	18,08
2001	55,20	50,70	22,60	8,90	27,80	26,90	37,16	15,30	26,00	128,00	70,10	20,00
2002	50,70	17,14	106,00	6,71	76,06	8,10	5,46	4,91	52,05	59,43	93,20	100,88
2003	15,30	31,60	60,90	15,30	11,40	50,70	75,50	5,71	23,16	20,00	90,10	50,70
2004	9,06	8,10	31,60	25,40	70,10	33,30	55,20	6,99	20,00	169,00	42,40	9,06
2005	11,40	4,37	4,18	12,16	36,44	97,04	12,16	106,00	92,58	135,00	26,60	6,09

Fonte: ANA-Hidroweb; Organização: A.G.Lima

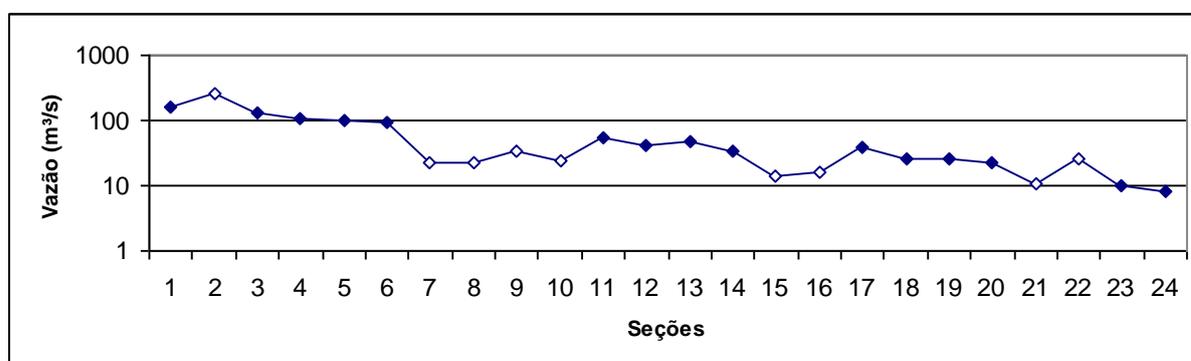
## **ANEXO B**

Dados das seções transversais levantadas em campo para cálculo da relação  
vazão-área

Seção	Ad	As	D	S	n	v	Q
1	328,815	77,611	2,59	0,0007	0,023573	2,117	164,33
2	317,135	56,222	2,28	0,0007	0,023097	1,985	259,35
3	243,713	59,026	3,04	0,0007	0,024185	2,297	135,56
4	218,386	47,264	1,88	0,0060	0,050666	2,329	110,09
5	198,974	46,861	1,94	0,0028	0,038117	2,160	101,21
6	196,4198	38,655	1,84	0,0081	0,056591	2,389	92,33
7	122,1592	14,486	1,12	0,0021	0,031295	1,579	22,88
8	112,332	13,744	0,91	0,0055	0,043645	1,596	21,93
9	112,216	18,749	1,18	0,0055	0,045498	1,820	34,13
10	85,113	14,04	1,37	0,0016	0,029147	1,693	23,77
11	84,908	28,181	1,7	0,0016	0,030171	1,889	53,23
12	81,473	22,26	1,34	0,0030	0,03688	1,805	40,19
13	81,143	24,287	1,58	0,0030	0,037865	1,963	47,66
14	73,18	19,27	1,47	0,0019	0,031466	1,791	34,52
15	72,979	11,378	0,73	0,0019	0,028132	1,256	14,29
16	65,31	10,825	0,97	0,0019	0,029441	1,451	15,70
17	62,271	21,295	1,59	0,0019	0,031864	1,864	39,69
18	61,863	14,928	1,21	0,0034	0,03805	1,740	25,98
19	43,795	12,293	1,34	0,0086	0,05503	2,048	25,18
20	43,495	11,689	1,13	0,0086	0,053549	1,879	21,96
21	15,408	5,581	1,15	0,0083	0,05298	1,888	10,53
22	15,372	6,681	0,94	0,0083	0,051298	1,704	26,53
23	15,309	5,801	1,02	0,0083	0,051973	1,776	10,30
24	15,109	4,953	0,93	0,0083	0,05121	1,695	8,40

- Ad área de drenagem (km<sup>2</sup>)  
 As área da seção transversal (m<sup>2</sup>)  
 D profundidade média da seção (m)  
 S declividade (m/m)  
 n rugosidade (equação de Jarrett, 1984)  
 v velocidade (equação de Manning)  
 Q vazão de margens plenas (m<sup>3</sup>/s)

As seções destacadas em cinza apresentam desvios significativos da sequência natural de aumento da vazão rio abaixo, conforme representação gráfica:



## **ANEXO C**

Dados integrados de morfometria, hidrologia e geologia para cada trecho do Rio das Pedras

Trecho	Estação	Ad	Q	C	L	S	SL	R	DF
2		1,114	0,7572	0,249	0,125	0,0201	0,0025		
3		1,996	1,3136	0,366	0,432	0,0137	0,0059		
4		2,121	1,3910	0,132	0,681	0,0379	0,0258		
5		6,119	3,7822	0,937	1,216	0,0053	0,0064		
6		6,141	3,7952	0,044	1,706	0,1136	0,1938		
7		6,477	3,9905	0,337	1,897	0,0148	0,0281		
8		6,508	4,0086	0,074	2,102	0,0676	0,1421		
9		7,203	4,4115	0,498	2,388	0,0100	0,0239		
10		7,773	4,7408	0,19	2,732	0,0263	0,0719		
11		8,413	5,1083	0,542	3,098	0,0092	0,0285		
12	65	10,959	6,5566	0,982	3,860	0,0051	0,0197	56,7	2,8
13	64	11,347	6,7754	0,366	4,534	0,0137	0,0621	63,8	1,61
14	69	11,759	7,0071	0,791	5,113	0,0063	0,0322	58,5	2,47
15		13,616	8,0473	0,411	5,714	0,0122	0,0697		
16		14,763	8,6858	1,128	6,483	0,0044	0,0285		
17		15,309	8,9889	0,761	7,428	0,0066	0,0490		
18	57a 57b	15,472	9,0795	0,601	8,109	0,0083	0,0673	61,8 64,6	6,24
19	59	15,538	9,1158	0,301	8,560	0,0066	0,0565	57,7	5,85
20	58	15,538	9,1161	0,007	8,714	0,4286	3,7346	48,4	7,21
21		15,548	9,1214	0,014	8,724	0,4545	3,9651		
22		17,162	10,0127	0,572	9,017	0,0087	0,0784		
23		21,704	12,4973	0,835	9,721	0,0060	0,0583		
24		42,838	23,7447	5,54	12,908	0,0009	0,0116		
25	60	43,795	24,2453	0,584	15,970	0,0086	0,1373	54,8	3,36
26	61	44,174	24,4432	0,484	16,504	0,0103	0,1700	61,3	4,18 8,03
27	62 63	44,904	24,8242	0,615	17,054	0,0081	0,1381	57,2 60,5	5,13 3,97
28		44,952	24,8494	0,117	17,420	0,0427	0,7438		
29		45,250	25,0048	0,63	17,793	0,0079	0,1406		
30		46,716	25,7687	0,308	18,262	0,0162	0,2958		
31		60,757	33,0242	0,63	18,731	0,0079	0,1480		
32	56	62,210	33,7694	1,465	19,779	0,0034	0,0672	59,4	4,17
33	67 55	74,189	39,8769	2,696	21,859	0,0019	0,0415	64,7 61	3,03 5,34
34	54	77,135	41,3701	0,923	23,669	0,0054	0,1278	62,1	4,58
35	53	77,170	41,3875	0,102	24,181	0,0490	1,1849	54,7	1,83
36		77,200	41,4029	0,004	24,234	1,0000	24,2340		
37	52	78,319	41,9693	0,392	24,432	0,0026	0,0635	58,1	6,98
38	51	78,644	42,1335	0,454	24,855	0,0110	0,2734	61,5	8,3
39		78,698	42,1609	0,073	25,119	0,0685	1,7206		
40	50 49 48 46 47	82,796	44,2301	1,685	25,998	0,0030	0,0780	63,9 68,4 68,4 60,9 57,6	7,63 5,68 5,66 4,54 7,03
41	44 45	109,884	57,7780	3,194	28,437	0,0016	0,0455	49,8 52,8	
42	43 42 41	112,003	58,8293	1,304	30,686	0,0038	0,1166	49,3 50,6 45,6	3,27 2,79

Trecho	Estação	Ad	Q	C	L	S	SL	R	DF
43	40	112,430	59,0410	0,908	31,792	0,0055	0,1749	53,3	2,15
44	39	117,660	61,6301	1,187	32,840	0,0042	0,1379	51,5	1,6
45	38A 38b	122,159	63,8525	2,344	34,605	0,0021	0,0727	61,3 62,7	5,43
46	37	122,246	63,8954	0,323	35,939	0,0155	0,5570	57,8	5,3
47		196,420	99,9739	0,615	36,408	0,0081	0,2949		
48	36	199,894	101,6424	1,787	37,609	0,0028	0,1053	64,8	5,98
49	33 32A 32B 31 35	200,654	102,0073	1,085	39,045	0,0046	0,1796	65,4 58,8 66,9 58,5 61,1	1,7 2,87  3,66 5,01
50	34A 34B	203,198	103,2275	0,366	39,770	0,0137	0,5448	59,9 61,9	6,34
51		203,857	103,5433	0,688	40,297	0,0073	0,2942		
52	27	213,207	108,0211	4,542	42,912	0,0011	0,0472	61,3	4,35
53	29a 29b 28A 28B	213,261	108,0469	0,161	45,264	0,0311	1,4077	59,9 64,9 62,5 62,3	7,2  10,47
54		213,855	108,3310	0,498	45,593	0,0100	0,4559		
55		214,744	108,7558	0,953	46,319	0,0052	0,2409		
56	22	216,882	109,7779	0,755	47,173	0,0040	0,1887	58,8	5,88
57	23A 23B	217,320	109,9871	0,153	47,627	0,0131	0,6239	62 63,8	6,06
58	24	217,485	110,0657	0,15	47,778	0,0200	0,9556	58,2	6,55
59	25	217,931	110,2791	0,407	48,057	0,0049	0,4325	59,8	7,03
60		218,602	110,5993	0,835	48,678	0,0060	0,2921		
61	21 20 19 16 17 18 15	243,713	122,5556	1,128	49,659	0,0044	0,2185	56,9 60 55,9 53,3 57,1 57,4 63,9	4,98 6,34  3,24
62	4 5 8 9 10 13 66	323,113	159,9373	6,74	53,593	0,0007	0,0375	46,1 58,3 58,3 54,9 62,7 51,2 58,7	5,9 8,43 4,11 10 4 3,57 6
63		330,954	163,5988	4,187	59,057	0,0007	0,0413		

	zonas de ruptura
	zonas de topo

<b>Ad</b>	área de drenagem (km <sup>2</sup> )
<b>Q</b>	vazão de margens plenas conforme a equação:
<b>C</b>	comprimento do trecho
<b>L</b>	distância da nascente até o ponto médio do trecho
<b>S</b>	declividade (m/m); válida para o trecho integral
<b>SL</b>	índice de gradiente; válido para o trecho integral
<b>R</b>	resistência da rocha intacta (unidades R)
<b>DF</b>	densidade de fraturas (m/m <sup>2</sup> )

