UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
Programa de Pós-Graduação em Geografia Física

WILLIAM ZANETE BERTOLINI

A alta bacia do rio Piranga (MG): estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo

(versão corrigida)

São Paulo - Brasil
2015

WILLIAM ZANETE BERTOLINI

A alta bacia do rio Piranga (MG): estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia Física da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da USP como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Ciências.

Orientador: Professor Dr. Adilson Avansi de Abreu

De acordo com a versão corrigida:_____
Dr. Adilson Avansi de Abreu

São Paulo
2015

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catalogação na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

B546a

BERTOLINI, William Zanete Bertolini
A alta bacia do rio Piranga: estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo. / William Zanete Bertolini BERTOLINI ; orientador Adilson Avansi de Abreu ABREU. - São Paulo, 2015.
205 f.

Tese (Doutorado)- Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Departamento de Geografia. Área de concentração: Geografia Física.

1. Geomorfologia. 2. Equilíbrio. 3. Análise multiescalar. 4. Geociências. 5. alto rio Piranga (MG). I. ABREU, Adilson Avansi de Abreu, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida e por haver vida!

Ao meu orientador, profº Adilson Avansi de Abreu, maior e mais grata surpresa na Universidade de São Paulo, por ter acreditado na proposta de pesquisa que resultou neste trabalho. E por compartilhar sua experiência em termos geográficos, geomorfológicos e profissionais.

Ao meu pai e minha mãe pelo apoio, incentivo e zelo. Especialmente ao meu pai pela sua inestimável ajuda em campo e pelo exemplo de coragem em todos os momentos.

Ao meu amigo profº Luis Felipe S. Cherem pela sua amizade, apoio em campo, leituras críticas e sugestões a este trabalho.

Às minhas amigas profª Gisele L. de Lima, profª Leila Limberger, profª Gizelle Prado e profª Adriana M. Andreis pelo apoio nas horas escuras quando faltaram forças e ânimo.

Às professoras Lucélia Juliani e Joseane M. Sternardt pelas dicas de estatística.

À geógrafa Sandra Deodoro pela amizade e pelo apoio na cartografia e geoprocessamento e na troca de ideias.

Aos professores Roberto Valadão, Vilma L. Macagnan, Cristiane V. de Oliveira e Carla J. O. Souza, cujas palavras sempre atenciosas e ensinamentos me apoiaram de muitas formas.

Ao CNPQ pelo auxílio financeiro nos primeiros anos do doutorado.

É que tem mais chão nos meus olhos
do que cansaço nas minhas pernas,
mais esperança nos meus passos
do que tristeza nos meus ombros,
mais estrada no meu coração do que medo na minha cabeça.

Cora Coralina

É que tem mais terra nos meus pés
Do que horizontes nas minhas paisagens,
Mais chão nas minhas pernas
Do que teorias na minha cabeça,
Mais dúvidas nas minhas certezas
Do que medo nos meus ombros.

William Zanete Bertolini

FOLHA DE APROVAÇÃO

William Zanete Bertolini

Tese apresentada à Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Ciências.
Área de concentração: Geografia Física

Aprovado em: 15-10-2015

Banca Examinadora

Prof. Dr. Adilson Avansi de Abreu (presidente da banca)
Instituição: FFLCH/USP Assinatura: _____

Prof. Dr. Archimedes Perez Filho
Instituição: UNICAMP Assinatura: _____

Profª. Drª. Déborah de Oliveira
Instituição: FFLCH/USP Assinatura: _____

Prof. Dr. Roberto Célio Valadão
Instituição: IGC/UFMG Assinatura: _____

Prof. Dr. Jurandyr Luciano S. Ross
Instituição: FFLCH/USP Assinatura: _____

RESUMO

BERTOLINI, William Zanete. **A alta bacia do rio Piranga (MG): estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo**. 2015. 205 f. Tese (Doutorado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas – Programa de pós-graduação em Geografia Física. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

A noção de equilíbrio aplicada ao relevo foi alvo de várias discussões ao longo da edificação do pensamento geomorfológico. Vários autores trataram de ideias a ela relacionada e este se tornou um conceito de grande influência sobre o desenvolvimento da ciência geomorfológica. Apesar das várias nuances associadas ao conceito do ponto de vista geomorfológico, o equilíbrio do relevo admite que haja um comportamento balanceado entre os fluxos de matéria e energia que perpassam por entre os materiais, processos morfogenéticos e formas que constituem o relevo. Baseado na concepção de equilíbrio dinâmico como tentativa de explicar a paisagem da alta bacia do rio Piranga em termos das relações entre formas e processos geomorfológicos o objetivo deste estudo foi o de avaliar se o relevo dessa área planáltica, na região centro-sul de Minas Gerais, área de nascente de uma das grandes bacias hidrográficas da região sudeste do Brasil – a do rio Doce – apresenta condições morfodinâmicas que permitem caracterizá-lo como em estado de equilíbrio. Para isso foram consideradas análises morfométricas, pedológicas, geoquímicas das águas fluviais e da organização da rede de drenagem numa perspectiva multiescalar contemplando desde a compartimentação regional do relevo até os processos de vertente. Por meio dessas análises verificou-se que as condições dos materiais, processos e formas associados ao relevo, às coberturas pedológicas e à rede de drenagem verificadas no alto rio Piranga reúnem indícios condizentes com uma situação geomorfológica de desequilíbrio morfodinâmico recente e em vigência. Situação desencadeada sobretudo pelo processo de captura fluvial do alto rio Piranga, os resultados morfométricos obtidos são condizentes também com a influência de uma neotectônica regional. O desnivelamento do manto de intemperismo representado sobretudo pela proximidade diferenciada à superfície dos horizontes C de muitos perfis pedológicos, tanto no alto quanto no baixo planalto, é apontado como indicativo de um processo de rejuvenescimento dos solos proporcionado pelas atuais condições morfogenéticas preponderantes às pedogenéticas. A falta de correlação dos gradientes fluviais de canais de 3ª ordem com os declives médios das vertentes demonstra um desajuste entre os processos de vertente e a incisão dos canais. O índice de Hack calculado para estes mesmos canais permite concluir sobre uma franca incisão desses canais nos seus trechos de médio curso. As taxas de desnudação geoquímica anual do relevo, baseadas na carga fluvial dissolvida e variando de 3,46 a 7,91 t/km^2.ano, não demonstraram um padrão espacial que se possa associar a um determinado comportamento morfodinâmico relacionado à compartimentação morfológica do alto rio Piranga, por exemplo. A análise do manto de alteração associada a outros fatores em termos da evolução regional do relevo permite indicar com base nessas observações pelos menos duas fases morfogenéticas que estão bem marcadas na paisagem do alto rio Piranga. Uma mais antiga quando se desenvolveram as *stone lines* provavelmente associada a um soerguimento tectônico proeminente e outra mais recente e atual que se refere ao desequilíbrio geomorfológico em vigência. Por todos estes resultados conclui-se que o desequilíbrio também é uma condição natural nas terras altas da alta bacia do rio Piranga, decorrente de histórias geomorfológicas distintas unificadas a partir da captura do alto rio Piranga.

Palavras-chave: Geomorfologia – Desequilíbrio – Análise Multiescalar – Alto rio Piranga

ABSTRACT

BERTOLINI, William Zanete. **The upper basin of Piranga's river (MG): geomorphological study concerning the equilibrium condition of the relief**. 2015. 205p. Thesis (Doctoral). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas – Programa de pós-graduação em Geografia Física. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

The concept of equilibrium applied in the study of relief has been central in various discussions over the history of Geomorphology. Several authors thought over ideas involving geomorphological equilibrium, which became an important concept to this science. Despite the slight variations in the core concept, equilibrium condition of relief always takes into account the balance among matter attributes, energy flow, processes and features. Based on the conception that dynamic equilibrium is an theoretical attempt to understand landscape in terms of the relationship between landforms and geomorphological processes, this thesis focused the assessment of the morphodynamical conditions that confirm the state of equilibrium of the relief in upper basin of Piranga River, southeastern Minas Gerais (Brazil). For this purpose were performed morphometric analysis, pedological analysis, geochemical analysis of channel water and drainage network features within a multiscale approach, considering regional relief and hillslope processes. All the analysis demonstrated that this highland has been under geomorphological disequilibrium over the recently time. Such situation has been triggered by a stream capture of upper course of the Piranga River. Results of morphometrical analysis are consonant with the regional neotectonics, which is confirmed by an evident difference in soil thickness, especially for the depth of horizon C in many soils profiles in both high plateau and low plateau. This setting was associated with a soil rejuvenation provided from recent morphogenetic conditions. In other hand, the lack of correlation between channel gradients and average slope shows an important misfit between earlier hillslope and channel processes. Hack's index measured for these channels indicate higher fluvial incision rates at middle river segments compared to the other ones. Annual geochemical denudation rates, based on dissolved load, ranging from 3.46 to 7.91 $ton.y^{-1}.km^{-2}$, had not expressed any spatial pattern neither correlation to other data. The analysis of weathering mantle and other geomorphological factors permit the definition of two well-marked morphogenetic phases for the upper Piranga River landscape: a previous phase, when stone lines are associated with an uplift condition; and the present one with an active disequilibrium. From the results, it was concluded that disequilibrium is a natural condition on both plateaus of Piranga River, due to their specific geomorphological evolution integrated by the stream capture of upper Piranga River.

Keywords: Geomorphology – Disequilibrium – Multiscale analysis – Upper Piranga's river.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Desenho metodológico da pesquisa 37
Figura 2 – Cálculo do índice de simetria 43
Figura 3 – Matriz de dissecação do relevo adaptado de Ross (1992; 2003) para a escala de 1:50.000 por Messias e Garófalo (2013) 45
Figura 4 – Ilustração das fases de desenvolvimento da paisagem segundo Davis (1899); adaptado 62
Figura 5 – Localização da área de estudo no contexto brasileiro e das bacias hidrográficas de Minas Gerais (A) e modelo tridimensional da área de estudo (B) 78
Figura 6 – Localização da área de estudo no contexto da Província Estrutural São Francisco (A) e das províncias geológico-estruturais do Brasil (B)..... 80
Figura 7 – Mapa geológico do alto rio Piranga 81
Figura 8 – Mapa hipsométrico do alto rio Piranga 83
Figura 9 – Mapa de declividade do alto rio Piranga 84
Figura 10 – Vale seco da captura do alto rio Piranga 86
Figura 11 – Descontinuidades geológicas e geomorfológicas da bacia do rio Doce (A) e compartimentação morfotectônica da bacia do rio Doce (B) 90
Figura 12 – Concavidade aninhada na porção superior de vertente retilínea – planalto inferior 91
Figura 13 – Heterogeneidade de segmentos de vertente no planalto superior 91
Figura 14 – Aspectos do relevo do alto rio Doce 93
Figura 15 – Mapa pedológico da área de estudo 96
Figura 16 – Pluviogramas da estação Barbacena – a mais próxima da área de estudo 98
Figura 17 – Rede de drenagem – contexto regional do alto rio Doce 101
Figura 18 – Perfil longitudinal do rio Piranga na área de estudo 103
Figura 19 – Estreitamento abrupto do vale a jusante da sub-bacia do córrego Paiol de Cima 104
Figura 20 – Estreitamento em canal de 1ª ordem próximo a margem direita do rio Piranga (planalto inferior) 105
Figura 21 – Estreitamento do vale do ribeirão Pedroso, a norte da sede urbana de Capela Nova (planalto inferior) 105
Figura 22 – Estreitamento de vale junto a *knickpoint* no leito do córrego Ponte Funda (planalto inferior) 106

Figura 23 – Estreitamento do vale de afluente de 1ª ordem da margem direita do rio Piranga, condicionado pela rocha sã, próximo ao escarpamento, no planalto superior ... 106
Figura 24 – Mapa da rede de drenagem da área de estudo 107
Figura 25 – Perfis esquemáticos de algumas seções transversais de vale evidenciando a (re)incisão dos canais. 108
Figura 26 – Terraço fluvial em posição de topo plano no divisor entre o rio Piranga e o córrego Maria Luisa. 109
Figura 27 – Sub-bacia do córrego Pinheiro..... 115
Figura 28 – Perfil longitudinal do córrego Pinheiro 116
Figura 29 – Perfil longitudinal do córrego Bumba Catunda 116
Figura 30 – Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Pinheiro 117
Figura 31 – Perfil transversal do alto córrego Pinheiro 117
Figura 32 – Perfil transversal do médio córrego Pinheiro 117
Figura 33 – Perfil transversal do baixo córrego Pinheiro 118
Figura 34 – Sub-bacia do córrego Lagoa 118
Figura 35 – Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Lagoa 119
Figura 36 – Perfil longitudinal do córrego Lagoa 120
Figura 37 – Perfil transversal do alto córrego Lagoa 120
Figura 38 – Perfil transversal do médio córrego Lagoa 120
Figura 39 – Perfil transversal do baixo córrego Lagoa 120
Figura 40 – Sub-bacia do córrego do Açude 121
Figura 41 – Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego do Açude 122
Figura 42 – Perfil longitudinal do córrego do Açude 123
Figura 43 – Perfil transversal do alto córrego do Açude 123
Figura 44 – Perfil transversal do médio córrego do Açude 123
Figura 45 – Perfil transversal do baixo córrego do Açude 123
Figura 46 – Sub-bacia do córrego Soares 124
Figura 47 – Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Soares 125
Figura 48 – Perfil longitudinal do córrego Soares 125
Figura 49 – Perfil transversal do alto córrego Soares 126

Figura 50 – Perfil transversal do médio córrego Soares 126
Figura 51 – Perfil transversal do baixo córrego Soares 126
Figura 52 – Sub-bacia do córrego Maria Luisa 127
Figura 53 – Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Maria Luisa 128
Figura 54 – Perfil longitudinal do córrego Maria Luisa 129
Figura 55 – Perfil transversal do alto córrego Maria Luisa 129
Figura 56 – Perfil transversal do médio córrego Maria Luisa 129
Figura 57 – Perfil transversal do baixo córrego Maria Luisa 129
Figura 58 – Sub-bacia do córrego Ponte Funda 130
Figura 59 – Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Ponte Funda 131
Figura 60 – Perfil longitudinal do córrego Ponte Funda 132
Figura 61 – Perfil transversal do alto córrego Ponte Funda 132
Figura 62 – Perfil transversal do médio córrego Ponte Funda 132
Figura 63 – Perfil transversal do baixo córrego Ponte Funda 132
Figura 64 – Sub-bacia do córrego Tiradentes 133
Figura 65 – Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Tiradentes 134
Figura 66 – Perfil longitudinal do córrego Tiradentes 134
Figura 67 – Perfil transversal do alto córrego Tiradentes 135
Figura 68 – Perfil transversal do médio córrego Tiradentes 135
Figura 69 – Perfil transversal do baixo córrego Tiradentes 135
Figura 70 – Sub-bacia do córrego Paiol de Cima 136
Figura 71 – Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Paiol de Cima 137
Figura 72 – Perfil longitudinal do córrego Paiol de Cima 137
Figura 73 – Perfil transversal do alto córrego Paiol de Cima 138
Figura 74 – Perfil transversal do médio córrego Paiol de Cima 138
Figura 75 – Perfil transversal do baixo córrego Paiol de Cima 138
Figura 76 – Índices de Hack - canais do Planalto Superior 143
Figura 77 – Índices de Hack - canais do Planalto Inferior 143
Figura 78 – Mapeamento do ICR na alta bacia do rio Piranga 145

Figura 79 – Correlação e coeficiente de correlação de Pearson (r) entre declives de vertentes e dos canais de 3ª ordem no planalto superior 147
Figura 80 – Correlação e coeficiente de correlação de Pearson (r) entre declives de vertentes e dos canais de 3ª ordem no planalto inferior 147
Figura 81 – Tipologia de vertentes nas sub-bacias de 3ª ordem 153
Figura 82 –. Comparação entre a desnudação geoquímica anual (t/km^2.ano) e taxa de rebaixamento atual do relevo (mm/ka) 158
Figura 83 – Correlação entre a desnudação geoquímica anual e área de bacia 159
Figura 84 – Correlação entre a desnudação geoquímica anual e média altimétrica da bacia 159
Figura 85 – Correlação entre a desnudação geoquímica anual e gradiente do canal principal 160
Figura 86 – Correlação entre a desnudação geoquímica anual e declividade média 160
Figura 87 – Perfis pedológicos característicos do planalto superior 163
Figura 88 – Perfis pedológicos característicos do planalto inferior 164
Figura 89 – Modelo explicativo para as linhas de pedra no planalto inferior: movimento descendente dos fragmentos grosseiros de quartzo e avanço do *front* de intemperismo . 165
Figura 90 – Modelo morfodinâmico de terrenos graníticos mostrando o desnivelamento do *front* de intemperismo 166

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Comparação entre as diferentes litologias existentes na área de estudo 36
Tabela 2 – Definições-chave de equilíbrio e diferenças entre elas 58
Tabela 3 – Índices morfométricos 113
Tabela 4 – Índices de simetria das sub-bacias de análise 141
Tabela 5 – Número de segmentos de vertente por sub-bacia 151
Tabela 6 – Concentração dos elementos químicos nas amostras fluviais coletas no fim do período úmido – verão (11 e 12 de março de 2014) 155
Tabela 7 – Concentração dos elementos químicos nas amostras fluviais coletadas no fim do período seco – inverno (05 e 06 de agosto de 2014) 155
Tabela 8 – Área da bacia, vazão e vazão específica dos pontos amostrados 156
Tabela 9 – Taxas de desnudação geoquímica e rebaixamento do relevo das sub-bacias . 156

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 16

2. HIPÓTESE 20

3. JUSTIFICATIVA 22

4. FUNDAMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS 24

4.1. A abordagem da energia aplicada ao relevo 24

4.2. Equilíbrio Dinâmico, abordagem sistêmica e complexidade: interseções geográficas e geomorfológicas 27

4.3. Os três níveis da pesquisa geomorfológica e a conjugação de diferentes escalas de análise do relevo 29

4.4. A questão da escala temporal na avaliação do equilíbrio geomorfológico . 30

4.5. A questão dos fatores-limite (*thresholds*) 33

5. ETAPAS DA PESQUISA E PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS 35

5.1. Parâmetros e procedimentos técnico-operacionais a propósito da condição de equilíbrio 35

5.1.1. Análise morfométrica 38

5.1.1.1. Análise de perfis longitudinais fluviais e dos vales 38

5.1.1.2. Análises lineares e areais das sub-bacias de drenagem de 3ª ordem 39

5.1.1.3. Análise da dissecação do relevo 44

5.1.1.4. Relação entre a declividade ou gradiente dos canais e a declividade média das vertentes 45

5.1.2. Análise morfodinâmica 46

5.1.2.1. Avaliação macroscópica das feições erosivas e dos aspectos a elas relacionados 48

5.1.2.2. Desnudação geoquímica das sub-bacias de 3ª ordem e estimativa da taxa de rebaixamento atual do relevo 48

5.1.2.3. Análise pedológica e das coberturas superficiais 52

6. A NOÇÃO DE EQUILÍBRIO EM GEOMORFOLOGIA 54

6.1. A noção de equilíbrio de Grove Karl Gilbert 59

6.2. A noção de equilíbrio de William Morris Davis 61

6.3. A noção de equilíbrio de Walther Penck 66

6.4. A noção de equilíbrio de Leopold e Langbein 67

6.5. A noção de equilíbrio de John Hack 70

6.6. A noção de equilíbrio de Richard Chorley (1962), Arthur Strahler (1950; 1977), Jonathan D. Phillips (1992; 2006; 2011), Frank Ahnert (1967; 1987; 1994) e Inkpen (2005) ……..……..… 72

7. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO ……..… 78

7.1. Caracterização geologico-geomorfológica ……...…...… 79

7.2. Uso da terra 94

7.3. Pedologia e coberturas superficiais 94

7.4. Caracterização climática 97

7.5. Rede de drenagem – contexto regional 99

8. RESULTADOS E DISCUSSÃO 101

8.1. Rede de drenagem: análises e interpretações 101

8.1.1. Relação das rupturas de declive com a transformação da paisagem 109

8.2. Rede de drenagem: interpretações e análises das sub-bacias de 3ª ordem 111

8.2.1. Sub-bacia do córrego Pinheiro 115

8.2.2. Sub-bacia do córrego Lagoa 118

8.2.3. Sub-bacia do córrego do Açude 120

8.2.4. Sub-bacia do córrego Soares 123

8.2.5. Sub-bacia do córrego Maria Luisa 126

8.2.6. Sub-bacia do córrego Ponte Funda 130

8.2.7. Sub-bacia do córrego Tiradentes 132

8.2.8. Sub-bacia do córrego Paiol de Cima 135

8.3. Análise conjunta dos índices morfométricos 138

8.4. Dissecação do relevo 143

8.5. Correlação entre a declividade dos canais e a declividade média das vertentes 146

8.6. Análise morfodinâmica 148

8.6.1. A questão do escarpamento no contexto temporal evolutivo do relevo..... 148

8.6.2. A questão das vertentes, processos erosivos, suas marcas e o balanço pedogênese/morfogênese 149

8.7. Geoquímica das águas fluviais e desnudação 154

8.8. Pedologia e coberturas superficiais 161

9. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS 168

10. REFERÊNCIAS 177

11. APÊNDICE A 189

1. Introdução

A noção de equilíbrio aplicada ao relevo foi alvo de várias discussões ao longo da edificação do pensamento geomorfológico. Vários autores, especialmente os de língua inglesa, trataram de ideias envolvidas com a noção de equilíbrio na geomorfologia (GILBERT, 1877; DAVIS, 1902; MACKIN, 1948; PENCK, 1953; HACK, 1960; AHNERT, 1987 e 1994; PHILLIPS, 1992a,b; 2006; INKPEN, 2005) e este se tornou um conceito de grande influência sobre o desenvolvimento da ciência geomorfológica (MAYER, 1992; BRACKEN e WAINWRIGHT, 2006; HUGGET, 2007), embora não de entendimento consensual.

No Brasil, por meio de um simples levantamento bibliográfico, pode-se dizer que poucos são os estudos que trataram de um suposto equilíbrio do relevo; de forma teórica ou experimental. Antonio Christofoletti é uma exceção e talvez tenha sido quem mais se deteve sobre a noção de equilíbrio na geomorfologia brasileira, influenciado sobretudo por Hack (1960; 1975), Wolman e Miller (1960; 1974), Chorley e Kennedy (1971). Como estudos de caso, ele avaliou a condição de equilíbrio de algumas bacias hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas (MG) e na região norte ocidental do Estado de São Paulo. Como meio de avaliar o equilíbrio, ele aplicou o modelo hortoniano nas bacias de Poços de Caldas e a análise da distribuição estatística e probabilística das formas no espaço, conforme as ideias de Leopold e Langbein (1962), em São Paulo (CHRISTOFOLETTI, 1979). Tratando das teorias geomorfológicas, ele afirma que a palavra equilíbrio possui significados diversos e que "a teoria do equilíbrio dinâmico possibilita revisão global da ciência geomorfológica" (CHRISTOFOLETTI, 1973, p.23). Lembra ainda que uma das preocupações importantes dos pesquisadores é a de testar se as intensidades de degradação do relevo são iguais entre as diversas partes dentro das paisagens equilibradas (CHRISTOFOLETTI, 1973).

Apesar de todas nuances, quando são analisadas as várias ideias e noções por trás do conceito de equilíbrio aplicado em geomorfologia parece comum a todas tratar-se de um balanço de forças que determinado sistema de relevo alcança por meio de um ajuste ou balanço entre os processos operantes e as formas e materiais que o constituem. Esta ideia encontra-se bem sintetizada na conceituação do geólogo norte-americano John Hack, que na década de 1960, retomando as ideias de Gilbert, do final do século XIX, dá ao conceito de equilíbrio, denominado por ele de equilíbrio dinâmico, um caráter mais sistêmico que o dado pelos outros autores até então.

Um suposto equilíbrio dinâmico, como defendido por Hack (1960), admite que haja um comportamento balanceado entre os processos morfogenéticos e a resistência das rochas. Entretanto, os processos morfogenéticos por si sós já compõem um sistema altamente complexo com um número de variáveis que poderiam ou não se encontrar balanceadas, dadas as inúmeras retroações entre elas. No entanto, não existe consenso sobre a quais variáveis e suas grandezas se refere um suposto balanço ou equilíbrio entre as forças modeladoras da superfície. Fala-se frequentemente em termos de balanços de matéria e energia sem, contudo, haver proposições da aplicação disso à compreensão do comportamento e evolução das formas. Thorn e Welford (1994) salientam que muitas vezes o conceito de equilíbrio em geomorfologia foi usado como princípio regulativo ou pressuposto e não como conceito testável. No primeiro caso citam os trabalhos de Hack (1960) e no segundo os de Ahnert (1987; 1994).

Em princípio, o significado do equilíbrio geomorfológico remete-se a um balanço entre duas ou mais quantidades, forças ou componentes. No entanto, como o relevo é um sistema aberto e não linear trata-se de uma relação entre duas ou mais variáveis do sistema com seu entorno e não apenas no seu interior. Thorn e Welford (1994) chegam a afirmar que sistemas abertos são inerentemente não equilibrados uma vez que estão sempre sofrendo a ação de *inputs* de energia e/ou fluxos de massa. No entanto, considerando-se a perspectiva da análise espacial dos processos, materiais e formas, conforme a proposta do equilíbrio dinâmico de Hack, é logicamente viável pensar em um ajuste entre essas três categorias de elementos sistêmicos a ponto de se estabelecer entre eles um funcionamento balanceado cujos resultados em termos morfológicos mantêm-se inalterados durante determinado tempo. Isso sem excluir a contínua entrada de energia e/ou fluxos de massa em qualquer que seja o sistema em consideração.

Mesmo se se considera o sistema como o mais amplo possível, além das dificuldades de mensuração dos fluxos de massa e/ou energia, ainda assim haverá inter-relações com algum entorno que poderão ou não encontrar-se equilibradas. A definição de sistema é, em certo sentido, sempre abstrata e aleatória. A questão passa, portanto, pelas formas de se considerar a condição de equilíbrio de um sistema. Trata-se de uma questão eminentemente metodológica em que, além de uma adequada consideração da questão no tempo e no espaço, é preciso saber consorciar variáveis e parâmetros de análise significativos com escalas compatíveis (CHURCH, 1996).

Howard (1988, p.49) afirma que a questão do equilíbrio em geomorfologia é controversa e requer uma discussão cuidadosa tanto da definição operacional desse conceito quanto dos critérios de avaliação do equilíbrio ou desequilíbrio nos sistemas naturais. Soma-se a isso, ainda, o fato de que, muitas vezes, a seleção de variáveis internas e externas do sistema e seus métodos de mensuração são determinados por um desejo (consciente ou inconsciente) de encontrar um equilíbrio (HOWARD, 1988).

Com a assimilação das ideias vindas da aplicação da Teoria dos Sistemas nas geociências, a geomorfologia incorporou e desenvolveu as noções referentes à energia, fluxos de massa, tendências de equilíbrio, entropia e outras para compreender o comportamento do relevo (BAUER, 2006). Grigoryev (1968, p.82-83), por exemplo, afirma que

> "o intercâmbio de matéria e energia entre os componentes do estrato geográfico é construído pela relação inseparável mas oposta dos processos de entrada e saída de matéria e energia, sua assimilação e sua diferenciação. No curso desse intercâmbio uma porção de matéria e energia de um componente é continuamente transferido aos outros, um tipo de energia é transformado em outra. Ao mesmo tempo a composição dos componentes muda devido à assimilação por outros componentes, e a massa de cada componente muda sob a ação de longo termo das substâncias de outros componentes".

Os trabalhos filiados ao princípio do equilíbrio dinâmico são os que, mais recentemente, têm feito uso desses conceitos para a compreensão do comportamento do relevo de uma maneira integrada e sistêmica. Se o equilíbrio dinâmico recebeu pouca atenção na época áurea da sua elaboração (década de 1960), com o desenvolvimento das abordagens dos sistemas instáveis pela Física, esse princípio parece ter ganhado novas possibilidades de contribuir para um entendimento integrado do relevo no contexto ambiental já que se baseia em uma análise ambiental sistêmica que preza pelo tratamento simultâneo dos aspectos da estrutura, função e história do sistema em questão. Abreu (2003, p.56) afirma que o princípio do equilíbrio dinâmico "parece ter certa coerência com os fatos observados e que seu teste deveria ser tentado com mais frequência, ainda que, à primeira vista sua postura possa ser tida como discutível".

A relação entre formas e processos é crucial para a geomorfologia. A ideia de que pelo estudo das formas é possível induzir os processos que atuaram e atuam sobre o relevo é uma noção metodológica de base nas geociências e na geomorfologia. E é de fundamental importância para se reconhecer e deduzir os meios pelos quais os sistemas geomorfológicos se transformaram ao longo do tempo.

Mas que formas e processos do relevo podem ser relacionados adequadamente, do ponto de vista científico, a uma suposta condição de equilíbrio? Este é um problema fundamental desta pesquisa e é nesta direção que ela caminha. As perspectivas teóricas sobre o assunto são mais numerosas que as empíricas ficando muitas vezes ausente das primeiras a discussão em torno de quais parâmetros serviriam para verificar a existência de um equilíbrio.

Os objetivos desta pesquisa, portanto, resumem-se a:

i) Discutir o conceito de equilíbrio aplicado ao relevo.

ii) Propor parâmetros para a verificação de um suposto equilíbrio na região do alto rio Piranga, em Minas Gerais.

iii) Avaliar se essa região encontra-se em situação de equilíbrio ou não por meio da análise dos parâmetros propostos.

2. Hipótese

Em geomorfologia, uma suposta tendência ao equilíbrio é apresentada muito frequentemente como um princípio ou premissa e quase nunca como hipótese, como algo passível de teste. Na perspectiva do equilíbrio dinâmico, o próprio Hack (1960) reconhece-o como princípio. O propósito aqui é colocar em questão tal princípio.

O princípio de equilíbrio dinâmico, como defendido por Hack (1960), admite que haja um comportamento balanceado entre os processos morfogenéticos e a resistência das rochas. Quando a topografia encontra-se em equilíbrio e a energia erosiva permanece a mesma, todos os elementos da topografia são erodidos à mesma taxa, embora se reconheça que a energia erosiva varia espacial e temporalmente e que, portanto, as formas da superfície se desenvolvam em função dessas mudanças energéticas (HACK, 1960, p.80). Explicitamente, encontra-se subjacente à teoria do equilíbrio dinâmico de Hack a existência de taxas de erosão semelhantes. Contudo, é justamente em função da variação temporal e principalmente espacial da energia ou dos processos erosivos que não é possível falar em um equilíbrio dinâmico somente por meio da constatação de taxas erosivas iguais. Taxas espacialmente variáveis de erosão podem existir em uma conjuntura de *steady state* (BURBANK, 2002). Basta lembrar que "mesmo sob condições de *steady state* as taxas de entrada e transporte de sedimentos no sistema variam consideravelmente ao longo do tempo e em diferentes escalas" (REID e DUNNE, 2003, p.479). Em estudo sobre perfis fluviais ao longo da cadeia do Himalaia, Seeber e Gornitz (1983) afirmam que em um regime morfotectônico de *steady state* um soerguimento diferencial deve ser balanceado por uma erosão também diferenciada. Nesse tipo de regime, o estado de equilíbrio requer mais energia e, por isso, um maior gradiente nas áreas em processo de soerguimento.

Por outro lado, a hipótese do equilíbrio dinâmico como proposta por Hack (1960) guarda coerência com a realidade, em termos da sua verificação, na medida em que o autor entende que para avaliar o equilíbrio do relevo é preciso levar em consideração a organização e a conjugação dos elementos que compõem esse sistema. Do ponto de vista da lógica interna da teoria também há coerência, na medida em que se compreende o equilíbrio dinâmico como um comportamento balanceado entre os processos morfogenéticos e as condições do meio. Tal comportamento pode ocorrer sob os mais variados panoramas topográficos (CHRISTOFOLETTI, 1974).

É preciso ter em mente que mais importante que um simples balanço de energia, deve-se considerar o trabalho manifesto por esta energia que percorre o sistema e seus resultados em termos de massa, processos e formas. Portanto, devem ser levadas em consideração a natureza dos materiais constituintes, a topografia, as relações entre matéria e energia e os processos desnudacionais no sistema geomorfológico.

A manifestação da energia no sistema pelo trabalho geomorfológico é deflagrada por agentes de natureza e comportamento diversos, conforme variáveis que facilitam ou não esse trabalho como, por exemplo, as características morfométricas de declividade, amplitude altimétrica, comprimento de rampa, etc. O caráter de interdependência dos atributos morfométricos entre si e com as condições (limites ou não) do sistema torna-se um quesito importante para compreender e predizer a distribuição e disponibilidade de matéria e energia e as tendências da fisiologia da paisagem. Assim, a condição de equilíbrio/estabilidade do sistema geomorfológico deve ser entendida com base na organização dos seus materiais constituintes, na estruturação de suas formas e no comportamento das suas variáveis, condicionantes e/ou processos. Portanto, em uma permanência relativa das formas. Essa permanência ou tendência a ela é compreendida como a manifestação do equilíbrio do relevo.

A investigação geomorfológica empreendida nesta pesquisa considera o equilíbrio dinâmico como uma motivação teórica de caráter geosistêmico aberto útil na avaliação do relevo e da sua evolução. Esta motivação, mais do que um princípio teórico, não se baseia na pressuposição de taxas de erosão idênticas em uma dada área; no caso, a alta bacia do rio Piranga, nas terras altas do Planalto Atlântico. Para além disso, acredita-se que, sob condições de equilíbrio, as taxas e os processos erosivos existentes se conjugam de forma a não ultrapassarem determinados fatores ou condições limites do sistema.

3. Justificativa

Do ponto de vista ambiental, a compreensão da condição de equilíbrio do relevo diz respeito não somente ao entendimento do comportamento da dinâmica atual das formas e dos processos mas também possibilita a previsibilidade de mudanças na paisagem frente aos agentes morfogenéticos atuantes e impactos antrópicos que venham a ocorrer sobre o meio. Há também uma vasta aplicabilidade desse conhecimento (ou dessa compreensão) aos trabalhos de zoneamento ambiental. Na medida em que o equilíbrio possa ser entendido como um balanço entre as forças de degradação do relevo e as resistências frente a essa tal condição pode ser também complementar aos estudos de fragilidade do meio.

De acordo com Ahnert (1987) o mais importante em torno do conceito de equilíbrio em geomorfologia não é a condição em si, mas a capacidade de reconhecer uma tendência para o equilíbrio nos sistemas geomorfológicos.

> A identificação desta condição específica (...) torna possível determinar a direção na qual o sistema está se desenvolvendo na escala de tempo considerada. Principalmente por isso, o conceito de equilíbrio é uma ferramenta efetiva para a explicação geomorfológica (AHNERT, 1987, p. 15).

Considerando as complexas interações entre os processos físicos, químicos, mecânicos e antrópicos, Ord *et al*. (2010) afirmam que há insuficientes meios para descrever conceitualmente os padrões resultantes dos processos e a interação dos mesmos em diferentes escalas.

O estudo da condição de equilíbrio/estabilidade do relevo se mostra como uma ferramenta útil na avaliação da predisposição do sistema a sofrer perturbações, já que para isso devem ser conhecidas as propriedades, a distribuição e o comportamento dos materiais e do meio no qual eles se encontram. Embora haja dificuldades inerentes à mensuração dos fluxos de energia que percorrem o sistema, acredita-se que o estudo do equilíbrio de sistemas geomorfológicos tropicais úmidos como o estudo da distribuição, propriedades e dinâmica dos seus materiais permite verificar um (des)balanço nos fluxos de matéria que compõem o sistema.

Nesse contexto, e de acordo com os objetivos estabelecidos pela Comissão de Planejamento Ambiental (GEM – Geosciences for Environmental Management) da Union of Geological Sciences (IUGS), criada em agosto de 2004 em Florença na Itália, acredita-se que a relevância desta pesquisa seja justificada, em contexto amplo, pelos seguintes pontos:

(i) Promover a contribuição das geociências na solução de problemas socioambientais que são de causas naturais ou induzidas pela influência humana (IUGS/GEM, 2005);

(ii) Promover iniciativas multidisciplinares para melhor compreensão dos processos ambientais e para o desenvolvimento de novas abordagens, ferramentas e técnicas para planejar, prevenir e solucionar problemas ambientais (IUGS/GEM, 2005);

(iii) Identificar, construir ligações, comunicar e colaborar com fundamentos sólidos para troca de ideias vinculadas a um adequado planejamento ambiental (IUGS/GEM, 2005).

No âmbito da ciência geomorfológica, os estudos do relevo mediados pela concepção de equilíbrio são pouco expressivos no Brasil, seja do ponto de vista teórico ou aplicado. Apesar das potencialidades do conceito de equilíbrio aplicado à análise geomorfológica (CHRISTOFOLETTI, 1973) tal ideia parece não ter despertado muito o interesse dos geomorfólogos brasileiros em suas análises e interpretações. Estudar esta condição do relevo significa contribuir para a definição de variáveis que possibilitem a sua verificação e o seu significado do ponto de vista dos processos e formas na perspectiva espacial e temporal.

4. Fundamentos Teórico-Metodológicos

Como plano de fundo teórico-metodológico desta pesquisa encontram-se a concepção de equilíbrio dinâmico proposta por Hack (1960; 1975) e a de análise geomorfológica explicitada por Ab'Saber (1969), ambas contemplando análises descritivas, processuais e integradas da paisagem em uma perspectiva multiescalar. A concepção de equilíbrio dinâmico como tentativa de explicar a paisagem em termos das relações entre formas e processos é a linha mestra empregada nesta pesquisa. Baseia-se no princípio de que o relevo alcança um equilíbrio sob determinadas condições; equilíbrio manifesto por meio de um ajuste entre processos e formas (HACK, 1960; 1975). Entretanto, não toma o equilíbrio como destino finalístico inevitável, ao qual tende qualquer sistema geomorfológico tropical úmido. De acordo com Burbank (2002), e diferentemente da concepção de Hack, não se considera que para haver equilíbrio tenha que haver taxas de erosão iguais em uma determinada área. "Apesar de espacialmente distintas, as taxas de erosão podem estar em *steady state* (BURBANK, 2002, p.40)". A concepção de análise geomorfológica de Ab'Saber (1969), compreendida também como um análise multiescalar do ponto de vista espacial e temporal, fundamenta e ampara o desenvolvimento das análises relacionadas com a proposição dos parâmetros para compreender e analisar a condição de equilíbrio do relevo aplicada à alta bacia do rio Piranga, na região centro-sul de Minas Gerais.

4.1. A abordagem da energia aplicada ao relevo

Um dos vieses pelo qual o equilíbrio é tratado no estudo do relevo é baseado na aplicação dos conceitos de entropia, energia e massa. Phillips vê no que muitas vezes se chama de entropia da paisagem (*landscape entropy*) um modo de se poder identificar as condições de equilíbrio estável e estados dinamicamente instáveis do sistema geomorfológico (PHILLIPS, 2006). Embora sejam relativamente poucos os estudos que abordam o conceito de energia/entropia na transformação e evolução do relevo (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962; ZDENKOVIC e SCHEIDEGGER, 1989; MOREIRA, FERREIRA e MARTINS JUNIOR, 2003; NUNES, ROMÃO e FERREIRA, 2008), em vários deles o conceito de entropia aparece como um meio de se avaliar as transformações por que passam os sistemas geomorfológicos. Nunes, Romão e Ferreira (2008) afirmam que a entropia pode ser utilizada como uma ferramenta na compartimentação e análise de paisagens a partir de uma visão sistêmica. O fato desse conceito se basear na distribuição de energia enquanto potencial de perda de solos bem como deflagração e evolução de processos erosivos (NUNES, ROMÃO e FERREIRA, 2008) torna-

o um instrumento analítico interessante para a proposição e avaliação de modelos de evolução/transformação do relevo.

O conceito de entropia relaciona-se à disponibilidade de energia do sistema e à capacidade de realizar trabalho. Segundo Máximo e Álvares (1993) a entropia é uma grandeza apropriada para caracterizar o grau de desordem e de degradação da energia envolvidos nos processos irreversíveis. Nesse sentido, embora pareça ser de grande valia para a análise do estado de equilíbrio no sistema geomorfológico já que o modelado terrestre é uma função da energia e trabalho dos agentes e processos que nele atuam e o modelam tal ideia deve ser considerada com cuidado quando vinculada aos estudos geomorfológicos. A energia total disponível em um sistema pode ser descrita em relação à sua entropia (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962). Assim, quando há um aumento na entropia do sistema, proporcionado pela atuação de uma força ou agente, há uma diminuição da energia disponível para ser convertida em trabalho. No entanto, aplicado ao relevo, o aumento da entropia ainda que possa ser relacionado a um estado de desordem nem sempre diz respeito a uma diminuição da energia disponível no sistema para realizar trabalho conforme a segunda lei da termodinâmica. De acordo com essa lei, o sistema geomorfológico estaria em equilíbrio quando sua entropia fosse máxima e, portanto, sua energia útil mínima (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962; ZDENKOVIC e SCHEIDEGGER, 1989). Evidentemente qualquer que seja o sistema geomorfológico em consideração não é possível falar em um estado de energia zero ou máxima entropia, como bem lembram os autores acima.

O fato de ser um sistema aberto implica que o relevo está continuamente recebendo *inputs* de energia, sempre o afastando de um mínimo energético ou de equilíbrio. A condição de estabilidade (*steady state*) é caracterizada nos sistemas abertos por uma produção de entropia mínima por unidade de volume compatível com as restrições impostas pelo meio. Tal situação equivale ao princípio do mínimo trabalho em que a dinâmica do sistema é mantida por uma entropia mínima (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962; ZDENKOVIC e SCHEIDEGGER, 1989).

Em uma perspectiva davisiana, o estado de máxima entropia do sistema geomorfológico aconteceria quando do aplainamento completo do relevo, em conformidade com o nível de base de erosão (NUNES e ROMÃO, 2008). Por meio dessa analogia é possível entender que a medida de entropia do relevo, conforme apresentada por Leopold e Langbein (1962), está vinculada à relação entre a quantidade de massa e a amplitude altimétrica do relevo. Conforme Nunes e Romão (2008),

> as partículas de água e de sedimentos localizadas em determinadas posições altimétricas são atraídas pela ação da gravidade (energia potencial) para posições de menor altimetria na paisagem, passando assim para forma de energia cinética. Dessa forma, cada cota altimétrica possui uma determinada quantidade de energia em função da altimetria, da forma das vertentes e do comprimento das mesmas.

Entretanto, o sistema geomorfológico deve ser compreendido como um sistema dinâmico aberto e instável. Dinâmico e aberto porque troca matéria e energia constantemente com o seu entorno. Instável ou caótico porque as consequências dos processos são retroativas e não lineares (MURRAY e FONSTAD, 2007; PHILLIPS, 1992a,b; 2006).

Apesar do relativo desenvolvimento do conceito de energia/entropia aplicado ao relevo, permanecem os desafios quanto à mensuração da energia no sistema geomorfológico. Para a dificuldade de se mensurar a energia em sistemas abertos e não lineares como o geomorfológico, Thorn e Welford (1994) chamam atenção. É muito mais difícil medir fluxos de energia do que fluxos de massa.

> A utilidade das medidas de energia é, portanto, pouco clara não somente pelas dificuldades de se medir alguns tipos de energia em campo mas também pela incertitude de conhecer qual porção (variável) de energia medida será efetivamente manifestada nas mudanças da paisagem (isto é, como trabalho) e qual será dissipada (presumivelmente como atrito ou calor (THORN e WELFORD, 1994, p.685).

Cada agente dentro do sistema geomorfológico pode ser tratado como um subsistema suficientemente complexo a fim de dificultar a mensuração de sua energia. Um rio, por exemplo. Segundo Huddart e Stott (2010),

> a energia do rio pode ser medida como o produto da força (massa x aceleração) multiplicado pelo comprimento ao longo do qual as forças atuam. Energia por unidade de volume, ou o comprimento do rio, é então igual a M x g. A turbulência do rio e a sua velocidade são intimamente relacionados à quantidade de trabalho que ele faz, ou é capaz de fazer, e seu trabalho é medido pela energia. (...). A energia que não é perdida por fricção é disponível para trabalho; isto é, para erosão do leito e margens e transporte de sedimentos (HUDDART e STOTT, 2010, p.323).

Ainda no caso do rio, energia é perdida através de ondas locais e turbulência quando uma redução repentina na velocidade é imposta sobre o fluxo. Sua energia é então influenciada principalmente pela velocidade que por sua vez é uma função do gradiente fluvial, volume de água, viscosidade da água e das características da seção do canal e do leito (HUDDART e STOTT, 2010).

A distinção entre o trabalho feito e a capacidade de realizar trabalho é um fator importante na análise dos sistemas geomorfológicos. Afinal de contas, nem toda energia potencial do sistema é convertida em trabalho efetivo. Nesse sentido, importa mais a energia efetivamente disponível para o trabalho do que a energia total do sistema (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962). No caso dos sistemas geomorfológicos, a principal forma de energia atuante é a mecânica, principalmente em função da energia que a chuva introduz no sistema relevo.

A manifestação da energia no sistema pelo trabalho geomorfológico é deflagrada por agentes de natureza e comportamento diversos, conforme variáveis que facilitam ou não esse trabalho como, por exemplo, as características morfométricas de declividade, amplitude altimétrica, comprimento de rampa, etc. A geometria do relevo e o caráter de interdependência dos atributos morfométricos entre si e com as condições do sistema torna-se um pressuposto importante para compreender e predizer a distribuição e disponibilidade de energia e as tendências da fisiologia da paisagem. A condição de equilíbrio/estabilidade do sistema geomorfológico deve, pois, ser entendida com base na organização dos seus materiais constituintes, na estruturação de suas formas e no comportamento das suas variáveis ou condicionantes.

4.2. Equilíbrio Dinâmico, abordagem sistêmica[1] e complexidade: interseções geográficas e geomorfológicas

A análise sistêmica é uma das principais abordagens aplicadas aos estudos em geografia física. Segundo Inkpen (2005) adquiriu grande importância a partir dos anos de 1960 e um texto clássico que consubstanciou tal análise na geografia foi o de Chorley e Kennedy (1971). A análise sistêmica aplicada à geografia foi popularizada a partir da década de 1960 e baseou-se no embasamento teórico elaborado por Von Bertalanffy ao longo da década de 1950, a partir do seu trabalho sobre a "Teoria dos Sistemas Abertos na Física e Biologia" (1950). Embora seja difícil precisar as origens da ideia de sistemas, tal ideia já existia antes da estrutura teórica sistematizada por Bertalanffy. O trabalho de Gilbert (1877) atesta isso. Esse autor já empregava a palavra sistema no mesmo sentido do uso corrente atualmente.

Chorley (1962) foi um dos principais autores que tratou a respeito do conceito de equilíbrio em meio à perspectiva sistêmica. Sua síntese sobre a definição do que é um sistema baseia-se nos seguintes pontos:

[1] Neste trabalho, a título de certo rigor conceitual, é feita uma distinção entre abordagem sistêmica e Teoria dos Sistemas aplicada à geografia física.

- Reconhecimento do ajustamento, ou a tendência universal para o ajustamento, entre forma e processo (CHORLEY, 1971, p.16).

Acrescenta a isso ainda, o fato de que a ênfase dos estudos sobre as formas ou sobre os processos é válida, já que formas e processos estão intimamente ligados. “O conhecimento da forma auxilia na compreensão dos processos, e os estudos sobre os processos ajudam a clarificar a percepção dos aspectos significantes das formas” (CHORLEY, 1971, p.16).

- A abordagem geomorfológica através dos sistemas abertos “dirige a investigação para o caráter multivariado essencial dos fenômenos geomorfológicos” (CHORLEY, 1971, p.18).
- Permite uma visão mais abrangente das mudanças de forma com o tempo (CHORLEY, 1971, p.18).

Tal afirmação se coloca como alerta para associações diretas feitas entre determinado tipo de forma com determinada fase de evolução do relevo, como foi feito por Davis através de sua abordagem cíclica ou histórica. Nas palavras do próprio autor, “o pensamento em sistema aberto é menos rigidamente determinista, em sentido causativo e temporal” (CHORLEY, 1971, p.19).

- O pensamento em sistema aberto adota uma visão menos rígida em relação aos objetivos e métodos da geomorfologia, do que a propugnada pelos proponentes da abordagem histórica (CHORLEY, 1971, p.18).

Novamente, uma crítica à abordagem davisiana no sentido de que ela torna o raciocínio geomorfológico muito engessado.

- A mentalidade em sistema aberto dirige o estudo da geomorfologia para o conjunto global da paisagem (CHORLEY, 1971, p.19).

Embora esta concepção não seja mérito exclusivo da abordagem sistêmica, é nela que tal concepção ganha contornos importantes, inclusive ao considerar que o todo é mais que a simples soma das suas partes.

- A abordagem em sistema aberto encoraja estudos geomorfológicos rigorosos das regiões onde a evidência de uma prolongada história erosiva já foi mascarada ou removida (CHORLEY, 1971).

- “O pensamento em sistema aberto dirige a atenção para a heterogeneidade da organização espacial”, fato pelo qual se encontra estreitamente relacionado com a geografia (CHORLEY, 1971, p.19).

4.3. Os três níveis da pesquisa geomorfológica e a conjugação de diferentes escalas de análise do relevo

Levando-se em consideração os três níveis de tratamento da pesquisa geomorfológica propostos por Ab’Saber (1969), a estruturação do raciocínio empregado nesta pesquisa é feita da seguinte forma:

- Primeiro nível de pesquisa: compartimentação topográfica regional

Contempla principalmente uma análise descritiva que caracteriza as formas do relevo e as localiza espacialmente. É aqui empregada como uma análise macroescalar do relevo que o situa no contexto das extensas áreas planálticas do sudeste brasileiro separadas entre si por extensas escarpas interplanálticas.

- Segundo nível de pesquisa: estrutura superficial da paisagem

Implica compreensão direta da organização dos materiais e formas e indireta dos processos atuais e pretéritos formadores do relevo. Este nível de análise abrange observações geológicas e pedológicas dos depósitos e coberturas superficiais, geomorfológicas de feições antigas e recentes como, por exemplo, superfícies aplainadas, relevos residuais, níveis de terraços. Este nível de análise é importante para se esboçar as primeiras asserções sobre a dinâmica geomorfológica atual.

- Terceiro nível de pesquisa: fisiologia da paisagem

Refere-se à compreensão dos processos atuantes na paisagem e de suas marcas que respondem pela morfodinâmica. Trata-se de uma avaliação baseada na distribuição espacial de materiais, processos e formas. São levados em consideração os processos químicos e antrópicos que condicionam o desenvolvimento das formas atuais da superfície, características que segundo Ab’Saber são imprescindíveis à fisiologia da paisagem.

Os três níveis de pesquisa contam com o apoio de observações em campo e a sua conjugação, do ponto de vista metodológico, salvaguarda a interpretação do relevo em basicamente três diferentes escalas espaciais. Em uma macroescala analisa-se a presença de feições

geomorfológicas importantes na macrogeomorfologia do sudeste brasileiro como o escarpamento presente na área de estudo. Em uma escala intermediária ou mesoescala é dada atenção aos dados provenientes da análise das bacias hidrográficas de 3ª ordem. E em escala local são utilizados os dados das análises das coberturas superficiais das vertentes por meio das descrições morfológicas dos solos. O primeiro e segundo níveis de análise correspondem, nesta pesquisa, a análises descritivas em escala local e regional abrangendo a área planáltica do alto rio Piranga, região centro-sul de Minas Gerais. As análises empíricas e descritivas correspondentes ao terceiro nível de pesquisa referem-se aquelas focalizadas em bacias de drenagem de 3ª ordem escolhidas no contexto regional dessa área de estudo.

4.4. A questão da escala temporal na avaliação do equilíbrio geomorfológico

Comentando a respeito das dificuldades na análise geomorfológica, Pierre Birot citado por Baulig (1957, p.119) considera o fator tempo sob dois aspectos dificultadores: o primeiro se refere às mudanças na escala temporal e o segundo é relativo ao atraso dos efeitos em relação às suas causas.

Trazendo a discussão para os aspectos referentes ao equilíbrio do relevo, Howard (1973) afirma que:

> Os parâmetros e subsistemas de sistemas geomorfológicos diferentes possuem escalas desiguais de tempo para responderem às modificações ocorridas nos mesmos fatores externos; por essa razão, alguns elementos da paisagem conservarão registros históricos por um tempo maior que os outros. Os parâmetros do perfil transversal e a carga de sedimentos dos rios de alta ordem respondem de modo mais rápido às flutuações no fornecimento detrítico e no débito, e as variações climáticas sazonais ou de um ano para outro serão refletidas claramente nessas variáveis do sistema. O perfil longitudinal dos grandes rios leva dezenas ou centenas de anos para plenamente responder a uma modificação climática, às variações do nível de base da bacia de drenagem ou a outros distúrbios relacionados com o regime fluvial (Leopold e Maddock, 1953; Daniels, 1960). (...). As relações entre a forma geral das bacias de drenagem e as declividades requerem um tempo muito grande para responder às mudanças climáticas ou do nível de base, e refletiriam somente as modificações ambientais de longa duração. Assim como respostas geomorfológicas secundárias, os aspectos mais grosseiros das formas de relevo podem estar completamente em equilíbrio com o controle geológico e com as médias climáticas de longa duração, enquanto as respostas primárias das formas de relevo, como os parâmetros do perfil transversal dos cursos de água, variam com as flutuações climáticas de pequena duração. Por outro lado, o ajustamento perfeito (*quasi-equilibrium*) dos parâmetros fluviais às variações climáticas de pequena escala (Leopold e Maddock, 1953; Wolman, 1955) não implica que os aspectos grosseiros estejam em equilíbrio (HOWARD, 1973, p.14).

O autor alerta que diferentes parâmetros demonstram o equilíbrio geomorfológico em diferentes escalas de tempo e que, assim, a avaliação da condição de equilíbrio é função da escala temporal e espacial de análise. Burbank (2002) afirma que se deve esperar, por exemplo, que haja variações na topografia em escalas temporais menores que 100.000 anos que correspondem, grosso modo, a um ciclo climático. No entanto, essa mesma superfície poderia estar em equilíbrio quando considerada em um período superior a um ou mais ciclos climáticos. Ainda que seja função da escala temporal, tendo em vista que a paisagem constitui-se em um acúmulo de temporalidades mais ou menos marcadas em suas formas, deve-se considerar também a dificuldade em separar tempos ou fases distintas como se fossem completamente únicas e não repetitivas.

Sobre a escala temporal na análise geomorfológica, duas abordagens têm permeado a sua construção: a análise temporal (*timebound*) e a análise atemporal (*timeless*) dos fatos, parâmetros e variáveis. Segundo Howard (1965):

> A abordagem das variáveis do sistema ao equilíbrio pode ser medida por dois métodos: (a) se a variável externa permanece constante ao longo do tempo, os parâmetros de um sistema em equilíbrio também devem permanecer constantes (embora a sensitividade das variáveis internas específicas seja indeterminada por esse método); (b) se o valor de uma variável externa muda ao longo do tempo ou do espaço, uma baixa correlação entre o valor da variável externa e aquela do sistema como um todo indica uma proximidade ao equilíbrio, enquanto que um alto coeficiente de correlação indica uma elevada sensitividade das propriedades do sistema à mudança desta variável externa. Cada combinação de variáveis externas define um singular sistema em equilíbrio (HOWARD, 1965, p.305).

Na perspectiva atemporal (*timeless*), Abrahms (1968, p.163) afirma que o equilíbrio dinâmico aparece acima do tempo e do espaço quando do desenvolvimento de regularidade e ajuste mútuo da forma dos elementos. Nesta mesma perspectiva Montgomery (1989) acrescenta que embora equilíbrio dinâmico seja expresso através de mudanças, essas mudanças não são necessariamente dirigidas pelo tempo ou ao longo do tempo para qualquer estado particular ou objetivo final. “Equilíbrio dinâmico é, nesse sentido, atemporal e representa simplesmente uma mudança de balanço de quase-equilíbrio” (MONTGOMERY, 1989, p.48).

Para a perspectiva temporal (*timebound*) parecem convergir as ideias de Howard (1988). Ele afirma que o conceito de equilíbrio dinâmico (ou simplesmente equilíbrio) aplicado às formas da superfície terrestre possui dificuldades de natureza de sua aplicabilidade. Contudo é um conceito importante e informativo na perspectiva da modelagem teórica. Isto é, ele permite a discussão e avaliação de variáveis e elementos apropriados para verificar um equilíbrio

geomorfológico. Todavia, essas variáveis e elementos, na medida em que se referem a feições e processos geomorfológicos de naturezas diferentes, implicam também escalas temporais diferentes. Daí a dificuldade em se estabelecer uma escala temporal única para a avaliação do equilíbrio do relevo. Seria limitador impor de antemão uma escala temporal balizadora da avaliação da condição de equilíbrio porque é partindo-se da situação existente e dos seus materiais constituintes que se tem uma melhor ideia de quanto regressar no tempo para explicar a atual condição geomorfológica da paisagem e não o contrário. Seria restritivo, por exemplo, tratar o equilíbrio do relevo da área de estudo aqui considerada apenas dentro dos limites holocênicos ou pleistocênicos, ainda mais sem meios de datação absoluta. Isso porque o modelado e a rede hidrográfica da bacia do rio Doce, em nível regional, exibem características que estão condicionadas por traços litoestruturais herdados do pré-Cenozoico (SAADI, 1991; SOUZA, 1995). De fato, não é o tempo a causa das mudanças mas sim os agentes que alteram os processos e suas marcas. Todavia, as mudanças se tornam visíveis apenas com a passagem do tempo.

Uma das principais dificuldades apontadas por Howard (1988) é a falta de observações da evolução temporal do relevo que seria, por sua vez, um teste direto da condição de equilíbrio. Outra é que, numa perspectiva temporal, a mudança do clima é outro fator pouco conhecido e que, muito provavelmente, é responsável por desequilíbrios. Eventos de curta duração, como por exemplo, tempestades, modificam as vertentes e os canais localmente (HOWARD, 1988, p.66). Tal constatação o leva a afirmar que "em curtas escalas temporais o comportamento da vertente é claramente episódico, mas a longo-termo as taxas médias de erosão e os perfis de vertente podem, possivelmente, manter o equilíbrio" (HOWARD, 1988, p.66).

Outra questão importante se refere ao tempo de resposta do sistema. Sobre isso o autor afirma que em áreas distantes do nível de base oceânico, as taxas de erosão e o relevo de uma forma geral são pouco afetados pelas mudanças relativas do nível do mar em períodos menores que alguns milhões de anos. Assim, no interior das áreas continentais, as escalas temporais de reajustamento das vertentes e da forma dos canais de cabeceiras são menores que o período que é capaz de afetar o relevo como um todo. Nesse sentido, à escala de bacias hidrográficas, é razoável aceitar que as taxas de erosão sejam areal e temporalmente pouco uniformes (HOWARD, 1988). Evidentemente, é preciso considerar as variações litológicas e o seu papel na interpretação dessas taxas.

Howard (1988) e Burbank (2002) afirmam que a variação espacial e temporal nas taxas de erosão é um bom índice para a abordagem da questão do equilíbrio no relevo. Contudo, deve-se considerar que o período de medida ou amostragem das variáveis de entrada (*input*) do sistema deve ser comensurável com o tempo de resposta do sistema, quando as relações de equilíbrio estão sendo testadas e investigadas.

A conjugação de diferentes elementos do meio físico em diferentes escalas de análise espacial e consequentemente temporal é, portanto um meio importante para a análise da condição de equilíbrio do relevo que, independentemente da perspectiva temporal ou atemporal, reporta-se inequivocamente à sucessão de processos no tempo e no espaço. Saber conjugar os diferentes elementos do espaço natural de modo a poder interpretá-los com certas garantias do ponto de vista científico é o grande desafio à avaliação do equilíbrio geomorfológico.

4.5. A questão dos fatores-limite (*thresholds*)

O conceito de fator-limite aplicado ao relevo diz respeito a condições, características do meio, processos e ou formas a partir das quais há uma mudança de comportamento do sistema. Assim, por exemplo, quando da transição de um clima seco para um úmido ocorreria o aumento da descarga fluvial acompanhada pelo aumento da cobertura vegetal do solo. Os cursos d'água teriam então capacidade maior de se encaixarem e promoverem uma ativa morfogênese fluvial (HUNTINGTON, 1914; BIGARELLA e MOUSINHO, 1965). Nesse caso, a mudança climática seria considerada um fator limite da morfogênese. Fenômenos de baixa frequência e alta magnitude podem ser fatores-limite na evolução e transformação do relevo. Esse conceito, também reconhecido pelo termo limiar, não ganhou muitos adeptos entre os geomorfólogos em suas interpretações de forma geral. Contudo, não é uma ideia recente e autores como Jean Tricart e Claude Klein (1959) levaram-na em consideração.

Nesta pesquisa, esse conceito é empregado como uma ferramenta de raciocínio em torno da problemática do alcance ou não do estado de equilíbrio. Quando um fator-limite é rompido mudanças no sistema ocorrerão levando-o ao desequilíbrio. Fatores-limites extrínsecos podem estar relacionados a mudanças do clima e atividade tectônica, enquanto fatores-limites intrínsecos ao sistema são devidos a mudanças nos materiais ou nas formas (GERRARD, 1988). Segundo Bull (2007, p.45) a abordagem dos fatores-limite enfatiza quão distante um sistema está da sua condição de estabilidade.

Os fatores-limites estão relacionados com a resistência dos sistemas geomorfológicos. "A resistência pode ser entendida como a habilidade do sistema de evitar, absorver ou minimizar suas respostas frente às mudanças externas impostas (PHILLIPS, 2009)". Cada sistema possui uma estrutura que resiste mais ou menos às mudanças que o acometem. Quando o sistema apresenta um alto grau de resistência, isto significa que o estado do sistema é tal que os mecanismos de respostas encontram dificuldades para serem ativados, seja pela estabilidade das suas formas seja pela insensibilidade do sistema dada pelas características do seu regime de processos (BRUNSDEN, 1993). No entanto, dependendo da relação entre a magnitude, intensidade e frequência de um evento, força ou processo é possível que o sistema ultrapasse o limite a partir do qual as respostas conseguem se manifestar. Esse limite pode também ser relacionado a um evento geomorfológico ou a um estado do sistema, sendo denominado, por isso, de fator ou condição limite (*threshold*).

A abordagem dos fatores-limites passa ainda pela problemática da escala espacial e temporal inerente aos desafios do raciocínio geomorfológico. Nesse sentido,

> É possível que uma flutuação que causa uma catástrofe (reorganização a partir da ultrapassagem de um fator limite) em um sistema 'móvel', tal como um rio, possa ter um efeito muito pequeno ou não ter efeito algum em um sistema 'relativamente imóvel' como um planalto (HUGGETT, 1988).

As relações entre processos e formas dependem da escala espacial e temporal consideradas. Em decorrência disso, as relações de causa e efeito numa escala temporal de meses e anos não são necessariamente válidas para uma escala temporal de milhões de anos (SCHUMM, 1991). Outro caso para exemplificar o conceito de fator-limite é dado por Howard (1980) em que rios de terras arrasadas (*badlands*) têm seus leitos alternados em trechos rochosos e trechos de carga aluvial como resultado de mudanças sazonais na descarga e no fornecimento de sedimentos.

Permanecem, todavia, as perguntas: como saber se as respostas manifestas em termos de formas e processos da paisagem ultrapassaram ou não certos fatores-limites? Que indicadores podem ser usados para isso? Como saber se determinadas condições, eventos ou formas se constituem em fatores-limites do sistema? Ainda parecem ser limitadas as respostas em termos do sistema geomorfológico para essas perguntas. No entanto, parecem ser respostas importantes na medida em que o conhecimento das condições ou fatores-limites é que balizará a dimensão dos efeitos da entrada e saída de energia do sistema, tendo em vista os limites de resistência do meio.

5. Etapas da pesquisa e procedimentos técnico-operacionais

Este capítulo não deixa de ser uma continuação do encaminhamento teórico-metodológico da pesquisa. Contudo, passa-se aqui à escolha e justificativa dos parâmetros e meios de análise do relevo da alta bacia do rio Piranga, tomada como área de estudo a propósito da condição de equilíbrio considerada neste trabalho.

5.1. PARÂMETROS E PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS A PROPÓSITO DA CONDIÇÃO DE EQUILÍBRIO

As técnicas utilizadas obedecem às três diferentes escalas de análise da paisagem já mencionadas: a macroescala, na delimitação do alto rio Piranga como área de estudo, a mesoescala, pertinente às análises das sub-bacias de drenagem de 3ª ordem e a escala local por meio dos perfis de intemperismo.

A análise do relevo através da seleção de bacias de drenagem de 3ª ordem tem o intuito de permitir uma análise amostral significativa dos processos fluviais e da desnudação química responsáveis pela morfodinâmica do relevo regional. A bacia hidrográfica ou de drenagem é reconhecida como um sistema representativo e melhor controlado dos processos de esculturação superficial da paisagem. Vale lembrar que as considerações sobre o equilíbrio de Gilbert (1877) foram feitas com base na análise de bacias de drenagem e em sua declividade.

A escolha de oito sub-bacias de 3ª ordem se deve ao fato de representarem uma amostragem significativa em termos regionais da área de estudo e estarem vinculadas ao mesmo nível de base, o rio Piranga. A escolha dessas sub-bacias distribuídas nos compartimentos do planalto superior e planalto inferior do alto rio Piranga tem intuito comparativo entre as mesmas de modo a permitir conclusões acerca da importância dos fatores considerados na avaliação da condição de equilíbrio do relevo regional.

A escolha do contexto geomorfológico da alta bacia do rio Piranga deu-se, sobretudo, em função de se tratar de uma área litologicamente pouco variável, representada por granitoides do Paleoproterozoico componentes da suíte intrusiva Ressaquinha; tonalito, granodiorito, monzonito e granito calcialcalino metaluminoso (CPRM, 2001). Do ponto de vista mineralógico, há bastantes semelhanças entre os tipos litológicos da área, de modo a poder considerar tal área como de baixa variação litológica (Tabela 1). Uma vez que seria ingênuo pensar em uma completa homogeneidade estrutural e geoquímica da litologia, acredita-se que

esta área de granitoides pré-cambrianos possa ser considerada como minimamente homogênea para os propósitos desta pesquisa.

Tabela 1 – Comparação entre as diferentes litologias existentes na área de estudo.

	Granito	**Tonalito**	**Monzonito**	**Granodiorito**
Mineralogia Principal	Feldspato potássico (ortoclásio ou microclínio), plagioclásio (normalmente oligoclásio) e quartzo além de biotita e podendo conter hornblenda.	Quartzo e plagioclásio (oligoclásio e andesina), além de anfibólio (hornblenda) e biotita.	Plagioclásio (andesina), feldspato potássico (ortoclásio, microclínio), biotita, hornblenda, e/ou augita. Em menor quantidade aparece quartzo e hiperstênio.	Quartzo, plagioclásio (oligoclásio) e feldspato potássico (microclínio ou ortoclásio), além de hornblenda e biotita
Grau de cristalinidade	Holocristalina	Holocristalina	Holocristalina	Holocristalina
Tamanho dos cristais	Média a grossa	Média a grossa	Fina a grossa	Média a grossa
Acidez	Ácida	Ácida	Intermediária	Ácida
Saturação em sílica	Supersaturada	Supersaturada	Saturada	Supersaturada
Relação de feldspatos	Potássica	Sódico-cálcica	Calco-potássica	Calco-potássica
Alcalinidade	Subalcalina (cálcio-alcalino ou peraluminoso) ou alcalino (equirítica)	Subalcalina (cálcio-alcalina) ou alcalina (equirítica)	Subalcalina (cálcio-alcalina) ou alcalina	Subalcalina (cálcio-alcalina; peraluminosa) ou alcalina (equirítica)

Fonte: Machado *et al*. 2013.

Outros dois aspectos tornam interessante tal área de estudo. De um lado o contexto de grandes divisores de drenagem de importantes bacias do sudeste brasileiro (bacia do Doce e do Paraná). E por outro lado, a comparação dos processos e formas entre os compartimentos de alto e baixo planalto. No caso das sub-bacias de drenagem analisadas questiona-se: em se tratando de bacias de alto curso já não seria de se esperar que, por causa dos maiores declives e da força erosiva mais ativa, os sistemas de relevo nessa área estivessem em uma situação de não equilíbrio? De acordo com a teoria davisiana, certamente sim. No entanto, do ponto de vista de um balanço de processos, materiais e formas, e segundo a perspectiva de Hack, não necessariamente. Pois, sendo o equilíbrio uma conjugação de forças que se mantêm dentro de certos limites, tal situação pode ocorrer em contextos topográficos diversos.

De acordo com a revisão de literatura a respeito da condição de equilíbrio do relevo foram delineados os seguintes critérios para a escolha da área de estudo e das sub-bacias hidrográficas:

- Litologia homogênea
- Bacias de drenagem de 3ª ordem (classificação de Strahler), submetidas ao mesmo nível de base regional (afluentes diretas do rio Piranga)
- Mesmo domínio morfoescultural (o de área planáltica)
- Mesmo contexto geotectônico

A construção do modo de avaliação do equilíbrio geomorfológico e a seleção de parâmetros para tal avaliação estão baseadas em dois modos clássicos de estudo do relevo: a análise morfométrica e a análise morfodinâmica; ambas enredadas numa concepção multiescalar. Essas duas vertentes de análise compreendem o método analítico-descritivo e técnicas quantitativas e qualitativas para a interpretação e compreensão do relevo e dos elementos a ele relacionados. O desenho metodológico da pesquisa que mostra esse modo de avaliação da condição de equilíbrio encontra-se apresentado na Figura 1.

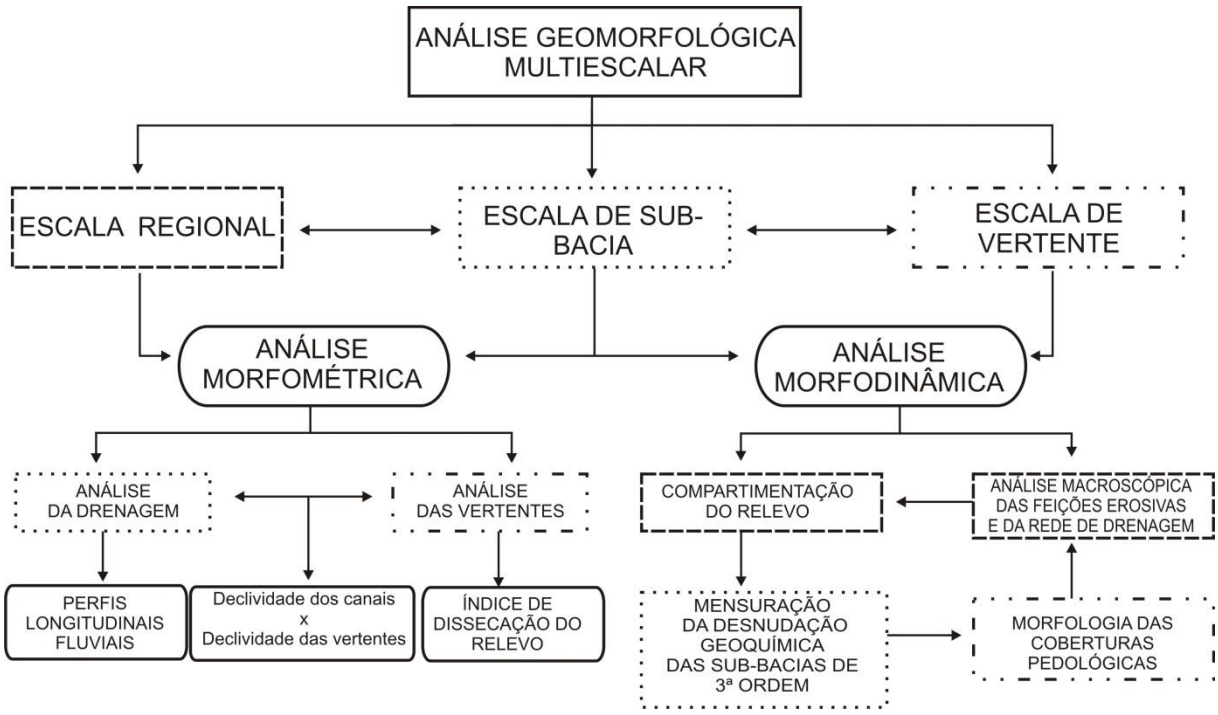


Figura 1. Desenho metodológico da pesquisa.

Vale lembrar que o estudo das formas do terreno e marcas oriundas de processos físico-químicos e biológicos impressos nessas formas e em seus materiais constitui-se em um dos

fundamentos da ciência geomorfológica. A seguir são descritos os aspectos considerados em cada um dos vieses de análise anteriormente mencionados.

5.1.1. ANÁLISE MORFOMÉTRICA

A análise morfométrica é a análise quantitativa da configuração dos elementos do modelado superficial. Relaciona-se principalmente ao conjunto das vertentes e canais que compõem o relevo, sendo os valores medidos correspondentes aos atributos desses elementos (CHRISTOFOLETTI, 1999). A análise morfométrica, na medida em que reflete a organização das formas do relevo, é um reflexo parcial da energia que percorreu o sistema no passado e que condiciona o trânsito de energia atualmente.

Aplicada a esta pesquisa relaciona-se às características e ao trabalho realizado pela rede de drenagem e ao índice de dissecação do relevo. Segundo Strahler (1977) a morfometria é de grande interesse científico quando a forma se acha relacionada com os processos hidrológicos.

A análise morfométrica empreendida neste trabalho compreende:

5.1.1.1. Análise de perfis longitudinais fluviais e dos vales

Considerados como um dos principais agentes morfogenéticos, os cursos fluviais oferecem respostas em termos das mudanças ambientais acontecidas e das adaptações por eles sofridas. Os perfis longitudinais dos rios são meios que podem indicar essas mudanças. Segundo Guedes *et al.* (2009, p.352), "as curvas de menor concavidade, ou quebras na linha do perfil indicam condições de desequilíbrio, que implicam alterações no talvegue, seja pela incisão do canal, seja por mudanças em seu estilo geométrico, ou ainda pela deposição de sedimentos aluvionares."

Os perfis longitudinais são ferramentas úteis para verificação de anomalias de drenagem como, por exemplo, as mostradas através de rupturas de declive ou *knickpoints* (SEEBER e GORNITZ, 1983; SILVA *et al*., 2006; ZANCOPÉ, PEREZ FILHO e CARPI Jr, 2009). Os perfis longitudinais de canal são também fatores indicativos do estágio de evolução das paisagens, subsidência ou soerguimento tectônico, variações na resistência das rochas e mudanças do nível de base (PHILLIPS e LUTZ, 2008). As rupturas de declive são identificadas através dos perfis fluviais como degraus ou irregularidades de diferentes dimensões e podem ser respostas a movimentações tectônicas recentes. Podem também indicar uma condição de desequilíbrio da rede de drenagem (SILVA *et al*., 2006). Vale ressaltar que as rupturas de declive não são resultantes exclusivamente de contatos litológicos.

As foliações e fraturas das rochas exercem papel determinante na formação dessas feições (EIRADO SILVA *et al*., 1993 *apud* SILVA *et al*., 2006).

Segundo Christofoletti (1981) o perfil fluvial típico apresenta uma curva parabólica côncava e declividades maiores em direção à nascente e menores em direção à desembocadura. Esse tipo de perfil côncavo suavizado tem sido considerado como característico de um sistema fluvial em *steady state* ou *grade* (GILBERT, 1877; DAVIS, 1902; MACKIN, 1948; HACK, 1957; PHILLIPS e LUTZ, 2008; HUDDART e STOTT, 2010). Todavia, a simples existência de um perfil côncavo suave, sem outros indícios, não necessariamente indica uma condição de equilíbrio ou *steady state* (PHILLIPS e LUTZ, 2008, p.555). Vale a pena destacar, assim como já o fizera Davis (1902), que um rio equilibrado ou em *grade* não mantém um perfil constante, mas modifica sistematicamente seu perfil segundo o progresso do ciclo.

Selby (1985), referindo-se a canais em leitos rochosos, afirma que as irregularidades nos perfis longitudinais desse tipo de curso são características de incisão fluvial. Essas irregularidades comumente se relacionam a cachoeiras e rápidos que interrompem o perfil.

Os perfis transversais dos vales demonstram a distância dos talvegues em relação aos divisores e, indiretamente, a simetria da sub-bacia. Além disso, permitem analisar o formato e a extensão das vertentes. A posição assimétrica de um rio em seu vale tem sido identificada como evidência de avulsões ou desvios fluviais em função de movimentos epirogenéticos que podem soerguer e rebaixar trechos de um curso fluvial (HOLBROOK e SCHUMM, 1999).

5.1.1.2. Análises lineares e areais das sub-bacias de drenagem de 3ª ordem

Na análise morfométrica linear são englobados os índices e relações a propósito da rede hidrográfica, cujas medições necessárias são efetuadas ao longo das linhas de escoamento (CHRISTOFOLETTI, 1999). São mensurados neste trabalho os seguintes:

- Comprimento de canal (L)

Refere-se à extensão do curso d'água da sua nascente até a sua foz. Neste estudo foram calculados o comprimento total dos canais das sub-bacias selecionadas (Lt) que é o somatório dos comprimentos de todos os cursos d'água contidos na rede hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1999) e o comprimento total dos canais de 1ª, 2ª e 3ª ordem, conforme a ordenação de Strahler. O canal principal é considerado pela extensão da sua foz até a nascente mais distante.

- Amplitude altimétrica da bacia (H)

Diferença entre os valores altimétricos máximo e mínimo dentro da bacia, geralmente correspondendo à altitude da foz e à altitude do ponto mais alto situado em qualquer lugar da divisória topográfica (CHRISTOFOLETTI, 1999).

- Média altimétrica da bacia (*nodal mean elevation*)

A média altimétrica das sub-bacias analisadas neste estudo é considerada a partir da abordagem de Fiorentino *et al.* (1993) baseada no conceito de entropia aplicado à paisagem. Em estudo sobre algumas bacias nos sudeste da Itália, Fiorentino *et al.* (1993) afirmam haver uma correlação positiva entre a altimetria média da bacia e a sua entropia. Estabelecendo uma relação entre entropia e energia potencial, o cálculo desta energia, e, por conseguinte, da entropia é dado pela média altimétrica dos pontos de interseção de toda a bacia, considerados como os exutórios ou confluências de canais dentro do sistema de drenagem. Esta média altimétrica calculada a partir dos pontos de interseção dentro da bacia é a energia potencial total do sistema de drenagem (FIORENTINO *et al.*, 1993, p.1218).

- Gradiente ou declive do canal

Segundo Strahler (1977, p.534) é definido como a "razão entre o desnível vertical e a distância horizontal, medidos desde o extremo superior até o inferior de um único segmento fluvial de determinada ordem". Foram calculados para o curso principal das sub-bacias analisadas bem como para os segmentos fluviais de 1ª, 2ª e 3ª ordens. Como é uma proporção o gradiente carece de unidade, sendo adimensional. Um gradiente de 0,01, por exemplo, indica uma razão de 1:100, ou seja, um desnível vertical de 1 metro do canal a cada 100 metros de distância horizontal (STRAHLER, 1977).

- Índice de gradiente do canal ou índice de Hack (*stream gradient index*)

Este índice foi desenvolvido pelo próprio Hack (1973) como um meio de identificar alterações nos cursos fluviais provenientes da heterogeneidade no substrato rochoso, aporte de carga ou tectonismo. Trata-se de um índice que considera a relação entre a declividade ou gradiente do canal (*slope*) e o seu comprimento (*lenght*), de modo que possibilite uma análise dos declives fluviais retirando-se o efeito da diminuição das declividades rio abaixo, produzida pela interação entre hidráulica e transporte de sedimentos (LIMA, 2013). Por isso é um indicativo de anomalias tectônicas ou mudanças de litologia ao longo do canal adequado

para avaliação de trechos fluviais de diferentes extensões. Em estudo de canais na região dos Apalaches, Hack (1975) afirma que os altos índices abaixo de Blue Ridge indicam um rejuvenescimento da seção fluvial e que a grande variação dos índices indica ajustamento parcial a diferentes resistências litológicas (HACK, 1975, p.98).

O índice também é reconhecido pelas iniciais SL e pela denominação de *stream gradient index*, como proposto originalmente por Hack. É calculado através da seguinte equação:

$$SL = \Delta H/(\ln L_2 - \ln L_1)$$

na qual ΔH é a diferença altimétrica entre dois pontos de um segmento de drenagem; $\ln L_2$ é o logaritmo natural da distância à nascente, considerando o canal integral, e $\ln L_1$ é o logaritmo natural do ponto inicial considerado, para o caso de um segmento do canal. O índice pode ser aplicado ao canal integral, desde sua nascente até sua foz ou a segmentos do canal. No caso do canal integral, ou seja, considerando toda sua extensão desde a foz até a nascente, o denominador da equação pode ser resumido a $\ln L_2$ que é o mesmo que o logaritmo natural da extensão total do canal, tal como sugerido por McKeown *et al*., (1988). O índice de Hack, tal como proposto por este autor, deriva do perfil semilogarítmico e não deve ser confundido com o gradiente hidráulico ou declive do canal, que é simplesmente a razão entre a diferença altimétrica entre dois pontos e a distância horizontal entre eles (LIMA, 2013). Burbank e Anderson (2001) afirmam que estudos do SL comparando trechos, mais do que dados absolutos para todo o canal, podem ser mais úteis como instrumento de reconhecimento e comparação da evolução das paisagens. Isso porque as peculiaridades de cada bacia podem mascarar a comparação do índice do seu canal principal com o índice do canal de outra bacia.

Nesse sentido, a aplicação do índice de Hack aos oito canais principais das oito sub-bacias afluentes do rio Piranga na área de estudo baseou-se na divisão desses canais em três segmentos, para os quais foram calculados individualmente os índices. Para cada canal principal também foi calculado o índice SL para toda sua extensão. A subdivisão dos segmentos foi estabelecida com base em critérios morfológicos como a presença de rupturas de declive e/ou estreitamentos de vale e também considerando os segmentos de alto, médio e baixo curso.

Na análise areal das bacias hidrográficas estão englobados vários índices nos quais intervêm medições planimétricas, além de medições lineares. Foram escolhidos de acordo com o objetivo deste estudo os seguintes índices:

- Área da bacia (A)

É toda a área drenada pelo conjunto do sistema fluvial, projetada no plano horizontal (CHRISTOFOLETTI, 1999).

- Densidade de drenagem (Dd)

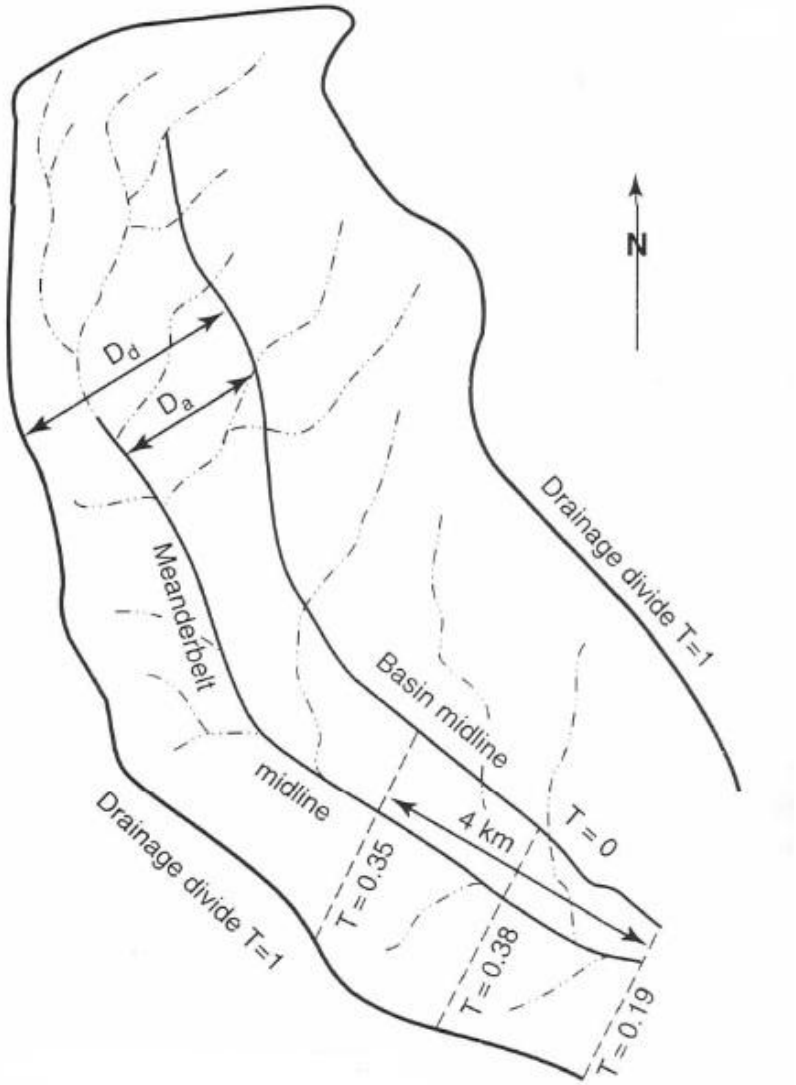
Corresponde ao comprimento dos canais por unidade de área, considerando o comprimento total dos canais (Lt) e a área da bacia (A).

- Índice de rugosidade (Ir)

O índice de rugosidade combina as qualidades da declividade e comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, expressando-se como valor que resulta do produto entre a amplitude altimétrica (H) e a densidade de drenagem (Dd): Ir = H x Dd (CHRISTOFOLETTI, 1999).

- Índice de simetria das sub-bacias (Is)

Cox (1994) desenvolveu um modo relativamente simples de medir a (as)simetria de uma bacia de drenagem, a partir da relação entre o afastamento do canal em relação a um ponto médio da bacia e em relação ao divisor. Esse índice foi usado para identificar áreas de possíveis basculamentos tectônicos quaternários. Para cada uma das sub-bacias de análise nesta pesquisa foram traçadas linhas perpendiculares ao canal principal, desde sua foz até suas cabeceiras mais distantes. Sobre cada uma dessas linhas foi marcado o ponto médio. A partir do ponto médio mede-se a distância do canal até ele (Da) e a distância dele até o divisor da bacia (Dd), passando pelo talvegue (FIGURA 2). O índice em cada um desses pontos é calculado pela relação Da/Dd. O índice final da bacia é uma média aritmética dos índices calculados para cada ponto. Quanto mais próximo de 0 maior é a simetria do canal. Quanto mais próximo de 1 menor a simetria (COX, 1994). Outro modo de se mensurar a assimetria da bacia é dado por Keller e Pinter (2002), denominado por estes de fator de assimetria da bacia (FA): FA = 100. (Ap/At). Em que Ap é igual a área parcial à direita do canal principal da bacia e At a área total da bacia. Quanto maior seja a divergência do resultado em relação a 50, maior é o grau de assimetria, vinculado a um empenamento da bacia de drenagem (KELLER e PINTER, 2002).



Da - Distância do ponto médio (basin midline) até o canal
Dd - Distância do ponto médio até o divisor da bacia (drainage divide)

Fonte: Keller e Pinte (2002) apud Cox (1994)

Figura 2. Cálculo do índice de simetria

Do ponto de vista da assimetria dos vales, segundo Howard (1967), embora o padrão dendrítico sugira camadas sedimentares horizontais ou embasamento cristalino uniformemente resistente, vales assimétricos sugerem uma influência estrutural adicional como, por exemplo, através de suaves mergulhos, basculamentos ou diferenças no grau de dissecação do relevo.

- Índice de alongamento da bacia (Ie)

O alongamento (*elongation*) da bacia é relacionado a um índice morfométrico areal que descreve quantitativamente o formato da bacia e, indiretamente, indica o seu grau de

maturidade (KALE e SHEJWALKAR, 2008). É calculado a partir da fórmula: Ie = (2√A/√π)/Lb. Em que A é a área da bacia e Lb o comprimento da bacia. É apontado por Doornkamp (1986) como indicador de atividade neotectônica, sobretudo se associado a fundos de vale estreitos e alongados e vertentes íngremes. Originalmente proposto por Bull e McFadden (1977), Kale e Shejwalkar (2008) aplicaram-no a trinta bacias localizadas na margem oeste da Índia, divididas entre as terras altas (planalto) e a baixada litorânea. O índice de alongamento médio nas bacias da área planáltica foi de 0,57 e na área costeira de 0,62. Em toda a região analisada o índice está acima de 0,48 sugerindo que todas as bacias analisadas são moderada a altamente circulares. Quanto menor o valor de Ie maior o alongamento da bacia e quanto maior o Ie menor o alongamento. Além de não apresentarem diferenças significativas entre os dois compartimentos morfológicos, na interpretação conjunta com outros índices de atividade tectônica os autores concluíram que a região não passa por atividade tectônica recente, desde pelo menos o Terciário (KALE e SHEJWALKAR, 2008, p.964).

5.1.1.3. Análise da dissecação do relevo

O índice de dissecação do relevo, aqui relacionado à rugosidade da superfície, é tomado como um parâmetro que reflete a energia potencial do sistema. A densidade de drenagem combinada ao grau de entalhamento dos canais determina a rugosidade topográfica, ou o índice de dissecação do relevo e, obviamente, define a dimensão interfluvial média dos conjuntos homogêneos de formas ou conjuntos de formas semelhantes (ROSS, 2003).

O procedimento adotado na análise da dissecação aqui empreendida foi realizado mediante o emprego do Índice de Concentração de Rugosidades – ICR, conforme Souza e Sampaio (2010). O ICR estima a rugosidade do relevo e sua distribuição espacial/concentração por meio da declividade. Apesar de possuir certas inconsistências, como a própria natureza estimativa de um fenômeno por meio de outro e a desconsideração da dimensão interfluvial e do entalhamento médio dos vales, possui a vantagem de otimizar a espacialização da variável através de Sistema de Informação Geográfica. A dissecação do relevo proposta por Ross (1992; 2003), considerando a dimensão interfluvial e o entalhamento médio dos vales, foi utilizada para balizar a classificação do ICR. Foi feita uma amostragem da dissecação, realizada manualmente sobre carta topográfica de 1:50.000, levando em conta a adaptação da matriz de dissecação de Ross (2003) por Messias e Garófalo (2013).

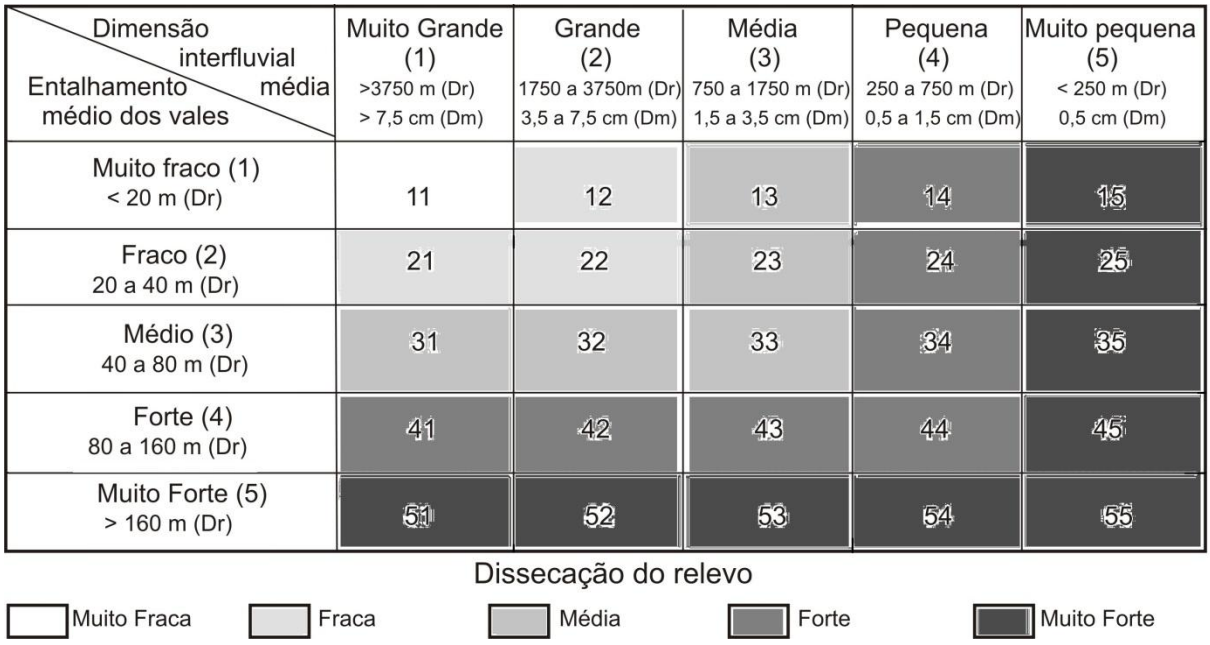


Figura 3. Matriz de dissecação do relevo adaptado de Ross (1992; 2003) para a escala de 1:50.000 por Messias e Garófalo (2013). Dr: distância real – Dm: distância no mapa

A análise da dissecação do relevo também foi verificada individualmente para cada uma das oito sub-bacias analisadas, conforme o índice de rugosidade de Christofoletti (1999). Este índice combina as qualidades da declividade e comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, expressando-se como valor que resulta do produto entre a amplitude altimétrica (H) e a densidade de drenagem (Dd) da seguinte forma: Ir = H.Dd (CHRISTOFOLETTI, 1999, p.54).

5.1.1.4. Relação entre a declividade ou gradiente dos canais e a declividade média das vertentes

O declive ou gradiente do canal é dado pela relação entre o desnível vertical entre a nascente e a foz e a distância horizontal do canal (STRAHLER, 1977). A declividade dos canais e a declividade das vertentes que drenam diretamente para eles são dois parâmetros que apresentam correlação positiva em situação de equilíbrio geomorfológico. A relação entre esses dois parâmetros é considerada significativa e coincide de maneira geral com a relação que se espera encontrar devido às atividades de um sistema fluvial (STRAHLER, 1977, p.536). A declividade dos canais junto com a das vertentes dos vales proporcionam o gradiente necessário para que haja o fluxo de água e se realize o transporte de material no sistema fluvial (STRAHLER, 1977), ideia já apresentada por Davis no Ciclo Geográfico. Assim, é de se esperar que em correspondência com altas declividades no terreno os gradientes dos canais também sejam elevados, enquanto vertentes com baixas declividades

sejam acompanhadas de cursos d'água também de baixos gradientes (STRAHLER, 1950). Estabelecendo a associação dessa relação com as etapas de desenvolvimento do Ciclo Geográfico de Davis, Strahler (1977) afirma que:

> Uma região que esteja submetida a forte levantamento e tenha alcançado o começo da sua maturidade possuirá vertentes abruptas e rios com elevados gradientes. (...). A velocidade de erosão é muito elevada nessas condições e a superfície vai sendo arrasada rapidamente. (...). À medida que o relevo diminui com o tempo (...) tanto a inclinação das vertentes como o gradiente dos rios diminuirá de maneira constante com o tempo e à medida que se aproxime do estado final da maturidade (STRAHLER, 1977, p.537).

É com base nesta relação entre a declividade das vertentes do vale e a declividade e velocidade dos canais para transportar para fora do sistema a carga fornecida pelas vertentes que vários autores convergem quanto ao equilíbrio fluvial. Portanto, qualquer plotagem desses dados (declividade média da vertente x declividade média dos canais) em um gráfico que fuja a uma reta de regressão linear demonstra algo de incomum num suposto equilíbrio do sistema fluvial (STRAHLER, 1977).

5.1.2. ANÁLISE MORFODINÂMICA

A análise morfodinâmica compreendida nesta pesquisa estabelece um contraponto com a análise morfométrica descrita anteriormente. Os dados quantitativos têm a vantagem de eliminar certas subjetividades nos critérios de avaliação da paisagem. No entanto, como lembra Tricart (1966, p.3), as medidas quantitativas "mostram somente uma parte dos aspectos dos fenômenos e são, pois, qualitativamente incompletas".

A análise morfodinâmica considerada neste estudo visa entender a espacialização das feições e processos morfogenéticos pretéritos e atuais responsáveis pela transformação/evolução do relevo. E em que medida esses processos podem ser associados à perda de massa do sistema. A análise da organização da rede de drenagem em caráter meso e macroescalar e de suas anomalias é uma ferramenta importante para se considerar mudanças mais ou menos recentes no relevo, inclusive em termos de uma tectônica recente (PERUCCA, ROTHIS e VARGAS, 2014, TERRIZZANO *et al*., 2014). Assim, pretende-se entender melhor o trabalho erosivo e desnudacional pelo qual a área de estudo passou e passa.

Dentre as feições básicas do relevo em meio tropical úmido estão as vertentes e os perfis de suas encostas que são resultantes, ao longo da evolução geomorfológica, de um delicado conjunto de forças e condicionantes relacionado sobretudo à incisão da drenagem e às taxas

erosivas das coberturas superficiais. O perfil das encostas foi e ainda é um fator relevante no progresso dos estudos geomorfológicos. O conhecimento dos processos de degradação das encostas dará não somente explicação a um dos traços principais do relevo da terra, mas também interessará a todo esse relevo pelas aplicações que terá em virtude dos efeitos que essa degradação exerce sobre a evolução das planícies, dos planaltos e dos próprios rios (LEUZINGER, 1948, p.116).

O trabalho de Walther Penck (1953) explorou minuciosamente as relações atuantes sobre os perfis de vertente e nele afirma-se que:

> A forma das vertentes é um meio importante de diagnóstico da evolução geomorfológica e morfodinâmica de uma determinada área. Vertentes convexas são prova de um aumento na intensidade erosiva [*waxing development*]. Vertentes côncavas prova de um decréscimo na intensidade erosiva [*waning development*] (PENCK, 1953, p.179)

No entanto, e apesar da aparente simplicidade na relação estabelecida, Penck ressalta que:

> O perfil de vertente em si tem um poder diagnóstico somente para a área específica onde ocorre. Ele reflete o curso da erosão aí. Entretanto, não diz nada acerca da erosão atuante no conjunto morfológico ao qual pertence ... . Em suas partes individuais pode apresentar formas desnudacionais inteiramente diferentes daquelas nas quais pertence (PENCK, 1953, p.182).

Outro critério largamente reconhecido na literatura geomorfológica a respeito da morfodinâmica refere-se à verificação da existência de terraços como indicadores da incisão fluvial dos canais e do tipo de carga fluvial transportada. “A existência dos terraços tem sido frequentemente reconhecida como um processo ‘intermitente’ de ‘rejuvenescimento’” (HOWARD, 1959 *apud* SCHEIDEGGER, 1983). Segundo Ahnert (1994), os terraços fluviais são formas herdadas que indicam que o sistema geomorfológico do qual fazem parte ainda não atingiu a condição de *steady state*, já que essas formas podem se constituir em obstáculos para o desenvolvimento dessa condição. Os terraços fluviais são interrupções do perfil normal das vertentes onde ocorrem impedindo que haja uma relação equilibrada entre o transporte de material na vertente e a sua evacuação pela drenagem. No entanto, progressivamente, os terraços tendem a deixar de ser obstáculos para o alcance do equilíbrio na medida em que a erosão fluvial e o transporte de material vertente abaixo tendem a fazer com que desapareçam (AHNERT, 1994).

As escarpas são feições morfológicas importantes consideradas na evolução de longo termo das terras altas das margens continentais passivas da África, Austrália e América do Sul (VALADÃO, 1998; VAN DER BEEK *et al*, 2002; BISHOP, 2007; CHEREM *et al*, 2012). A

evolução das escarpas em margens continentais passivas é resultante da interação de processos de rifteamento tectônico, tectônica quiescente pós-ruptura – incluindo isostasia flexural dirigida pela transferência desnudacional de massa dos interiores continentais para as bacias oceânicas – e processos superficiais (BISHOP, 2007). A escarpa que separa o planalto superior e o planalto inferior aparece como uma feição geomorfológica de grande importância para a compreensão da evolução regional do relevo, já que sobre ela encontram-se cursos d'água em plena atividade erosiva regressiva.

Outros critérios a serem considerados são: a avaliação macroscópica das feições erosivas, a elaboração e análise de perfis longitudinais fluviais e a análise das coberturas superficiais.

5.1.2.1. Avaliação macroscópica das feições erosivas e dos aspectos a elas relacionados

A natureza e a tipologia das feições erosivas naturalmente desenvolvidas fornecem uma ideia sobre a morfodinâmica atual e suas condicionantes. A concentração de feições erosivas e/ou cicatrizes de movimentos de massa tende a se relacionar com uma dinâmica instável do meio, considerando-se sobretudo as características das coberturas pedológicas e a declividade do terreno.

5.1.2.2. Desnudação geoquímica das sub-bacias de 3ª ordem e estimativa da taxa de rebaixamento atual do relevo

Em ambiente tropical úmido o trabalho erosivo e desnudacional proporcionado pela água líquida é um dos principais mecanismos de transformação e esculturação do modelado. O termo desnudação é entendido no sentido mecânico e químico de esculturação da paisagem. A desnudação mecânica é diretamente relacionada com a(s) taxa(s) de erosão, enquanto a desnudação (geo)química encontra-se relacionada à saprolitização da rocha e exportação de íons via solução, sem necessariamente vincular-se a retiradas superficiais via erosão (LEEDER, 1991). A desnudação total é a soma da desnudação química mais a desnudação física (erosão).

A desnudação mecânica em bacias hidrográficas é, via de regra, correlacionada positivamente à altitude média dessas bacias (PINET e SORIAU, 1988). Em termos da desnudação química, Pinet e Soriau (1988) apontaram falta de correlação com o caráter altimétrico do relevo mas correlação positiva desse fator com a precipitação média anual. No entanto, Cherem *et al* (2012, p.80) apontaram que os valores de sólidos totais dissolvidos nas águas fluviais em área de bordas interplanálticas no sudeste de Minas Gerais tendem a "ser maiores para bacias que

tenham maiores médias de relevo e maiores médias de declividade durante o período de chuvas e estiagem". Apesar disso, a distribuição desses valores varia conforme a compartimentação geomorfológica para as áreas de escarpa interplanáltica e planalto (CHEREM *et al*. 2012).

A quantificação da desnudação química em bacias hidrográficas tem sido um critério muito utilizado em estudos morfodinâmicos do relevo. Essa quantificação é feita por meio da mensuração dos sólidos totais dissolvidos (TDS – *total dissolved solids*, do inglês) presentes na água fluvial nas estações seca e úmida. Parte significativa dessa carga dissolvida fluvial é importada diretamente do intemperismo químico das rochas e do manto de alteração. A geoquímica de águas fluviais tem a ver com a litologia. Ela varia com a variação litológica do substrato. Considerando apresentar a área de estudo uma litologia relativamente homogênea uma análise dos principais óxidos contidos na rocha foi realizada por meio de difração de raios X (DRX) para se ter uma ideia melhor da composição mineralógica do substrato e da sua contribuição à carga dissolvida nas águas fluviais.

A taxa de desnudação química, aliada à de erosão, auxilia na quantificação do que é efetivamente perdido pelo sistema. A mensuração das taxas de desnudação geoquímica é alcançada mediante a análise química de amostras de água de canais fluviais. Isto permite mensurar a perda geoquímica atual do substrato rochoso e do manto de intemperismo via quantificação da concentração dos elementos maiores e menores dissolvidos e carreados pelas águas fluviais (WHITE e BLUM, 1995; ANDERSON *et al*., 2002; RIEBE *et al*., 2003). O cálculo da desnudação química é feito semestralmente, considerando o período seco (inverno) e o período úmido (verão). A desnudação geoquímica total refere-se ao período de um ano e é alcançada pela soma das taxas desnudacionais semestrais. A desnudação semestral, em ton/sem.km^2, é calculada a partir da desnudação instantânea multiplicada por 3600 segundos vezes 24 horas vezes 182,5 dias dividido por 10^6. A desnudação instantânea, em g/s.km^2, é calculada por meio da multiplicação da vazão do período (m^3/s) pelo TDS total do período (g/m^3), dividido pela área da bacia (km^2). A desnudação anual é dada pela soma da desnudação semestral de verão mais a desnudação semestral de inverno.

A taxa de desnudação geoquímica fluvial atual é estimada a partir da multiplicação dos sólidos totais dissolvidos pela vazão média do canal (SUMMERFIELD, 1991). A vazão do canal foi estimada em campo, no momento da coleta das amostras de água, de acordo com a metodologia proposta pela Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos (EPA, 1997)

em que se considera a seguinte formulação para o cálculo da vazão: A.E.Fc/T em que A: área da seção do canal considerada; E: extensão do trecho de canal considerado para estimar a vazão; Fc: fator de correção – 0,8 para leitos rochosos e 0,9 para leitos lamosos; T: tempo medido em segundos para o flutuador percorrer a extensão do trecho considerado. Uma questão importante a partir do cálculo da desnudação geoquímica fluvial é a conversão dessa medida expressa como massa por unidade de área por unidade de tempo (usualmente $t/km^2/ano$) para um equivalente volumétrico, já que o que realmente interessa para uma avaliação das mudanças no relevo é uma estimativa em termos volumétricos. Esta estimativa é a que se refere ao rebaixamento vertical atual do relevo. Conforme Summerfield (1991), para o seu cálculo divide-se a quantidade de massa pela densidade da rocha para dar um volume ($m^3/km^2/ano$). Esta conversão implica uma taxa média de rebaixamento atual uniforme para toda a bacia considerada, o que naturalmente não é condizente com a realidade uma vez que a desnudação inevitavelmente pode variar com fatores locais. Todavia, consensualmente, uma mudança de volume assim expressa, em $m^3/km^2/ano$, é equivalente a uma taxa média de rebaixamento do relevo expressa como mm/ka (milímetros por 1000 anos) (SUMMERFIELD, 1991, p.382). A densidade média da litologia granítica considerada é de $2,6\ g/cm^3$, conforme Braun *et al*. (2014).

Os elementos químicos medidos e que compõem a carga fluvial dissolvida na forma aniônica e catiônica foram: HCO_3^-, Br^-, Cl^-, F^-, NO^{2-}, NO^{3-}, PO_4^{2-}, SO_4^{2-}, CO_3, Ag, Al, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Sc, Sn, Sr, Tl, Te, Th, Ti, U, V, W, Y, Zn, Zr e SiO_2. Os carbonatos foram medidos pelo método de titulometria. A maioria dos ânions foi medida por cromatografia iônica. Os metais e a sílica total foram mensurados pelo método de espectrometria. Todos mensurados segundo o *Standard Methods for the Examination of Water and Wastwater, 22st* (2012). As coletas das amostras foram feitas próximas à foz do canal de 3ª ordem, em local isento da influência direta de intervenções antrópicas e onde foi possível realizar também a estimativa da vazão do canal.

Para o cálculo da desnudação química fluvial nem todos os elementos anteriormente mencionados são contabilizados pois nem todos estão relacionados a processos intempéricos diretamente relacionados à rocha. O bicarbonato (HCO_3^-), por exemplo, é considerado um componente não desnudacional (SUMMERFIELD, 1991). Juntos, os componentes não desnudacionais representam cerca de 40% da carga dissolvida dos rios (SUMMERFIELD, 1991). Ele provém da incorporação do CO_2 atmosférico durante as reações de intemperismo e

é parte do sistema CO_2 na água, conforme a equação a seguir: $CO_2\,(g) \Leftrightarrow CO_2 + H_2O/H_2CO_3 \Leftrightarrow HCO_3^- + H^+ \Leftrightarrow CO_3^{--} + H^+$

O potássio "tende a apresentar concentrações relativamente baixas em águas fluviais, pois os feldspatos potássicos (K-feldspatos), um dos minerais mais enriquecidos neste elemento, são resistentes ao intemperismo" (QUEIROZ *et al*, 2012). Segundo White *et al* (2001) os plagioclásios se intemperizam em uma taxa de 3 a 4 vezes mais rápido do que os K-feldspatos. A biotita, um mineral primário mais rapidamente intemperizado que os K-feldspatos, também é uma fonte natural de K^+ e Mg^{2+}. Entretanto, esgotos domésticos e fertilizantes agrícolas também são fontes antrópicas de K^+ (QUEIROZ *et al*, 2012, p.614).

Em terrenos graníticos a alteração do plagioclásio (feldspato sódio-cálcico – $[(Na_{1-x}Ca_x)Si_{3-x}Al_{1+x}O_8]$) é o principal contribuinte para a composição da carga dissolvida dos cursos d'água. Essa reação libera para a carga dissolvida quantidade significativa de íons de cálcio e sódio (LEEDER, 1991). O Al^{3+}, por sua vez, com pH < 5 e > 7 pode estar em solução em quantidades muito reduzidas porque grande parte dele é fixada para formação das argilas (SZIKSZAY, 1993).

A sílica dissolvida é um componente químico muito importante nas águas dos rios tropicais. É a espécie química dissolvida que melhor reflete a influência do intemperismo na hidrogeoquímica fluvial, tendo-se em conta que a sílica dissolvida é liberada pelo intemperismo dos silicatos das rochas (QUEIROZ *et al*, 2012, p.615).

Do que se pode esperar das solubilizações primárias em águas doces o Fe^{2+} também está presente mas em pequenas quantidades. A maior parte desse metal não se encontra dissolvida porque precipita-se sob a forma de hidróxidos (SZIKSZAY, 1993). A biotita é a principal fonte mineral do elemento Fe. Entretanto, o Fe liberado pelo intemperismo químico desse mineral forma rapidamente hidróxidos insolúveis e muito estáveis (GARRELS e CHRIST, 1982 *apud* QUEIROZ *et al*, 2012).

Vale ressaltar que a mensuração da taxa de rebaixamento do relevo por meio da desnudação geoquímica é uma estimativa que diz respeito ao tempo presente. E isso não confere a garantia de que essas taxas tenham se mantido uniformes ao longo do tempo. Por isso é muito importante examinar outras evidências para se considerar a evolução de longo termo do relevo (SUMMERFIELD, 1991).

5.1.2.3. Análise pedológica e das coberturas superficiais

O manto de intemperismo pode ser considerado como um subsistema complexo integrante da camada superficial da crosta terrestre. Inserido no contexto ambiental, os mecanismos responsáveis pela sua transformação deixam marcas que, através da interpretação da morfologia de seus perfis, permitem estabelecer relações de natureza paleoambiental úteis na interpretação do relevo. De acordo com Phillips (1993, p.175), a análise dos perfis pedológicos é um bom indicador do estado de desenvolvimento da paisagem, embora nem sempre possa ser relacionada com as idades das superfícies ou das coberturas superficiais. Keller e Pinter (2002) apesar de reconhecerem que uma análise cronossequencial a partir de perfis pedológicos seja uma tarefa complexa, admitem que o exame de perfis pedológicos pode ser uma ferramenta muito útil no estabelecimento de uma cronologia relativa, inclusive para análise de deformações tectônicas pleistocênicas e holocênicas.

Nesse sentido, as investigações aqui empreendidas se aproximam de uma análise correlativa dos depósitos, considerando, sobretudo, as características do manto de intemperismo como, por exemplo, a granulometria dos seus materiais componentes, a organização dos horizontes pedológicos e a sua espessura. Ahnert (1987, p.5) afirma que a espessura do regolito (ou manto de intemperismo) pode ser um indicador da mobilidade do material. Gerrard (1993) atesta sobre a utilidade dos solos para o estabelecimento das fases de equilíbrio dinâmico da paisagem tendo em vista serem os solos indicadores de estabilidade. Para isso é necessário uma análise das cronossequências de perfis pedológicos.

A ideia de equilíbrio dinâmico também é aplicada às coberturas pedológicas, de acordo com a morfologia e o desenvolvimento dos horizontes. Nas coberturas em equilíbrio dinâmico os solos desenvolvem-se mediante a manutenção constante de uma mesma sequência vertical dos seus horizontes. Neste caso, a sequência de horizontes pedológicos é sempre paralela à superfície, não apresentando inconformidades (BOULET *et al*., 1997). As variações laterais, como demonstradas pela metodologia da análise estrutural de solos, acontecem de forma progressiva.

> As coberturas pedológicas em equilíbrio dinâmico desenvolvem-se em condições pedoclimáticas estáveis o suficiente para manter constantes as transformações a partir da rocha matriz, resultando em uma sequência de horizontes que não mudam, embora estejam sempre passando por transformações constantes (BOULET *et al*., 1997, p.68).

Por outro lado, uma das marcas das coberturas em desequilíbrio são as inconformidades que demonstram uma remobilização ou movimentação de camadas e/ou horizontes umas sobre as outras, gerando inconformidades nos perfis. Nestas situações, os sistemas de transformação lateral da cobertura pedológica representam mudanças acentuadas nos processos de transformação e nos perfis ao longo da vertente (BOULET *et al*., 1997).

Segundo Boulet *et al*. (1997) dois tipos de circunstâncias ambientais possibilitam o desenvolvimento da cobertura pedológica em equilíbrio dinâmico:

> em áreas onde o clima e os movimentos tectônicos não são intensos o suficiente para criar desequilíbrio e em perfis onde o material de origem é jovem o suficiente para não ter sido afetado por variações do clima ou da tectônica, responsáveis por modificações nas condições de equilíbrio (BOULET *et al*., 1997, p.69).

Outra marca tradicionalmente utilizada nos estudos geomorfológicos como indicativo de remobilização e mudança na morfodinâmica são as linhas de pedra ou *stone lines*. A presença frequente de linhas de pedra ou *stone lines* nas coberturas superficiais do Planalto Atlântico já é de longa data atestada por vários autores (AB'SABER, 1962; 1969; MOUSINHO E BIGARELLA, 1965). Tradicionalmente, frequentemente se reportaram a estas feições como indicativas de uma remobilização de sedimentos rudáceos e de fases morfogenéticas distintas. Valiosas revisões sobre o assunto são dadas por Riquier (1969) e Hiruma (2007) e consideradas na interpretação das linhas de pedra existentes na área de estudo.

Embora os solos sejam, em geral, mais jovens que os processos modeladores do relevo, os perfis pedológicos podem se mostrar como indicadores úteis dos processos responsáveis por mudanças refletidas nas formas da paisagem (PHILLIPS, 1993). É na relação com a transformação das formas que os solos também evoluem. No entanto, há sempre a necessidade de conhecimento do contexto histórico-ambiental recente e das intervenções antrópicas que porventura tenham se sucedido na área de análise. Isto se deve ao fato de que "paisagens e formas de relevo são respostas circunstancias e contingentes de leis determinísticas operando num contexto histórico e ambiental específico, com diversos resultados possíveis para cada conjunto de processos e condições-limite" (HUGGETT, 2007, p.155).

6. A noção de equilíbrio em geomorfologia

O vocábulo equilíbrio tem origem no latim e, na acepção física, diz respeito às seguintes situações: (1) condição de um sistema físico no qual as grandezas que sobre ele atuam se compõem para não provocar nenhuma mudança em seu estado; (2) posição estável de um corpo, sem oscilações ou desvios; (3) igualdade de força entre duas ou mais coisas ou pessoas, grupos etc., em oposição; (4) estado do que está submetido a duas forças opostas iguais; (5) igualdade quantitativa (HOUAISS, 2001).

No próprio campo da Física existem diferentes significados para o vocábulo. Sem considerar o emprego do termo vinculado a outros campos do conhecimento científico como, por exemplo, equilíbrio químico e equilíbrio termodinâmico. Em cada um desses campos o conceito de equilíbrio é empregado segundo a natureza dos fenômenos com eles envolvidos.

Guardadas as devidas ressalvas, o emprego do termo equilíbrio no sentido geomorfológico mantém certos vínculos com seu(s) significado(s) na Física embora seja aplicado de acordo com a natureza dos fenômenos característicos das geociências.

As origens da ideia de equilíbrio no estudo da superfície terrestre não são recentes e remontam mesmo ao século XVII quando Domenico Guglielmini já considerava que os canais fluviais ajustavam sua declividade até alcançarem um equilíbrio, compreendido como uma relação entre força e resistência (DURY, 1966). Essa ideia foi retomada por Surell (1841) que representa a concepção de equilíbrio nas geociências antes das concepções clássicas implícitas nos estudos de Grove Karl Gilbert em 1877 e no ciclo de erosão de William Morris Davis em 1899. Surell, ao estudar as torrentes dos altos Alpes franceses, concebeu as ideias de nível de base, erosão remontante e perfil de equilíbrio (*courbe de lit*) que mais tarde influenciaram Powell, Gilbert, Davis e Hack (ABREU, 1980). Surell entendia o equilíbrio das torrentes e dos cursos fluviais como uma harmonia entre as formas do relevo nas diferentes porções da bacia de drenagem e os processos que aí operam, atingindo uma condição na qual não haveria mais incisão vertical no canal de escoamento (ABREU, 1980). Ele entendia o equilíbrio como um jogo dinâmico de forças no qual o perfil longitudinal dos canais "tendia a se ajustar segundo uma geometria [declividade] comandada pelos mecanismos que presidiam o escoamento do fluxo, nos quais combinavam-se variáveis de natureza estrutural e processual" (ABREU, 1980, p.6).

Embora o conceito de equilíbrio em geomorfologia tenha sido alvo de várias nuances e reinterpretações, a abordagem tradicional desse conceito implicitamente oferece a hipótese de que, após certo tempo, o sistema geomorfológico alcança um estado de equilíbrio dinamicamente estável (GILBERT, 1877; HACK, 1960; AHNERT, 1987; PHILLIPS, 1992a). Segundo Hack (1960; 1975), o estado de equilíbrio dinâmico é mantido pelo ajuste mútuo entre os processos de agradação e degradação do relevo. O estado de equilíbrio dinâmico é caracterizado pelo balanço dos fluxos de matéria e energia que entram e saem do sistema, o que equivale dizer que os processos morfogenéticos se encontram balanceados com as condições características do meio como, por exemplo, a resistência litológica (CHRISTOFOLETTI, 1973).

O caráter dinâmico, próprio de sistemas abertos como é o relevo, não é revelado pelas ideias de Hack e já aparecia nos escritos de Gilbert (1877) e na geomorfologia francesa adjetivado com o termo móvel. Klein, por exemplo, afirma que "os equilíbrios morfológicos são, por natureza, equilíbrios móveis" (KLEIN, 1959, p.304).

Thorn e Welford (1994) afirmam ser uma lástima que o conceito de equilíbrio que tenha se disseminado na geomorfologia seja o de equilíbrio dinâmico de Hack (1960). Segundo eles Hack misturou um conceito de origem estritamente geomorfológico e baseado na dinâmica como foi o desenvolvido por Gilbert (1877) com o conceito de equilíbrio da Termodinâmica (THORN e WELFORD, 1994, p.682). Além disso, Hack propagou a confusão entre os termos equilíbrio dinâmico e *steady state* cuja distinção fez unicamente no seu texto de 1975. Assim, o desenvolvimento teórico feito a partir de Hack tem não só mantido um equilíbrio dinâmico como equivalente ao *steady state* mas também ao conceito de quase-equilíbrio, todos empiricamente derivados de uma condição de média (THORN e WELFORD, 1994, p.682). A crítica mais contundente desses autores em relação ao equilíbrio dinâmico de Hack é a de que tal conceito é utilizado por ele como um "princípio regulativo", usado *a priori* na interpretação do modelado e independente da escala (THORN e WELFORD, 1994, p.690).

Outras abordagens afirmam que o equilíbrio é uma propriedade relevante somente para relações específicas entre os componentes de um sistema, e não aplicável ao sistema como um todo (HOWARD, 1988). A opinião de Bracken e Wainwright (2006) é, ainda, diferente, afirmando-se que seria melhor tratar o equilíbrio como uma metáfora (ou um princípio regulativo) que subsiste em muitos conceitos e ideias geomorfológicas; mais do que como um estado concreto ou conjunto de processos (BRACKEN e WAINWRIGHT, 2006, p. 176).

Esses autores afirmam ainda que "o equilíbrio não é algo que possa ser medido ou mensurado. Entretanto, esta dificuldade não significa que a condição de equilíbrio necessariamente não exista" (BRACKEN e WAINWRIGHT, 2006, p. 176). Os autores afirmam que a suposição de equilíbrio ou tendência a isto, implicitamente incrustada no pensamento geomorfológico, leva a uma abordagem que é inerentemente estática e linear (BRACKEN e WAINWRIGHT, 2006).

Resultados obtidos por Matmon *et al* (2003) com base no uso de radionuclídeos cosmogênicos para determinar as taxas médias de erosão em bacias de diferentes tamanhos nas montanhas Great Smoky (região dos Apalaches meridionais, nos Estados Unidos), sustentam um estado de equilíbrio dinâmico. As taxas de erosão mensuradas nessas bacias ficaram na média de 25-30 m/m.y durante o Mesozoico e Cenozoico. Entretanto, verificou-se uma variabilidade das taxas de erosão medidas nas bacias de baixa ordem (< 50 km^2) sugerindo que a concepção de equilíbrio dinâmico não é apropriada para as áreas de cabeceiras onde, ao que parece, tal equilíbrio nunca é alcançado. Concordantemente a esta última afirmação, Ahnert (1987) aponta que, para vertentes, o equilíbrio é estabelecido mais rapidamente no sopé de uma vertente e que quanto mais a montante, na direção das cabeceiras de drenagem, o progresso da tendência ao equilíbrio torna-se mais demorado de se alcançar. Tais opiniões abrem a discussão para a questão escalar aplicada à avaliação do equilíbrio geomorfológico, em termos espaciais e temporais. Hancock e Kirwan (2007) argumentam que as diferenças entre as taxas de rebaixamento dos topos e das áreas de rocha exposta e incisão fluvial medidas também nos Apalaches do sul sugerem um desequilíbrio do relevo, com um aumento da amplitude topográfica da ordem de 10-790 m/m.y. Segundo esses autores:

> Nossa observação de um aumento do relevo é inconsistente com uma paisagem apalachiana correntemente em equilíbrio dinâmico como proposto por Hack (1960). É possível que tenhamos amostrado uma paisagem [Dolly Sods] que esteja passando por uma transição em direção ao equilíbrio dinâmico, com desequilíbrios localizados e aumento da amplitude topográfica produzida por uma rocha mais resistente sobre a qual os processos erosivos são mais lentos. Entretanto, dadas as observações de desequilíbrio em muitas partes dessa região, nós sugerimos que o aumento do relevo nesta porção dos Apalaches pode ser reflexo de um contínuo desequilíbrio induzido pelo ataque de uma rápida flutuação climática durante o Cenozóico tardio. Mudanças climáticas têm resultado em aceleração das taxas de incisão fluvial, e a erosão das vertentes pode não ter tido tempo de um ajuste completo a essa incisão acelerada (HANCOCK e KIRWAN, 2007, p.91).

Analisando dados de soerguimento e resfriamento crustal, Burbank (2002) afirma que a combinação entre altas taxas de erosão e soerguimento sugere que a região de Nanga Parbat na cordilheira do Himalaia deve estar em equilíbrio dinâmico, ou, pelo menos, se aproximando deste.

É preciso, no entanto, questionar se o equilíbrio pode ser avaliado simplesmente em função de uma uniformidade de taxas de erosão medidas por uma única técnica. Além disso, como bem lembra Tricart (1966, p.3) com relação às descontinuidades nos fenômenos da erosão, "as medidas mostram somente uma parte dos aspectos dos fenômenos e são, pois, qualitativamente incompletas". Se se considera o equilíbrio como uma igualdade entre forças opostas e, portanto, distintas parece incompleto pensá-lo a partir, exclusivamente, das forças degradacionais do relevo. Howard (1965) afirma que o equilíbrio entre as formas de relevo e os movimentos tectônicos implica equivalência entre a taxa de erosão e a taxa de soerguimento, embora isso seja raro em função do tempo de resposta do sistema. Aliás, o tempo, vinculado ao retardo de manifestação de resposta por parte do sistema, é um fator dificultador na avaliação do equilíbrio em termos temporais.

Riebe *et al* (2000) relacionaram um estado de equilíbrio, em termos erosivos, entre taxas de erosão medidas através de ^{26}Al e ^{10}Be em sedimentos aluviais e as declividades. Esses autores mostraram que nos locais próximos a falhas ativas e canyons fluviais existe correlação positiva entre as taxas de erosão e a declividade, de modo que as taxas de erosão são maiores quanto maiores as declividades. Por outro lado, em locais afastados da influência de falhas e canyons (ou *knickpoints*) os dados não demonstraram haver correlação entre as taxas de erosão e as declividades. Nesses locais, a paisagem tem "aparentemente evoluído na direção de um estado de equilíbrio erosivo (*state of erosional equilibrium*) no qual tanto as vertentes mais íngremes quanto as mais suavizadas são erodidas a taxas similares" (RIEBE *et al*., 2000, p.803). Os resultados desses autores reforçam a lembrança de Hack (1960) de que é possível haver um equilíbrio, a despeito das litologias menos friáveis embasarem vertentes mais íngremes. Os contrastes de erodibilidade das rochas podem ajudar a explicar porque a declividade não apresenta correlação positiva com as taxas de erosão, mesmo que o transporte de sedimentos seja dependente da declividade nos locais afastados da influência de falhas e rupturas de declive (RIEBE *et al*., 2000, p.806).

Longe de ser um tema de consenso na geomorfologia, existem diferentes terminologias para caracterizar o estado de equilíbrio geomorfológico como equilíbrio meta-estável, dinâmico,

quase-dinâmico, *steady state*, o que reflete um desenvolvimento teórico-conceitual significativo e muitas vezes confuso sobre o tema.

Diversos autores afirmam que houve certas confusões e mal entendidos no emprego dos termos relativos a esse assunto, ao longo do desenvolvimento do pensamento geomorfológico. Perdas semânticas acometeram muitas definições e aplicações de termos e conceitos, particularmente aqueles relativos ao equilíbrio (no sentido de comportamento sistêmico) e à evolução do sistema (MONTGOMERY, 1989). Uma boa síntese dessas ideias encontra-se em Abrahams (1968) e Montgomery (1989). A grande variedade de nuances, da qual se pode ter uma ideia através da Tabela 2, no tratamento do conceito de equilíbrio em geomorfologia, torna necessária a distinção de detalhes fundamentais relativos ao significado do que vem a ser equilíbrio nos sistemas geomorfológicos.

Tabela 2 – Definições-chave de equilíbrio e diferenças entre elas

Termo	Proponente	Forma ou processo?
Equilíbrio Dinâmico (Dynamic equilibrium)	Gilbert (1877) Ahnert (1994) Chorley e Kennedy (1971)	Forma constante, processos mantêm balanço
	Schumm (1973) Ahnert (1994)	Mudanças nos processos reatingem balanço
Equilíbrio Dinâmico Metaestável (Dynamic metastable equilibrium)	Schumm (1975) Tricart (1965) Pitty (1971)	Fatores-limite do sistema (treshold) variam muito dependendo da forma e do processo
Equilíbrio estável (Steady state equilibrium)	Mackin (1948) Rubey (1952) Hack (1960) Schumm e Lichty (1965) Richards (1982)	Forma constante, não necessariamente estática
	Ahnert (1994)	Balanço de processos e forma na escala do sistema
Quase-equilíbrio (Quasi-equilibrium)	Petts e Foster (1985)	Oscilações em torno de uma média, termo alternativo para equilíbrio estável
Desequilíbrio (Disequilibrium)	Renwick (1992) Ahnert (1994) Thorn e Welford (1994)	Mudanças na forma e processos na tentativa de reatingir um balanço, todavia ainda não em balanço
Não-equilíbrio (Non-equilibrium)	Renwick (1992) Ahnert (1994) Thorn e Welford (1994) Tooth e Nanson (2000)	Ausência de equilíbrio, apesar dos períodos de estabilidade

Fonte: Bracken e Wainwright (2006).

A título de uma síntese conceitual é possível afirmar que os termos *grade* e equilíbrio são sinônimos para Davis. A condição de equilíbrio do relevo é inseparável do termo equilíbrio

dinâmico proposto por Gilbert (1877) e retomado por Hack (1960). Hack considera *steady state* como sinônimo de equilíbrio dinâmico em seu texto de 1960, mas os distingue posteriormente em 1975. No entanto, poucos fazem a distinção entre *steady state* e equilíbrio dinâmico atualmente. Entre estes estão Schumm e Lichty (1965), Abrahams (1968) e Ahnert (1987; 1994) segundo Thorn e Welford (1994). Com os trabalhos de Leopold e Langbein (1962) o equilíbrio dinâmico de Hack passou a ser equiparado com o de *quasi-equilibrium* proposto por esses autores. Vale a pena ressaltar ainda, conforme Renwick (1992) que o contrário do equilíbrio não é o desequilíbrio mas o não equilíbrio (*nonequilibrium*), embora tal distinção possa ser tida meramente como um preciosismo conceitual, pouco útil na avaliação das transformações que configuram a condição atual de um sistema geomorfológico. Algo que se encontra em desequilíbrio pode apresentar uma tendência a alcançar o equilíbrio, ao contrário do que acontece quando não há equilíbrio algum nem uma tendência de um sistema a isto. Conforme Renwick (1992, p.266):

> As formas em desequilíbrio são aquelas que tendem a um equilíbrio, mas não tiveram tempo suficiente para alcançar essa condição. (...) muitas formas parecem não tender a um equilíbrio apesar dos longos e relativos períodos de estabilidade. Estas formas de não equilíbrio passam por mudanças substancias e muitas vezes repentinas ou apresentam variações de modo que é difícil ou impossível identificar alguma regularidade ou condição característica.

6.1. A noção de equilíbrio de Grove Karl Gilbert

Gilbert tratou a questão do equilíbrio de forma vinculada sobretudo aos aspectos do trabalho fluvial nas paisagens continentais. Nesse sentido, em 1877 aplicou a noção de equilíbrio como uma igualdade de forças que se anulam ou, uma igualdade ou equilíbrio de ação. A tendência à igualdade de ação é o que esse autor chama de equilíbrio dinâmico (GILBERT, 1877, p.123).

> ... a capacidade de corrasão é, por toda parte, proporcional à resistência até que haja um equilíbrio de ação. Em geral, nós podemos dizer que um rio tende a equalizar seu trabalho em todas as partes do seu curso (GILBERT, 1877, p.113).

Outro aspecto da sua ideia de equilíbrio parece repousar em “taxas iguais de degradação em todas as partes de uma vertente”, condição que ele aplica à caracterização de uma topografia madura. Nessa condição, a evolução das vertentes manteria um perfil constante (GILBERT, 1909, p.345).

Sua abordagem da questão do equilíbrio alcançado nas paisagens continentais passa pela análise das relações de parâmetros ditos, atualmente, morfométricos. Assim, por exemplo, Gilbert diz que as bacias fluviais contidas em áreas de igual resistência litológica e que alcançaram uma condição de equilíbrio têm as declividades dos afluentes de menor porte sempre maiores que aqueles cursos de porte maior (GILBERT, 1877, p. 114). Afirma ainda que, partindo-se do princípio que a erosão é mais rápida onde a resistência litológica é menor,

> as variações topográficas decorrentes das diferenças de resistências oferecidas ao trabalho erosivo progridem até que um equilíbrio seja alcançado através da lei das declividades. Quando a razão da ação erosiva – entendida como algo dependente da declividade – se torna igual à razão das resistências – oriundas da natureza litológica – haverá uma igualdade de ação (GILBERT, 1877, p.116).

Em termos da estabilidade dos divisores de drenagem, Gilbert associa essa condição ao fato de que ao longo dessas linhas de drenagem a água da chuva não possui efeito de transporte, permanecendo assim como as porções altimetricamente mais elevadas (GILBERT, 1877, p.139). No entanto, opostas a essa tendência estão aquelas que levam à instabilidade dos divisores. Trata-se de mecanismos de transformação do relevo relacionados ao sistema de drenagem e denominados pelo autor de *ponding*, *planation* e *alluviation* (GILBERT, 1877, p.139). Esses mecanismos estão relacionados, respectivamente, aos processos de soerguimento e/ou rebaixamento de porções da superfície, à movimentação lateral dos canais e à construção de cones aluviais e deltas.

Na opinião de Thorn e Welford (1994) o conceito de equilíbrio de Gilbert (1877) além de ser entendido como uma igualdade de forças sujeitas a diferentes níveis de resistências constitui e descreve um processo e uma condição de um sistema (a bacia de drenagem). Também é um conceito que depende da escala, foca-se na transferência de massa mais do que de energia e é expresso pela declividade (THORN e WELFORD, 1994, p.682). Estes autores afirmam ainda que:

> Os dois aspectos mais importantes da contribuição de Gilbert foram o estabelecimento de retroalimentação negativa e a utilização da massa como medida. Sob esse ponto de vista, equilíbrio dinâmico é um conceito unicamente geomorfológico fundado na dinâmica; e não pode ser equacionado como os conceitos da termodinâmica (THORN e WELFORD, 1994, p.685).

6.2. A noção de equilíbrio de William Morris Davis

A classificação genética das formas da superfície terrestre foi um empreendimento de grande importância que sistematizou o estudo do relevo terrestre por William Morris Davis em termos de sua estrutura, processos e tempo, no que ele chamou de O Ciclo Geográfico. A inserção do tempo na organização de processos responsáveis pela modelação do relevo é, aliás, apontada por alguns autores como grande novidade que alavancou o desenvolvimento da ciência geomorfológica (BAULIG, 1950; KLEIN, 1985; GIUSTI, 2004). Nas palavras do próprio Davis, o "processo não pode completar seu trabalho instantaneamente, e o conjunto de mudanças a partir de uma forma inicial é, portanto, uma função do tempo" (DAVIS, 1899, p.482).

Evidentemente as formas não são uma função exclusiva do tempo, tendo a estrutura geológica e a altitude, por exemplo, papéis fundamentais na evolução do modelado. Nesse sentido, as mudanças de nível de base exercem função importante sobre as taxas de mudanças na paisagem, afinal de contas "as forças destrutivas não podem, ao longo do tempo, erodir as paisagens continentais abaixo do ultimo nível de base de sua ação", o nível de mar (DAVIS, 1899, p.483). No que se refere à taxa das mudanças na evolução das paisagens, Davis afirma:

> A taxa de mudança sob condições processuais normais (…) é, em princípio, relativamente moderada; então avança rapidamente até um máximo e, posteriormente, decresce indefinidamente até um mínimo (DAVIS, 1899, p.483).

A forma como considera as mudanças no desenvolvimento e evolução das paisagens continentais está estreitamente associada a uma visão cíclica na qual o equilíbrio ou condição de *grade* é alcançado na fase de senilidade da paisagem.

Davis explica tal evolução em função do trabalho fluvial que acontece de maneira distinta conforme a fase de desenvolvimento das paisagens. Em cada fase – que não precisa ter a mesma duração em relação às outras – existe um determinado vigor altimétrico e uma certa variedade de formas, em função da velocidade com que os processos acontecem.

Considerando um evento de soerguimento como ponto de partida de um ciclo, Davis afirma que numa primeira fase há um rápido aprofundamento dos principais vales, com um aumento do vigor altimétrico do relevo. Esse vigor altimétrico é máximo em uma segunda fase quando uma variedade de formas aparece em função do recuo das cabeceiras de drenagem. Em uma terceira fase o decréscimo do vigor altimétrico acontece mais rapidamente, em comparação às

outras fases e as vertentes tornam-se mais suaves; entretanto, essas mudanças avançam muito mais lentamente do que na primeira e segunda fase. A partir da última fase, o relevo é gradualmente reduzido a medidas cada vez menores e as vertentes tornam-se tão suaves que algum tempo após o último estágio mostrado na Figura 4 a região é somente uma extensa planura ou peneplano (DAVIS, 1899).

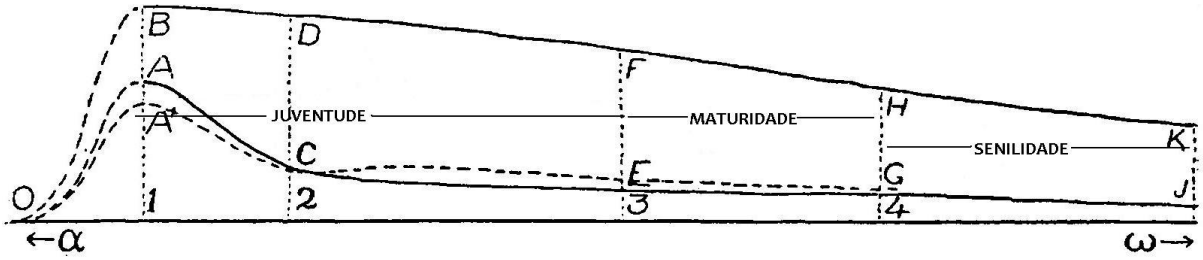


Figura 4. Ilustração das fases de desenvolvimento da paisagem segundo Davis (1899); adaptado.

Vale a pena lembrar que Davis nunca deixou de considerar que os processos erosivos pudessem atuar concomitantemente ao soerguimento, ao contrário do que fazem parecer alguns críticos menos cautelosos. "Não há implicação de que pelo fato das forças de soerguimento ou deformação atuarem rapidamente não ocorram mudanças destrutivas durante sua operação" (DAVIS, 1899, p.487).

Comparativamente ao ciclo de vida, Davis afirma que,

> haverá uma breve juventude com um aumento do vigor altimétrico, uma maturidade em que há um máximo de vigor ou desnível altimétrico com uma grande variedade de formas, um periodo de transição em que mais rapidamente se processa o rebaixamento do relevo e uma senilidade indefinidamente longa quando um relevo plano passa por mudanças excessivamente lentas (DAVIS, 1899, p. 487).

Há uma sequência dessas fases e a cada uma delas associam-se mudanças na textura e quantidade dos detritos que compõem a carga fluvial. Nas palavras do autor:

> A carga é pequena no início, e rapidamente aumenta em quantidade e granulometria durante a juventude quando a região tem seus vales escavados; a carga continua a aumentar em quantidade, mas provavelmente não na sua granulometria durante o início da maturidade, quando a ramificação dos vales acontece por erosão remontante, aumentando-se então a área de exposição aos processos erosivos; após a completa maturidade, a carga continuamente decresce em quantidade e granulometria; e durante a

> senilidade a baixa quantidade de carga que é transportada deve ser de textura muito fina ou mesmo ser somente carga em solução (DAVIS, 1899, p. 488).

À medida que a velocidade dos processos e a declividade vão diminuindo a capacidade de realizar trabalho de um rio se torna menor. Quando uma igualdade entre a capacidade de realizar trabalho e o trabalho executado é alcançada, então um rio atinge sua condição de *grade*, termo este sugerido por Gilbert e usado para substituir a expressão de perfil de equilíbrio dos engenheiros franceses (DAVIS, 1899). No contexto davisiano, a capacidade de um rio trabalhar significa a capacidade para transportar e para entalhar, enquanto o trabalho executado se relaciona com o transporte da carga detrítica que lhe é fornecida e com a ultrapassagem sobre as forças de resistência exercidas pelo leito e margens (CHRISTOFOLETTI, 1981). O termo *grade* deve ser empregado para a condição de balanço entre erosão e deposição de um rio maduro ou senil (DAVIS, 1954). "Quando a condição de *grade* é atingida, a alteração da declividade só acontece com a mudança na relação entre volume e carga; e mudanças desse tipo são muito lentas" (DAVIS, 1899, p.489). Vale ressaltar que um rio em equilíbrio (*graded river*) não mantém uma declividade constante e que as declividades podem variar significativamente em dois sistemas fluviais vizinhos considerando-se tal condição (DAVIS, 1954). A litologia é um fator que faz com que declividades diferentes se estabeleçam no processo de alcance do equilíbrio por um curso fluvial.

Segundo o autor há dois modos pelos quais um rio alcança a condição de *grade*: por incisão (degradação) e por sedimentação (agradação). No primeiro caso o *grade* é primeiramente atingido no baixo curso fluvial e se propaga retrogressivamente, em direção ao médio e alto curso. A presença de rochas mais e menos resistentes condicionam esse processo (DAVIS, 1899, p.489). No segundo caso, se

> por qualquer motivo um rio é incompetente para transportar a carga que chega até ele, não conseguirá aprofundar seu leito mas, ao contrário, irá preenchê-lo (agradação). Assim um rio desse tipo deposita a parte mais grosseira da sua carga formando um alargamento da sua várzea e aumentando seu declive até ganhar velocidade suficiente para prosseguir com seu trabalho (DAVIS, 1899, p. 489).

Admitindo-se que em porções de rochas mais friáveis um rio alcançará o estado de *grade* em um tempo diferente do seu segmento em rochas menos friáveis, Davis afirma que a condição de *grade* não é atingida de uma só vez, como um todo. Ela é estendida a partir da foz em direção às cabeceiras (DAVIS, 1899; 1954). Em termos de bacia hidrográfica, os rios de

maior amplitude são os que primeiramente alcançam essa condição, sendo seguidos pelos rios menores tão rapidamente quanto possível. “Quando a condição de *grade* é atingida pelo rio, a incisão na porção jusante praticamente cessa, mas a incisão à montante continua; uma planície de inundação é então formada quando o canal se distancia e vagueia a partir da vertente mais suave do vale” (DAVIS, 1899, p.493). À medida que o rio serpenteia o seu vale, aumenta seu comprimento o que tende a causar uma diminuição dos encachoeiramentos, e torná-lo menos competente do que antes (DAVIS, 1899). Associada a esse processo acontece a migração dos divisores de drenagem fruto do trabalho erosivo fluvial e dos vários processos atuantes nas vertentes.

Davis denomina o material que é transportado e sofre as influências dos processos intempéricos nas vertentes como *waste-sheet*, algo como lençol de intemperismo, se traduzido ao pé da letra, e equivalente ao manto de intemperismo. Trata-se do material que sofre os efeitos do intemperismo físico e químico, de movimentos vertente abaixo, das plantas, etc. Comparando este elemento da paisagem com os rios, o autor afirma que um lençol de intemperismo também move-se mais rapidamente na superfície e mais vagarosamente em profundidade.

Associando a ideia de *grade* aos mantos de intemperismo, Davis afirma que, da mesma forma como nos canais fluviais, um manto de intemperismo na condição de *grade* é “aquele no qual a habilidade das forças de transporte em realizar o seu trabalho é igual ao trabalho que elas têm a fazer” (DAVIS, 1899, p.495). As vertentes nessas condições são aquelas que os engenheiros diriam estar em ângulo de repouso, devido à condição aparentemente estável do manto de intemperismo em relação ao movimento de reptação ou *creeping* do solo. Davis define esse ângulo como o ângulo inicial de *grade* (*angle of first-developed grade*) (DAVIS, 1899, p.495).

> Uma concavidade inicial em uma vertente será preenchida até o seu ângulo de grade, pelo material vindo de montante; esse material irá se acumular até alcançar o ponto mais baixo da borda da convidade quando, então, o fluxo de saída de material irá ficar balanceado com o fluxo de entrada (DAVIS, 1899, p. 496).

Da mesma maneira que nos cursos fluviais, a condição de *grade* nas vertentes é alcançada gradativamente da base para o topo e do baixo vale para o alto vale. A influência da resistência rochosa também se manifesta no alcance da condição de *grade* pelas vertentes, à exceção dos morros testemunhos e esporões que conseguem permanecer fora desse alcance.

> Assim como os rios em *grade* degradam lentamente seus cursos após o periodo de máxima carga, os lençóis de intemperismo adotam declividades cada vez mais suaves quando as porções mais altas da superfície são consumidas e o material grosseiro não é mais perdido para as vertentes abaixo. Uma mudança das mais delicadas no ajuste aparece. Inicialmente, quando as vertentes *graded* se desenvolvem, elas são íngremes, e o lençol de intemperismo que as recobre é de material grosseiro e espessura moderada; (…). Em uma fase mais avançada do ciclo, as vertentes graded são moderadas e o material de recobrimento torna-se mais fino texturalmente e com maior espessura do que antes; nessa fase, os fracos agentes de remoção são favorecidos por um menor intemperismo das rochas sob o manto de intemperismo e pela redução à uma fina textura do material perdido durante sua lenta jornada. Em uma fase senil, quando todas as vertentes são muito suaves, os agentes de remoção devem ser fracos por toda parte e sua igualdade com os processos de fornecimento de material podem ser mantidos somente pela redução desses processos a baixos valores (DAVIS, 1899, p.497).

Quando os topos e as vertentes, assim como os fundos de vale, encontram-se na condição de *grade*, a maturidade passou e a senilidade está instalada. Não aparecem aí feições novas. Quaisquer que tenham sido os soerguimentos, as estruturas e durezas das rochas, uma superfície plana – um peneplano – surge, sendo controlada somente pelo nível de base. Esta é a penúltima fase de um ciclo ininterrupto ou ideal. A última fase seria um plano sem relevo (DAVIS, 1899, p.497).

Embora tenha sido um aspecto frequentemente ignorado por alguns autores que se reportaram à teoria de Davis, a concepção de que o Ciclo Geógrafico é mais um esquema ideal de interpretação da evolução das paisagens continentais do que um ciclo real, já que a crosta terrestre é frequentemente submetida a movimentos que interrompem a sucessão de fases do ciclo, não o torna uma mera abstração teórica. Ao contrário, o próprio Davis afirma que o ciclo não é incapaz de acomodar toda a sorte de movimentos crustais que "determinam uma maior ou menor quebra nos processos previamente em operação, começando uma nova série de processos com relação a um novo nível de base" (DAVIS, 1899, p.499). O próprio termo rejuvenescimento, de inspiração davisiana e recorrentemente levantado por geomorfólogos contemporâneos, vem se ajustar à ideia de interrupção de um suposto ciclo ideal. E não é este termo contraditório a outras abordagens teóricas da geomorfologia. O próprio Davis reconhece que tal interrupção pode acontecer a qualquer momento do ciclo sem que haja algo de anormal nisso.

A ideia de equilíbrio preconizada por Davis é a de um balanço de forças, com tendência crescente à medida que o ciclo progride e é plenamente manifestado na fase senil do relevo. Ele acontece mediante o alcance do equilíbrio (ou condição de *grade*) dos cursos fluviais e do manto de intemperismo (vertentes) como um todo na paisagem. Contudo, vale lembrar que Davis não afirma que a condição geral de *grade* de uma paisagem, uma vez alcançada, seja eterna. Mudanças de um clima árido para um clima úmido ou vice-versa e alterações na carga fluvial fazem com que um novo nível de base se estabeleça levando o sistema a reajustes e a um progresso na direção de um novo equilíbrio (DAVIS, 1954). Além disso, Davis admite pequenas variações nas formas sob a condição de *grade*. Isto fica claro na seguinte citação:

> Em virtude das contínuas, embora pequenas, variações de volume e carga do canal ao longo do ciclo normal, a condição de balanço de qualquer rio só pode ser mantida por uma igualmente contínua, embora pequena, mudança na declividade do rio, por meio da qual a capacidade de realizar trabalho e o trabalho a ser feito se mantêm iguais. (…). Há forte probabilidade de que, após a condição de *grade* ser alcançada em um ciclo normal, não perturbado, um rio possa, por um tempo, realizar a agradação do seu fundo de vale até que a máxima carga seja alcançada; e somente após essa máxima carga e seu decréscimo é que pode haver um lento e continuo decréscimo da declividade fluvial que continua ao longo da maturidade tardia e da senilidade (DAVIS, 1954, p.398-399).

Segundo o autor, a concepção de *grade* deve incluir a consideração de "declividades diferenciadas e mutáveis em grandes e pequenos rios, em rios maduros e senis, em rios que cortam rochas duras e friáveis e em rios de regiões áridas e úmidas" (DAVIS, 1954, p.400). Assim sendo, sua concepção leva em conta as condições e a organização dos materiais, processos e formas da superfície.

6.3. A noção de equilíbrio de Walther Penck

Penck reconheceu que o modelado da superfície terrestre era resultado do jogo de forças entre os agentes endogenéticos e exogenéticos que se opunham. E que a efetividade dos processos exógenos dependia da atividade dos processos endógenos, fato pelo qual, inclusive, o autor reconhecia a importância do gradiente altimétrico na análise morfológica das formas do relevo. Sobre isso o autor afirma:

> Em todas as superfícies sob a ação dessas forças mutuamente dependentes e opostas, há uma tendência de que um equilíbrio físico venha se estabelecer. Isso é obtido quando as forças endogenéticas e exogenéticas realizam a mesma quantidade de trabalho por unidade de tempo, isto é, quando elas trabalham a uma mesma taxa ou têm a mesma intensidade. Assim, há um

> equilíbrio na superfície terrestre quando os processos exógenos e endógenos, quando soerguimento e desnudação, subsidência e deposição, acontecem sob uma mesma taxa; e não somente quando – como geralmente se assume – ambos processos se anulam e sua intensidade é consequentemente zero (PENCK, 1953, p. 3).

Penck desenvolveu uma perspectiva de análise das formas do relevo em que deduziu que formas típicas de vertente são indicativas de como a intensidade da erosão se processou a longo prazo. Segundo seu raciocínio, perfis de vertente côncavos e rupturas de declive na forma côncava são indicativos de uma morfodinâmica caracterizada pelo decréscimo na intensidade erosiva e diminuição relativa das altitudes – *waning development* – (PENCK, 1953, p.153). Os perfis convexos e a ocorrência de quebras ou rupturas convexas são representativos de uma morfodinâmica marcada pelo aumento na intensidade erosiva e um aumento relativo nas altitudes – *waxing development* (PENCK, 1953, p.156). Vertentes retilíneas caracterizam um estágio de desenvolvimento do relevo marcado por taxas erosivas constantes, incisão fluvial uniforme e permanência das altitudes do relevo (PENCK, 1953, p.156).

Considerando que as vertentes côncavas são as formas típicas do relevo, ele afirma, no entanto, que "cada vertente côncava pressupõe uma fase de desenvolvimento durante a qual a erosão avança a um máximo antes de chegar a um fim" (PENCK, 1953, p.181). Em resumo: o *waning development* implica *waxing development* prévio. Assim, vertentes côncavas devem gradar a montante para perfis convexos, como é típico nas terras altas da Alemanha (PENCK, 1953, p.181).

6.4. A noção de equilíbrio de Leopold e Langbein

A abordagem do equilíbrio preconizado por Leopold e Langbein (1962) passa pelo conceito de entropia na evolução da paisagem.

> O conceito de entropia é expresso em termos da probabilidade de vários estados. Entropia trata da distribuição de energia. O princípio introduz o fato de que a condição mais provável existe quando a energia é uniformemente distribuída no sistema fluvial, de acordo com as restrições físicas impostas pelo meio. (...). O perfil fluvial mais provável de ocorrer é aquele que se aproxima da condição na qual a taxa de produção de entropia por unidade de massa é constante na porção jusante do canal (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962, p.A1).

Os autores afirmam que o desenvolvimento da paisagem envolve a disponibilidade e a distribuição de energia, um fator que pode ser descrito apropriadamente como entropia,

adaptando-se o termo da termodinâmica (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962, p.A2). Aliás, afirmam que a entropia de um sistema é função não da sua energia total, mas da sua disponibilidade de energia para alimentar os processos naturais. E que, no caso dos sistemas geomorfológicos, a principal forma de energia atuante é a mecânica, principalmente em função da energia que a chuva introduz no sistema relevo.

> A distribuição de energia em um sistema geomorfológico é um modo de expressar a elevação relativa das partículas de água e sedimento que gradualmente irão, nos processos de evolução da paisagem, mover-se para baixo na direção do nível de base. O perfil longitudinal de um rio, por exemplo, é um modo de se afirmar sobre a distribuição espacial dos materiais do fundo do leito com relação à sua elevação e, portanto, com respeito a sua energia potencial (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962, p.A2/A3).

Esses autores afirmam ainda que "diversas formas do relevo parecem ser explicadas de maneira geral como condições da mais provável distribuição de energia" (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962, p.17). A distribuição da energia do sistema pode ser definida em termos da probabilidade da ocorrência da distribuição das partículas do sistema (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962). No caso de um sistema que inclua vários estados alternativos, com as probabilidades individuais de ocorrência sendo p_1, p_2, p_3 ... p_n, a entropia do sistema é definida como a soma dos logaritmos dessas probabilidades (Leopold e Langbein, 1962, p.A3).

$$Ø = c\Sigma \log p$$

De acordo com os princípios da termodinâmica, a entropia de um sistema é máxima quando a somatória dos logaritmos das probabilidades é máxima. No entanto, para que o sistema consiga atingir a condição de uma distribuição de energia equivalente a uma entropia máxima isso depende das interferências e restrições dos fatores do meio sobre a distribuição de energia (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962), o que vem a ser uma dificuldade para a aplicação do cálculo da entropia em termos matemáticos e estatísticos.

Um aspecto conceitual importante a ser ressaltado no desenvolvimento teórico desses autores é que "o *steady state* possível em um sistema aberto difere do estado estacionário (*stationary state*) do equilíbrio estático dos sistemas fechados. Assim deve-se igualar os termos *steady state* e equilíbrio dinâmico, em geomorfologia, como definido por Hack (1960)" (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962, p. A4).

Segundo Prigogine (1955, p. 82) e Denbigh (1951, p.86), em um sistema aberto em equilíbrio dinâmico, a taxa de aumento de entropia no sistema é zero. No entanto, de acordo com o mesmo autor "na evolução do estado estacionário de um sistema aberto a taxa de produção de entropia por unidade de volume corresponde a um mínimo compatível com os fatores limitantes do sistema" (PRIGOGINE, 1955, p.84). A condição de estabilidade (*steady state*) é caracterizada nos sistemas abertos por uma produção de entropia mínima por unidade de volume compatível com as restrições impostas pelo meio. Aparece aí, então, a noção de fatores limites (*thresholds*) ou resistência, ou inércia do sistema que Howard (1965), em consonância com Langbein e Leopold (1964) afirma ser fundamental para o estudo do equilíbrio e da dinâmica de um sistema.

A ideia de entropia mínima é correspondente àquela do menor esforço ou do trabalho mínimo realizado pelos agentes do sistema. Tal situação, de mínimo trabalho, é suportada por uma dinâmica do sistema mantida por uma entropia mínima (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962; ZDENKOVIC e SCHEIDEGGER, 1989). No entanto, reconhecendo-se que um sistema aberto, como o relevo, implica no recebimento contínuo de *inputs* de energia, sempre o afastando de um mínimo energético ou de equilíbrio, a condição de equilíbrio dinâmico como preconizada nos sistemas fechados é inviável. Dessa maneira, Leopold e Langbein (1962) consideram que o equilíbrio não é atingido em um sistema como um todo, já que este está continuamente sofrendo perturbações. Nessa perspectiva, do ponto de vista termodinâmico, o sistema alcançaria um estado estável ou estacionário (*steady state*) ou de quase-equilíbrio na situação de balanço ou ajuste de forças e não um estado de equilíbrio dinâmico do ponto de vista termodinâmico dos sistemas fechados.

Um aspecto importante ressaltado por Leopold e Langbein com relação a este princípio é o de que "um rio, por exemplo, pode ajustar sua profundidade, largura ou velocidade sob um dado declive de muitas maneiras. Portanto, há muitas possibilidades de a condição de máxima probabilidade, correspondente à máxima entropia, ser satisfeita. Nesse sentido, a inferência intuitiva dos geomorfólogos de que um rio em equilíbrio encontra-se na condição de trabalho mínimo não é completa" (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962, p.A7).

De acordo com os autores, "a evolução da paisagem é uma evolução na natureza dos fatores limitantes no tempo, mantendo ao longo e através do tempo um equilíbrio dinâmico ou quase-equilíbrio" (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962, p. A19).

6.5. A noção de equilíbrio de John Hack

O estudo do equilíbrio em sistemas geomorfológicos não é recente e um de seus maiores expoentes foi John Hack (1960; 1965; 1975) que estudou o relevo do vale do Rio Shenandoah na região dos Apalaches nos Estados Unidos. Hack levou em consideração as características da rede de drenagem, da estrutura geológica e da topografia em consonância com as ideias de Gilbert (1877). Do ponto de vista metodológico, o estudo do equilíbrio dinâmico do relevo é o estudo das relações areais, ou seja, como ocorrem no espaço, entre processos e formas para a interpretação da sua história passada (HACK, 1960).

A concepção preconizada por ele, denominada de equilíbrio dinâmico, sustenta que o equilíbrio de uma paisagem é resultante de um estado de balanço entre forças que se opõem de tal forma que elas operam sob taxas iguais e seus efeitos se cancelam mutuamente, produzindo assim um estado estável (*steady state*) no qual a energia está continuamente entrando e saindo do sistema (HACK, 1960; 1965). "Quando a topografia encontra-se em equilíbrio e a energia erosiva é a mesma, todos os elementos da topografia são erodidos à mesma taxa" (HACK, 1960, p.80). Quando o sistema geomorfológico atinge o estado de equilíbrio dinâmico há um ajustamento das formas ou geometria do relevo com a entrada e saída de energia e matéria do sistema. Assim, cada vertente e cada canal em um sistema erosivo encontram-se ajustados a todos os demais canais e vertentes. Vale ressaltar que, embora Hack diga que taxas iguais de erosão caracterizam um sistema geomorfológico em estado de equilíbrio, ele reconhece também que a energia erosiva muda espacial e temporalmente e que o relevo desenvolve-se segundo essas mudanças. Taxas iguais de erosão não significam que as formas permaneçam imutáveis. Somente não mudarão se as taxas de soerguimento e erosão se mantiverem constantes em uma área onde as rochas expostas à superfície sejam similares.

> Contanto que as forças diastróficas operem gradualmente de maneira que um balanço se mantenha pelos processos erosivos, a topografia permanecerá em um estado de balanço, embora possa evoluir de uma forma a outra. Se, entretanto, movimentos diastróficos repentinos ocorrerem, formas relictuais podem ser preservadas na topografia até que um novo *steady state* seja alcançado (HACK, 1960, p.86).

Reconhecendo o caráter isotrópico da crosta terrestre, a concepção de equilíbrio dinâmico de Hack considera que as formas do relevo nesta condição diferem segundo os tipos de rocha.

> Uma área composta por micaxistos ou outra rocha ígnea ou metamórfica submetida a uma rápida desnudação química, tem mais divisores

> arredondados do que uma área composta de quartzitos, se ambas estão em equilíbrio no mesmo sistema dinâmico, porque o xisto é fragmentado pelo intemperismo em partículas siltosas e argilosas que são rapidamente removidas dos topos para as baixas vertentes. Por outro lado, para remover o quartzito dos divisores à mesma taxa, vertentes muito mais íngremes e cristas acentuadas são necessárias tendo em vista que a rocha deve ser movida na forma de grandes fragmentos (HACK, 1960, p.87).

Esta noção de equilíbrio difere daquela apresentada por Davis em 1899. Segundo palavras do próprio Hack (1960, p.86):

> No conceito de ciclo de erosão de Davis, o equilíbrio é atingido em alguma parte da bacia de drenagem quando há um balanço entre a carga fornecida a um rio a partir das suas cabeceiras e a habilidade do rio em transportá-la, ou, em outras palavras, quando a declividade do canal reduz-se apenas ao suficiente para que a corrente possa transportar o material de montante com a descarga existente. Esse tipo de equilíbrio é atingido de modo quase imediato [na opinião de Hack], e não está relacionado a um estágio particular na evolução do canal. O conceito de Davis implicaria que algumas partes do sistema de drenagem estariam em equilíbrio enquanto outras, ao mesmo tempo, não estariam, e que a condição de equilíbrio se estende gradativamente, através do tempo, de jusante para montante em todo o sistema de drenagem. Mais do que no conceito de balanço entre a carga fluvial e a capacidade do rio em movimentá-la, é mais útil na análise topográfica considerar o equilíbrio de uma paisagem envolvendo um balanço entre os processos de erosão e a resistência das rochas, assim como se estão submetidas ao soerguimento ou adernamento pelos movimentos diastróficos (HACK, 1960, p.86).

Outro aspecto do princípio de equilíbrio dinâmico defendido por Hack se refere à abordagem do tempo em seu modelo. Diferentemente da noção cíclica de Davis, Hack não via o desenvolvimento do relevo como preso a ciclos em que determinada sequência de formas corresponderia a determinada idade do relevo – juventude, maturidade e senilidade conforme Davis. A ideia de Hack é a de que o relevo é explicado não por ciclos de soerguimento, calmaria tectônica e rejuvenescimento mas por uma erosão mais ou menos contínua em uma clara concepção acíclica de transformação morfológica da paisagem. Seu conceito de equilíbrio admite a continuidade dos processos diastróficos da crosta no estabelecimento da condição de equilíbrio erosivo do relevo. Hack afirma que as formas em equilíbrio dinâmico não precisam ser explicadas vinculadas a determinadas fases temporais como o fazia Davis do ponto de vista genético. “As formas e processos estão num estado estável de balanço (*steady state*) e podem ser consideradas como independentes do tempo” (HACK, 1960, p.85).

Um aspecto interessante do princípio do equilíbrio dinâmico adotado por Hack é que o equilíbrio pode ocorrer sob os mais variados panoramas topográficos (CHRISTOFOLETTI, 1973). Portanto, o equilíbrio de Hack não equivale ao estágio de senilidade do relevo identificado por Davis, em que o relevo se encontraria arrasado (peneplano). Sua concepção de equilíbrio é a de um balanço de forças entre os processos de erosão, soerguimento e resistência das rochas. Uma perspectiva muito mais concordante com a de Penck do que com a de Davis, como reconhece o próprio Hack em 1960. Tal balanço é reflexo da entrada e saída de energia do sistema, independente de qual seja a fase em que o relevo se encontre.

6.6. A noção de equilíbrio de Richard Chorley (1962), Arthur Strahler (1950; 1977), Jonathan D. Phillips (1992; 2006; 2011), Frank Ahnert (1967; 1987; 1994) e Inkpen (2005)

Alguns autores, tratando em maior ou menor medida da noção de equilíbrio do relevo, parecem introduzir certas nuances e ideias, ou, ao menos, uma maior clareza em torno do conceito de equilíbrio em geomorfologia a partir de suas interpretações.

A concepção de Chorley (1962) é a mesma de Hack, considerando como sinônimos os termos de *steady state* e equilíbrio dinâmico. No entanto, sua definição em termos da equivalência entre força e resistência introduz algo além da perspectiva de Hack.

> A tendência para, e o desenvolvimento do, *steady state* não demanda uma igualdade entre força e a resistência sobre a paisagem, mas que as formas dentro da paisagem sejam reguladas de tal maneira que a resistência apresentada pela superfície, em qualquer ponto, seja proporcional à tensão (*stress*) nela aplicada (CHORLEY, 1971, p.10).

> No *steady state* do desenvolvimento da paisagem, a força e a resistência não estão equalizadas (o que não precisa implicar em alteração da forma absoluta), mas se encontram balanceadas em sentido areal, de tal modo que a força possa até exceder a resistência e causar remoção da massa. Todavia, como já assinalamos, a remoção da massa sob condições de *steady state* pode implicar alteração progressiva em algumas propriedades geométricas da paisagem, notadamente um decréscimo do relevo médio, mas isso não significa que todas as propriedades necessitam responder desta maneira simples à progressiva remoção de matéria (CHORLEY, 1971, p.11).

A proporcionalidade da resistência dos materiais em relação à tensão ou força aplicada parece estar em consonância com a ideia dos fatores limites na geomorfologia (*thresholds*) discutida por Phillips (1992). Um fator limite ou *threshold* diz respeito a um ponto do sistema a partir do qual este sofre mudanças mediante a atuação de agentes ou forças externas a ele. Segundo

Phillips (1992), um fator limite pode ser expresso na forma de força (F) dividida pela resistência (R). Na perspectiva de balanço de massa, se F/R > 1 há erosão e transporte de massa. Se F/R < 1 há deposição ou acúmulo. A mudança de um sistema de um estado A para um estado B pode acontecer como uma mudança de um equilíbrio estável para um equilíbrio instável ou vice-versa, desde que sejam ultrapassados certos limites de resistência do sistema. A questão dos fatores-limite é também adotada por Bull (1991) na descrição das mudanças na paisagem. Segundo este autor quando um sistema é perturbado ele somente reage a essa perturbação se os seus fatores-limites são ultrapassados. Quando um fator-limite é ultrapassado, uma mudança no modo de operação do sistema acontece (BULL, 1991).

Vale destacar a diferenciação feita por Phillips com relação aos termos instabilidade dinâmica, caos e suas relações com o equilíbrio. Instabilidade dinâmica é diferente do estado de equilíbrio (PHILLIPS, 2006). A instabilidade dinâmica ou não-equilíbrio implica modos variados de ajuste no sistema e a possibilidade de resultados diferentes para mudanças ou distúrbios idênticos ou similares. Um novo estado de equilíbrio (*steady state equilibrium*), por sua vez, implica uma resposta consistente em todo o sistema e uma previsibilidade (PHILLIPS, 2006, p.111), ao contrário da instabilidade dinâmica.

> Os sistemas geomorfológicos podem ter respostas múltiplas ou múltiplos modos de ajustamento às mudanças, uma vez que na ausência de uma isotropia perfeita, as condições iniciais variam localmente. Por isso a sensitividade às condições iniciais torna possíveis respostas divergentes (PHILLIPS, 2006, p.111).

Tal situação diz respeito a uma não-linearidade que admite a possibilidade de instabilidade dinâmica e caos (PHILLIPS, 2006). Todavia, vale destacar que "instabilidade e caos não excluem a existência de um equilíbrio estável. Já se tem notado que entre pequenos períodos de tempo [entre limiares] estabilidade pode existir" (PHILLIPS, 1992, p.228).

As ideias mais recentes de Phillips sobre o equilíbrio do relevo parecem levar à afirmativa de que tal estado não é a "finalidade" deste tipo de sistema. Pelo contrário. Em alguns sistemas geomorfológicos *steady state equilibrium* não existe ou é irrelevante (PHILLIPS, 2011, p.320). Existem muitas maneiras de o sistema se desenvolver e o equilíbrio não é, necessariamente, a finalidade do relevo.

> As mudanças ambientais qualitativas da paisagem podem representar: (i) uma nova configuração de equilíbrio em resposta a um novo quadro de condições limites; (ii) a evolução gradual em busca e em torno de um limiar ou; (iii) a persistência ou crescimento de pequenos distúrbios em um sistema

> dinamicamente instável. A diferença entre esses tipos de mudanças de estado pode depender da escala espacial ou temporal e de quem avalia (PHILLIPS, 2006, p.111).

Segundo Chorley, "na prática, o *steady state* raramente é caracterizado por um exato equilíbrio, mas simplesmente pela tendência em atingi-lo" (CHORLEY, 1971, p.12). Nesse sentido sua concepção é muito semelhante à de Leopold e Langbein (1962), ou seja, um *quasi-equilibrium*.

Strahler (1950; 1977) admite uma condição de equilíbrio alcançada pelos rios como do mesmo modo feito por Davis em seu conceito de *grade*. Em outras palavras, a capacidade de carga do rio é igual à quantidade média de materiais que chega a ele para ser transportada (STRAHLER, 1977). Nesse sentido, na década de 1950 ele utilizou a correlação entre gradientes de canal e declives de vertente para estabelecer relações de equilíbrio na paisagem; em função de que vertentes declivosas deveriam estar associadas a canais com elevados gradientes, enquanto vertentes com baixos declives deveriam estar associadas com canais também de baixo declive ou gradiente. Ou seja, deveria haver uma correlação positiva entre essas duas variáveis nos casos em que houvesse uma condição de equilíbrio. Ele também concorda com Leopold e Langbein (1962) na medida em que afirma que "o equilíbrio entre a capacidade de carga da corrente e a carga total transportada acontece somente como uma condição média ao largo de muito tempo" (STRAHLER, 1977, p.483).

> Quando alcança o estado de equilíbrio, a corrente segue escavando a parte côncava das margens. Não pode continuar realizando a incisão vertical sem que destrua a condição de equilíbrio, mas a erosão lateral não afeta materialmente o equilíbrio (STRAHLER, 1977, p.483).

Acrescenta ainda que em um sistema de drenagem em *steady state* há o desenvolvimento de formas topográficas características que, quando atingidas, encontram-se em uma condição de independência em relação ao tempo (STRAHLER, 1950). Sua concepção de equilíbrio ou *steady state* inclui as ideias de Bertalanffy sobre a energia nos sistemas abertos. "Sistemas abertos consomem energia para manter o *steady state* (...) além de que qualquer distúrbio no fluxo de materiais e energia causará um reajustamento até que um novo *steady state* seja reestabelecido" (STRAHLER, 1950, p.676).

A concepção de equilíbrio de Strahler é muito próxima à de Davis, incluindo, entretanto, as noções de energia nos sistemas abertos. Quando a topografia encontra-se no estágio de maturidade "a vertente é a manifestação do *steady state* no qual as forças desnudacionais são ajustadas aos fatores de resistência da superfície de modo a fornecer uma quantidade ajustada

de detritos aos cursos d'água" (STRAHLER, 1950, p.677). Contudo, parece não concordar com a afirmativa de que alterações na altimetria do relevo implicam necessariamente mudanças de estado de equilíbrio, já que isso não implica necessariamente em uma alteração de todos os demais componentes do sistema.

Na perspectiva de um conceito testável, Ahnert (1994) afirma que dentre os muitos termos relativos ao equilíbrio em geomorfologia somente dois são necessários: o de equilíbrio dinâmico no sentido original de Gilbert (1877) e o de *steady state* (estacionário). "O primeiro refere-se à relação entre os processos componentes de um sistema, e o segundo ao sistema como um todo" (AHNERT, 1994, p.125). Para esse autor, equilíbrio significa uma igualdade de forças que, aplicada ao sistema geomorfológico, denota uma relação de paridade entre os processos acarretados por essas forças. Sua concepção sustenta ainda que os mecanismos de retroalimentação inerentes aos sistemas geomorfológicos criam uma tendência geral ao estabelecimento do equilíbrio dinâmico, caracterizado por um estado constante do relevo, da forma das vertentes e das propriedades do manto de intemperismo (AHNERT, 1987, p.13). O caráter dinâmico ao equilíbrio é mantido pelo jogo de forças auto-reguladoras que atuam no sistema (AHNERT, 1994).

> A auto-regulação resulta dos mecanismos de retroalimentação negativa entre os processos componentes, ou seja, taxas de processos que estão aptas a se compensarem entre si. Por isso, uma tendência ao equilíbrio dinâmico é inerente em todos os sistemas de processo-resposta cujos processos componentes são ligados por um vínculo suficientemente forte de retroalimentação negativa. Tal ligação significa que a mudança na taxa de um processo causará mudanças em outros processos que por sua vez tendem a contornar os efeitos da mudança inicial (AHNERT, 1994, p.126).

A concepção do saldo de massa, termo preferido pelo autor em relação ao de balanço de massa, ganha destaque como indicadora da condição de equilíbrio geomorfológico. Segundo ele,

> O saldo de massa é mais relevante do que o saldo de energia porque a evolução das formas do relevo é a expressão direta da remoção ou adição, espacial e temporalmente diferenciadas, do material intemperizado. Em contraste, somente uma parte da energia disponível na superfície é usada no trabalho geomorfológico; uma parte que é, acima de tudo, difícil de se medir (AHNERT, 1994, p.126).

Quando existe o equilíbrio o saldo de massa de uma determinada área não muda. E, nesse caso, a quantidade de material removido dessa área é igual à quantidade de material que é lhe

fornecido, dentro de um determinado tempo (AHNERT, 1994). De forma semelhante, "um sistema encontra-se estacionário ou em *steady state*, quando é independente do tempo (cf Strahler, 1950) de forma que não há nenhuma mudança em seus componentes, embora os processos estejam ativos (AHNERT, 1994, p.126)". A diferenciação entre equilíbrio dinâmico e *steady state* por parte de Ahnert parece se referir muito mais uma operacionalização semântica do que ao comportamento do sistema geomorfológico, embora haja momentos em que ele se refere a um estado de *steady state* correspondente ao de um estado de equilíbrio dinâmico (AHNERT, 1994, p. 139). Nas palavras do autor:

> O termo equilíbrio dinâmico aplica-se estritamente ao equilíbrio entre taxas de processos. O termo está semanticamente fora de lugar quando aplicado às relações envolvendo componentes não processuais ou componentes que são dimensionalmente heterogêneos. Por exemplo, não há equilíbrio entre gradiente de declividade e gradiente de canal, entre gradiente e tamanho das partículas ou entre tamanho das partículas e taxa de transporte. (...). *Steady state* pode se referir a todos os componentes de um sistema de processo-resposta, incluindo os processos, enquanto equilíbrio dinâmico somente pode se referir às relações entre as taxas dos vários processos (AHNERT, 1994, p.126).

A aplicação do saldo de massa à verificação da condição de equilíbrio, segundo Ahnert, passa pela mensuração de taxas aplicáveis sobretudo ao manto de intemperismo e pode ser resumida através de uma equação bastante simples:

$$Dc = C - C' = W + A - R$$

em que Dc é a mudança da espessura do manto de intemperismo por unidade de tempo; C é a espessura do manto de intemperismo ao fim da unidade de tempo; C' é a espessura do manto de intemperismo no início da unidade de tempo; W é o incremento da espessura do manto de intemperismo localmente, por unidade de tempo, pelo intemperismo da rocha (em resumo: taxa de intemperismo); A é a taxa local de fornecimento de material, ou seja, do aumento da espessura do manto de intemperismo por unidade de tempo, por transporte de montante; e R é a taxa local de retirada de material, ou seja, de diminuição da espessura do manto de intemperismo, por unidade de tempo, pelos processos de transporte em direção a jusante.

Dc, W, A e R têm uma dimensão temporal e por isso são componentes processuais, enquanto C e C' são componentes "materiais" estáticos que têm a dimensão espessura. Não separadamente identificada na equação acima está a remoção das substâncias em solução da rocha ou do manto de intemperismo, principalmente porque sua magnitude varia muito em

função da composição do substrato rochoso. Para um modelo relacionado a uma litologia específica, este processo é facilmente incorporado a essa equação, se necessário (AHNERT, 1994).

Através de suas interações, os parâmetros de processos W, A e R, o parâmetro C e o parâmetro de forma α são combinados enquanto componentes do sistema desnudacional local de processo-resposta. Os mecanismos de retroalimentação então criados entre eles levam a um equilíbrio dinâmico entre o fornecimento de material W + A e a retirada de material R. Um ponto chave para essa tendência é a relação entre a taxa de intemperismo W e a taxa de remoção R, por meio da espessura do manto de intemperismo C, sendo W controlado por C (AHNERT, 1994).

Em um modelo matemático criado para verificar o desenvolvimento do sistema vertente, Ahnert (1987) emprega os parâmetros anteriormente mencionados e afirma que o desenvolvimento do sistema vertente só alcança um equilíbrio dinâmico entre seus componentes quando a taxa de intemperismo torna-se igual à taxa de desnudação e, assim, a espessura do regolito torna-se uniforme e constante em todo o perfil da vertente (AHNERT, 1987, p.8). A verificação da condição de equilíbrio no sistema vertente pode ser vista quando este é caracterizado por taxas de processos constantes e por um relevo constante, na constância da forma da vertente e um manto de intemperismo também uniforme e constante (AHNERT, 1987, p.8). Este estado somente pode ser alcançado se os parâmetros endogéneticos e exogenéticos de entrada de energia no sistema permanecerem razoavelmente constantes, a despeito de pequenas oscilações (AHNERT, 1987, p.8).

Inkpen (2005) afirma que um equilíbrio dinâmico se refere à mudança progressiva do sistema em torno de um estado flutuante médio. Tal afirmação implica, inevitavelmente, mudança. No entanto ele não especifica a natureza de tais mudanças embora diga que “o que altera é a taxa do movimento (das variáveis) e não a natureza do movimento” (INKPEN, 2005, p.120). O “equilíbrio dinâmico sublinha que a mudança pode ocorrer no sistema, mas que a estabilidade é também preservada em como o sistema funciona” (INKPEN, 2005, p.120).

7. Caracterização da área de estudo

A área de estudo corresponde, em termos regionais, à alta bacia do rio Piranga, que, juntamente, com o rio Xopotó compõe as cabeceiras do rio Doce (FIGURA 5). A cerca de 130 quilômetros a sul de Belo Horizonte abrange os municípios de Senhora dos Remédios, Ressaquinha, Capela Nova, Carandaí, Caranaíba, Rio Espera e Alto Rio Doce. A alta bacia do rio Piranga localiza-se na região centro-sul de Minas Gerais e limita-se, a oeste, com a bacia do rio Carandaí, afluente do rio Grande (bacia do Paraná).

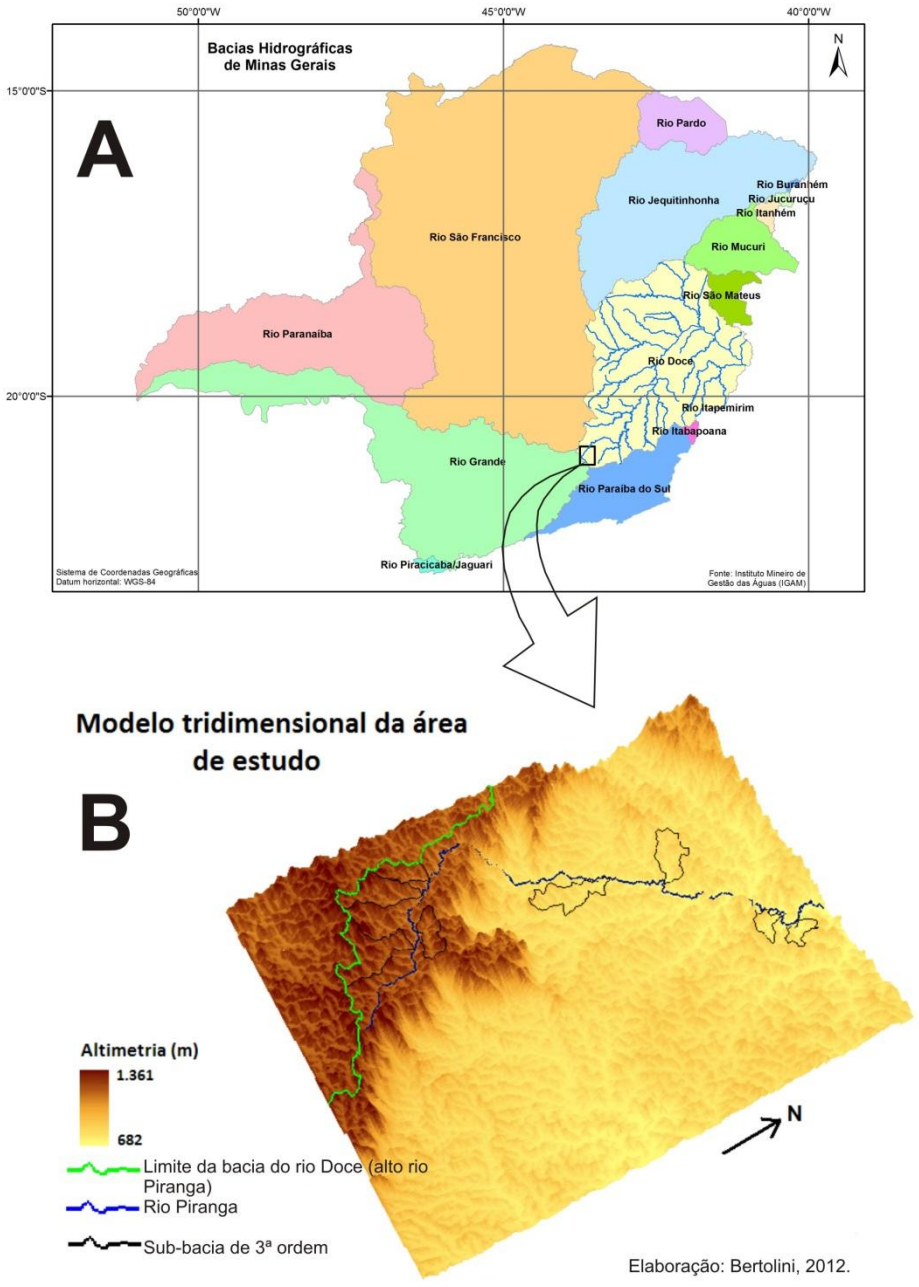


Figura 5. Localização da área de estudo no contexto das bacias hidrográficas de Minas Gerais (A) e modelo tridimensional da área de estudo (B).

A área de estudo tem cerca de 750 km^2 onde foram selecionadas oito sub-bacias hidrográficas de 3ª ordem – afluentes diretos do rio Piranga – para análises mais detalhadas em termos dos parâmetros indicativos de um suposto equilíbrio. Foram selecionadas quatro bacias no planalto superior e quatro no planalto inferior.

7.1. Caracterização geológico-geomorfológica

Em termos de províncias estruturais, o alto rio Piranga localiza-se entre a porção sul do Cráton São Francisco e a Província Mantiqueira e faz parte dos chamados Complexos Granito-Gnáissicos, uma das unidades geotectônicas básicas dos Cinturões Paleoproterozoicos no Estado de Minas Gerais. O Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais (1:1.000.000) (COMIG *et al*, 2003), bem como Delgado *et al*. (2003), permite situar a área de estudo como parte integrante do Cinturão Mineiro (Paleoproterozoico), na porção sul da Província São Francisco e do cráton homônimo (FIGURA 6). A evolução do Cinturão Mineiro está intimamente relacionada à orogenia Transamazônica, cujos processos compressivos produziram um extraordinário volume de rochas ígneas ácidas de composição metaluminosa a peraluminosa e de tendência calcioalcalina (GOMES *et al*, 2010; RIBEIRO *et al*, 1995). O alto rio Piranga integra a Suíte[2] Ressaquinha (período Riaciano) composta por tonalito a granito calcialcalino metaluminoso com uma cronologia de 2.160 a 2.120 Ma (CPRM, 2001). A análise por fluorescência de raios X de amostra rochosa superficial em estágio inicial de intemperização, coletada próximo da foz do córrego Maria Luisa (FIGURA 7), apresenta a seguinte caracterização mineralógica, em termos dos seus principais óxidos constituintes: 51,4% de SiO_2, 17,3% de Al_2O_3, 10,5% de Fe_2O_3, 6,4% de CaO, 6,1% de MgO, 3,1% de Na_2O, 1,2% de TiO_2, 0,76% de K_2O, 0,31% de P_2O_5 e 0,16% de MnO.

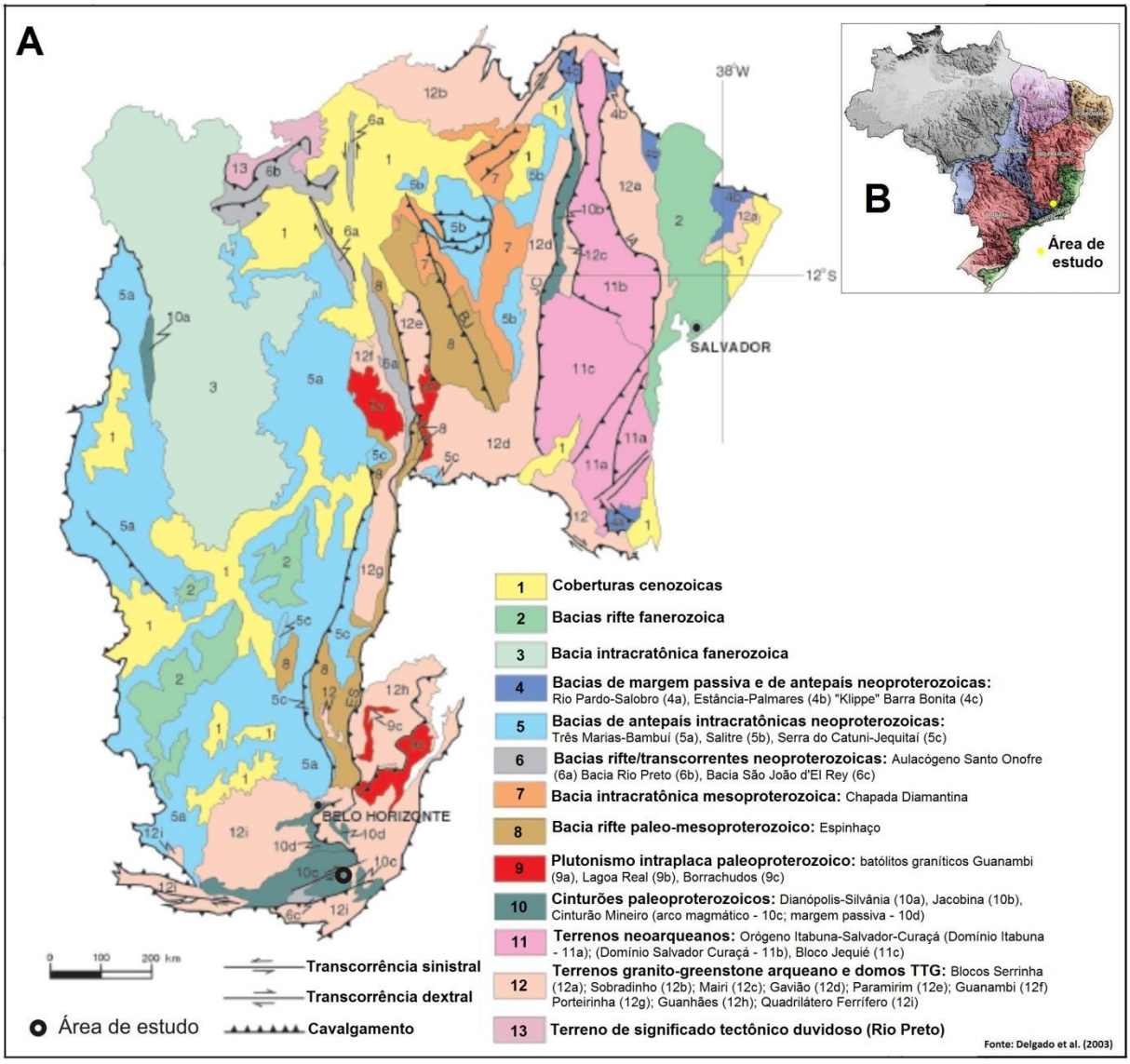


Figura 6. Localização da área de estudo no contexto da Província Estrutural São Francisco (A) e das províncias geológico-estruturais do Brasil (B).

A Figura 7 apresenta o mapa geológico da área de estudo. A origem desses terrenos granito-gnáissicos remonta a sucessivos eventos e retrabalhamentos magmáticos e orogenéticos a partir das primeiras crostas arqueanas (DELGADO *et al*., 2003).

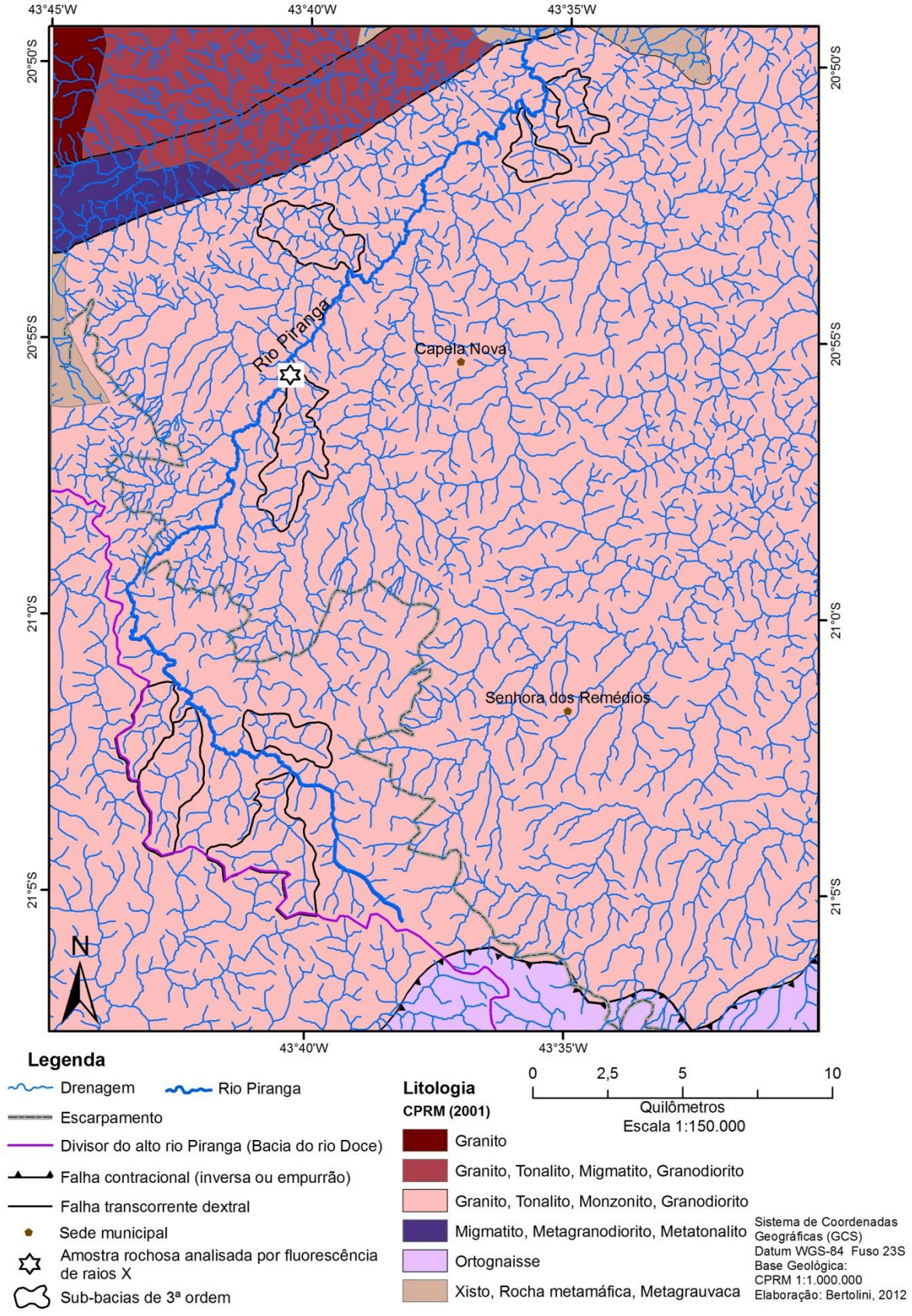


Figura 7. Mapa geológico do alto rio Piranga

Do ponto de vista geomorfológico, a região centro-sul de Minas faz parte do Planalto dos Campos das Vertentes (RADAM BRASIL, 1983), Planalto Centro-Sul Mineiro (CETEC, 1982) ou Planalto Atlântico (AB'SABER, 1950). Trata-se de uma área contida no domínio dos escudos expostos do sudeste brasileiro. Em termos regionais, o alto rio Piranga é caracterizado por um modelado de desnudação em interflúvios e vertentes com dissecação variando de fraca a profunda; com um relevo de morros e colinas com vertentes convexas e côncavas e topos convexizados (RADAM BRASIL, 1983). Dois compartimentos planálticos fazem parte da área de estudo: um mais elevado, aqui denominado de planalto superior, com altitudes de cerca de 1000 a 1300 metros e outro rebaixado, denominado de planalto inferior, com altitudes que variam em torno de 680 a 890 metros. O mapa hipsométrico da área de estudo (FIGURA 8) fornece uma ideia da compartimentação do seu relevo marcado por dois compartimentos planálticos separados por uma escarpa. A declividade predominante na região está entre 3 a 21% com destaque para declives maiores que 21% nas cabeceiras dos vales em ambos compartimentos planálticos e na escarpa (FIGURA 9).

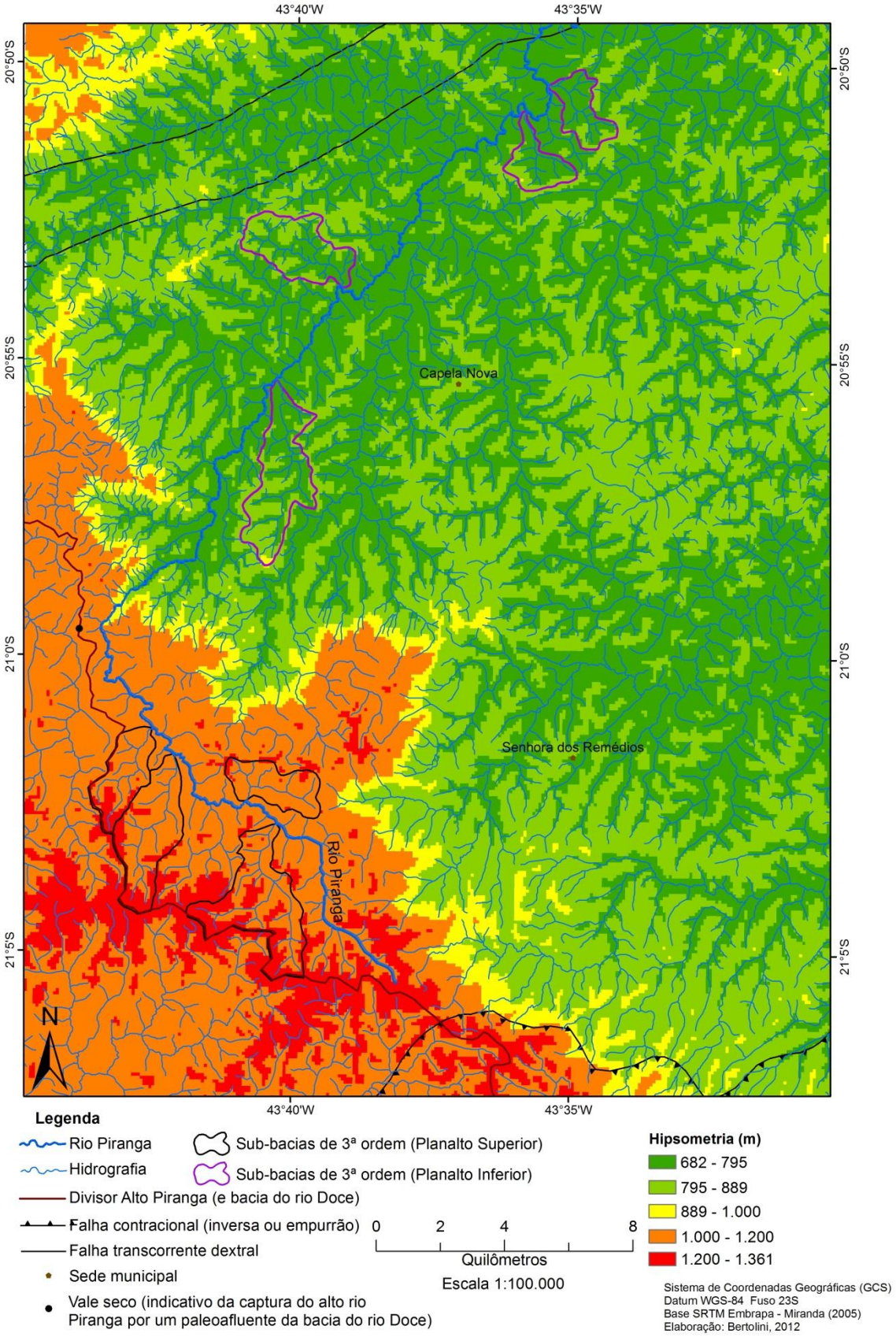


Figura 8. Mapa hipsométrico do alto rio Piranga

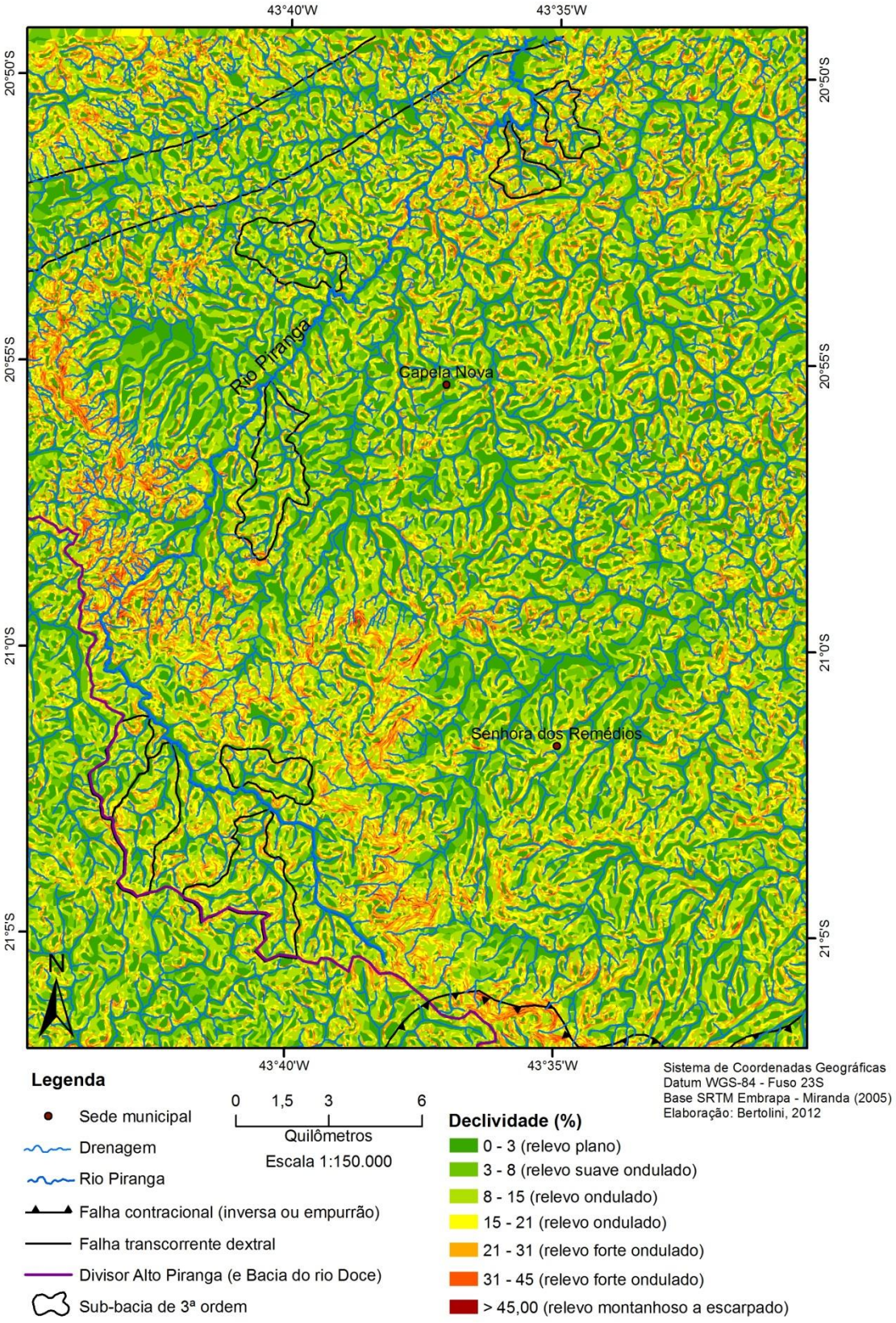


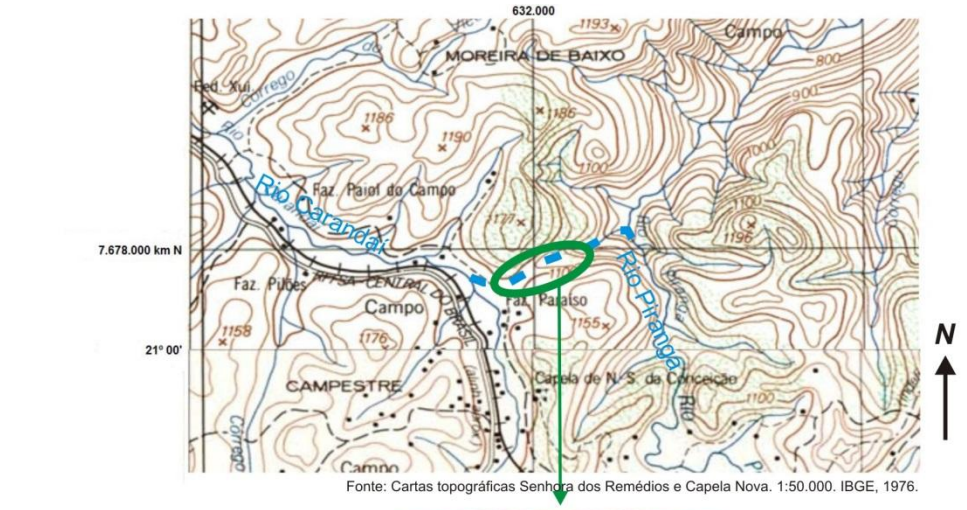
Figura 9. Mapa de declividade do alto rio Piranga

Esses dois compartimentos planálticos são separados por uma escarpa erosiva conhecida em alguns de seus trechos pelas toponímias de Serra do Bom Jardim, Serra do Manhoso, Serra do Ferra Burro. Cherem *et al*. (2013) caracterizaram tal escarpa, também denominada como Degrau de Barbacena, com um extensão de 60,2 km e sentido principal N30W. Afirmaram tratar-se de uma escarpa erosiva onde não há um controle litoestrutural determinante, sendo tal escarpamento resultante da diferença do potencial erosivo entre as cabeceiras de drenagem do baixo e do alto planalto (CHEREM *et al*, 2013, p.300). Tal compartimentação é resultante de uma história geomorfológica marcada pela retração do escarpamento que separa o alto e o baixo planalto e pela captura do alto rio Piranga por meio da atividade erosiva remontante de um paleocurso pertencente à bacia do rio Doce.

Claramente, como uma feição de amplitude regional, a origem desse escarpamento remonta a períodos geológicos anteriores ao Quaternário. Para remontar à gênese das escarpas do sudeste brasileiro é preciso se remeter à evolução estrutural do sistema de riftes cenozoicos do sudeste do Brasil (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Estes autores sustentam que durante boa parte do Cenozoico – 58 a 20 Ma – a crosta continental fendeu-se e afundou-se em diversas áreas lineares formando-se corredores de grábens paralelos à costa. Esses riftes foram resultantes da instabilidade isostática proporcionada pelo imenso volume de rocha soerguida no limite Cretáceo/Paleógeno em relação ao nível do mar (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

Observações de campo indicam que, anteriormente a essa captura, o alto curso do rio Piranga corria na direção NW e integrava a bacia do rio Carandaí (Bacia do Paraná). Quando capturado, ele infletiu para NE incidindo sobre a escarpa e estabelecendo a configuração atual do seu canal (FIGURA 10).

Antes dessa captura fluvial, o alto planalto se reportaria ao planalto do Alto Rio Grande (bacia do rio Carandaí) que, mediante a erosão regressiva dos afluentes do baixo planalto e a captura do alto rio Piranga, perdeu terreno para a bacia do rio Doce (Piranga). Assim também afirmaram Salgado *et al*. (2012) e Cherem *et al.* (2013). Tal contexto é concordante com as observações de King (1956) quando afirmou que “o principal elemento controlador do desenvolvimento da paisagem brasileira é representado pela sequência de ciclos de desnudação que, pela regressão de escarpas e pedimentação, agiram sobre a região durante o Mesozoico superior e o Terciário” (KING, 1956, p.184).



Fonte: Cartas topográficas Senhora dos Remédios e Capela Nova. 1:50.000. IBGE, 1976.

Vale seco do paleorio Piranga quando ele corria para o rio Carandaí (bacia do rio das Mortes).

Em tradagem no fundo deste vale foram encontrados seixos arrredondados a cerca de 1 metro de profundidade, abaixo de uma cobertura de material argilo-arenoso.

Detalhe de seixos arredondados encontrados em meio a horizontes B e C com características de gleização.

Figura 10. Vale seco da captura do alto rio Piranga.

Do ponto de vista das taxas de desnudação a longo termo com base em isótopos de ^{10}Be, Salgado *et al*. (2012) atestam para os compartimentos do planalto superior e escarpamento taxas entre 10,74 e 11,95 mm por mil anos para o primeiro e entre 16,20 e 17,50 mm por mil anos para o segundo. As taxas do planalto superior, no domínio da bacia do Paraná, são da ordem de 3,95 a 6,49 mm por mil anos. Tais dados permitem afirmar que "a escarpa desnuda

mais agressivamente que o planalto capturado e este, por sua vez, desnuda mais que o planalto não capturado – bacia hidrográfica do rio Paraná" (SALGADO *et al*., 2012, p.219).

Na perspectiva dos relevos policíclicos e peneplanos cristalinos que caracterizariam os níveis topográficos das superfícies de erosão no Brasil central e meridional desde o Cretáceo (FREITAS, 1951), é possível associar a compartimentação do relevo da área de estudo aos níveis A e B, topograficamente situados por Freitas (1951) na faixa de 800 a 1000 metros (planalto inferior) e 1200 a 1400 metros (planalto superior), respectivamente. Esses dois níveis representam dois peneplanos superpostos, sucessivamente retomados pela erosão (FREITAS, 1951). A estes dois níveis, o primeiro estabelecido até o fim do Cretáceo (peneplano cretáceo) e o segundo do Paleoceno ao Plioceno (peneplano terciário), correspondem três ciclos erosivos, sendo o último o atual, cuja drenagem incide e é responsável pelo rejuvenescimento do nível A (planalto inferior). Segundo Freitas (1951, p.14), "a presença de três ciclos erosivos no escudo cristalino brasileiro permite inferir a existência de três levantamentos epeirogênicos". O desmantelamento do nível B, muitas vezes em mais de uma altitude média, associa-se à tectônica rúptil ligada ao Evento Sul-Atlantiano e ao segundo e mais importante soerguimento do Escudo Brasileiro. Este nível B, aqui associado ao planalto superior, falhado e soerguido a vários níveis, apresenta alinhamentos NE-SW ou ENE-WSW, resultantes de um tectonismo de falhas (FREITAS, 1951), coincidentes com as que se observam na área de estudo.

Saadi (1991) reconhece para a borda sul do cráton São Francisco uma série de evidências de caráter não só regionais mas locais que indicam uma "atividade neotectônica contínua desde o Plioceno até o Holoceno" (SAADI, 1991, p.256). Segundo esse autor,

> "no Plioceno uma forte pulsação tectônica é causadora de um jogo de blocos que esboça a compartimentação atual do relevo. Os degraus tectônicos que controlam a evolução morfogenética das bacias afluentes do rio Doce, são geradas nesse período pela movimentação de falhas SW-NE. Durante o Pleistoceno foi registrada a continuação das atividades das falhas SW-NE, tendo como consequência a geração de pequenos *grabens* que atraem a rede hidrográfica. Falhas transcorrentes de direção SSE-NNW mostram uma movimentação sinistral, sem consequência morfológica notável. Durante o Holoceno, todas as direções de falhas atuam em conjunto. Nos locais estruturalmente rebaixados, são geradas soleiras que condicionam a implantação de zonas lacustres em alvéolos fluviais (SAADI, 1991, p.257).

Do ponto de vista regional, o centro-sul de Minas é incluído por Ab'Saber (1965), no contexto de uma abóbada muito antiga, soerguida e complexa, à qual no fim do Terciário

> foi atingida plenamente pelos efeitos da tectônica quebrável, tendo sido desfeita através de uma topografia acidentada de montanhas em bloco e fossas tectônicas (núcleo sul-oriental do Escudo Brasileiro). Trata-se, aliás, da única área de compartimentação topográfica predominantemente tectônica de todo o Planalto Brasileiro (AB'SABER, 1965, p.15).

Em estudo sobre a interpretação morfotectônica da bacia do rio Doce, Souza (1995) afirma que além do controle estrutural exercido por feições geológicas pré-cambrianas na bacia como um todo, a sua morfogênese é produto das feições geológicas mesozoicas e cenozoicas desencadeadas no transcorrer do Evento Sul-atlantiano.

> Segundo vários estudos, como os de ALMEIDA, 1967; MARTIN *et al*., 1984; HASUI, 1990; MACEDO *et al*., 1991, com a abertura do Atlântico Sul ocorreu a reativação de algumas feições pré-cambrianas, como as falhas de direção NE/SW, durante o tempo Wealdeniano (aproximadamente 120 Ma), o que resultou em elevações de montanhas, de vulcanismo, de movimentos verticais e horizontais e novas bacias sedimentares (SOUZA, 1995, p.28).

Vale a pena destacar, segundo o mapeamento geológico do Brasil ao milionésimo (CPRM, 2001), dois conjuntos de falhas localizados na porção norte e sul da área de estudo. Na porção norte, de direção SW-NE, encontram-se falhas transcorrentes dextrais, associadas ao Pré-Cambriano. Na porção sul, uma falha contracional que marca a transição com os litotipos do Complexo Mantiqueira.

No final do Mesozoico estava, portanto, estabelecido o contexto litoestrutural da região da bacia do rio Doce, caracterizado pelas megaestruturas pré-cambrianas, com direção NE/SW e NW/SE (FREITAS, 1951; HASUI *et al*. 1993), responsáveis pelas descontinuidades crustais do tipo "suturas de colisão do tipo A" (HASUI *et al*. 1993). Sobre esse palco sucederam-se fatos de ordem tectônica e climática que marcaram e compuseram a evolução cenozoica de toda a bacia (SOUZA, 1995).

No início do Cenozoico, guardadas as relações com a rotação da Placa Sul-Americana para oeste – Evento Sul-Atlantiano – (PEDROSA-SOARES *et al*, 1994), manifestaram-se na Plataforma Brasileira movimentos de natureza epirogenética que propiciaram a configuração das principais linhas do relevo do Planalto Atlântico, com a formação de uma alternância de serras e vales/planícies associada a uma notável sucessão de *horsts* e (semi)grábens escalonados, assimétricos, com bordas falhadas e flexuradas (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). É nesse contexto que aconteceu a formação de planaltos, bacias de sedimentação, vales de

afundamento, deslocamentos de blocos e serras, a exemplo das serras do Mar e da Mantiqueira.

Segundo Souza (1995), simultaneamente a essa dinâmica crustal, considerada a primeira e uma das principais causas do aspecto do modelado, ocorreram os processos de desnudação responsáveis pela elaboração das superfícies de erosão (aplainamento) tradicionalmente suscitadas por diversos autores na explicação do relevo regional do planalto do Atlântico Leste-Sudeste (JAMES, 1933; DE MARTONNE, 1943; FREITAS, 1951; KING, 1956; AB'SABER, 2000). A espacialização dos ciclos de desnudação propostos por King (1956) coloca a região do alto rio Doce como pertencente à Superfície Velhas, datada do Terciário Médio.

> O soerguimento continental e o deslocamento diferencial dos blocos truncaram as supostas superfícies de erosão, restando hoje apenas testemunhos isolados distribuídos pela porção oriental do Brasil (SOUZA, 1995, p.31).

No entanto, e de acordo com Römer (2008) em seus estudos na região da Serra do Mar em São Paulo, assim também o alto rio Piranga não sustenta a interpretação de remanescente de uma paleosuperfície aplainada, anterior aos movimentos pleistocênicos de soerguimento e rebaixamento de blocos. Os níveis concordantes de topos de morro existentes e tradicionalmente utilizados como evidências para diferentes níveis de superfícies aplainadas provavelmente indicam o ajuste de longo termo dos processos de modelagem das vertentes e incisão fluvial, condicionados a diferenças de níveis de base regionais, controles litoestruturais e distanciamento do nível do mar (RÖMER, 2008, p.325). Dados os indícios que apontam para um soerguimento holocênico e atividade neotectônica nas serras do Mar e da Mantiqueira é provável que "do Neógeno em diante períodos de estabilidade devem ter sido tão raros e incapazes de permitir o desenvolvimento e preservação de superfícies aplainadas como as condições de equilíbrio dinâmico ou *steady state*" (RÖMER, 2008, p.324).

Souza (1995) afirma ainda que, de todas as evidências encontradas na bacia do rio Doce, a porção SW (área onde se encontra o alto rio Piranga) é a que apresenta mais provas da ocorrência de movimentos tectônicos recentes, de idade mínima pleistocênica (2,5 Ma). A autora constata a ocorrência desses movimentos através de testemunhos diretos e indiretos como, por exemplo, falhamentos em depósitos terciários e quaternários, rupturas de declive no perfil longitudinal dos rios, arranjo da drenagem e descontinuidades nos níveis

topográficos. Apoiada nas colocações de Saadi (1991) sobre o condicionamento tectônico da morfogênese de Minas Gerais e nos dados levantados em campo, Souza (1995) delineia a seguinte explicação para a evolução geomorfológica da bacia do rio Doce.

Durante o Plioceno, os efeitos do movimento da placa sul-americana atingiram a região sudeste do Brasil, ocasionando soerguimentos e rebaixamentos diferenciais de blocos na Plataforma Brasileira que provocaram a fragmentação da Superfície Sul-Americana, o basculamento de blocos e a compartimentação atual do relevo. Com o rebaixamento do bloco onde se encontra a calha do rio Doce, a cabeceira SW dessa bacia – que também apresenta falhamentos NNE-SSW e, principalmente, E-W – sofreu um pequeno rebaixamento, individualizando a porção SW em duas partes, através da dinâmica de pequenos blocos (FIGURA 11). Esses movimentos ocorreram provavelmente durante o Pleistoceno, ocasionando a inversão do relevo e truncando os depósitos coluvionares comuns sobre os divisores das bacias dos rios Piranga e Casca e Casca e Matipó (a leste da área de estudo) (SOUZA, 1995).

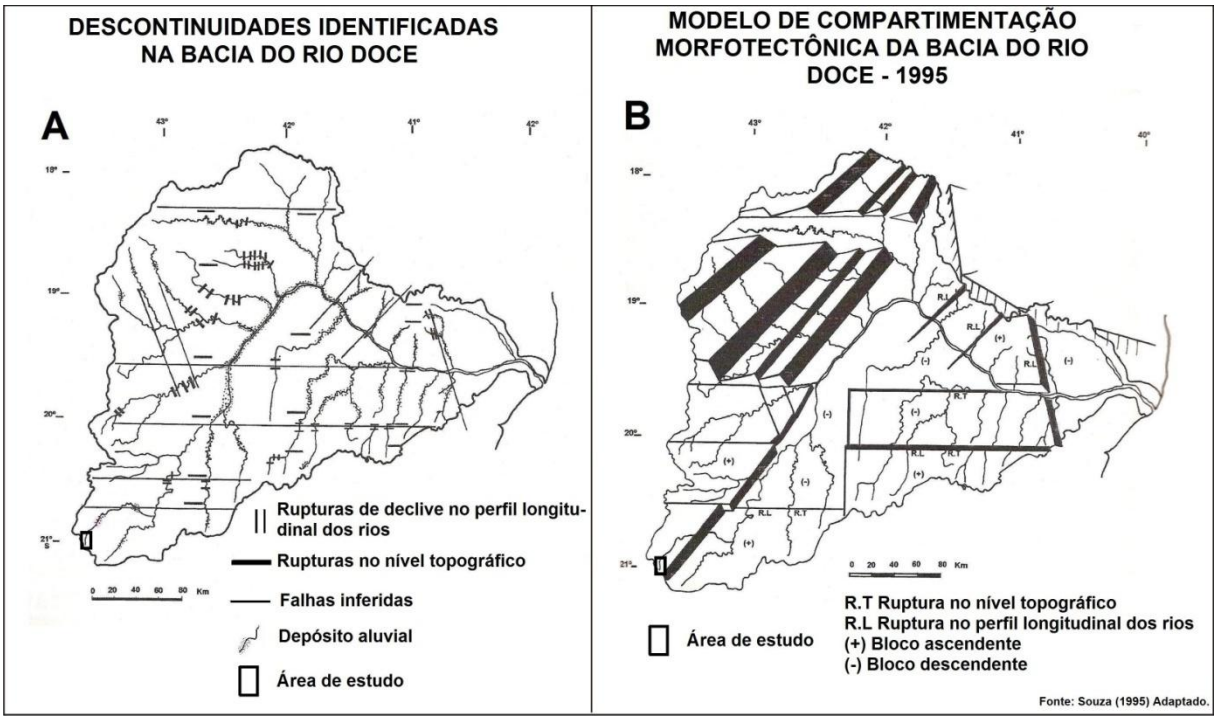


Figura 11. Descontinuidades geológicas e geomorfológicas da bacia do rio Doce (A) e compartimentação morfotectônica da bacia do rio Doce (B).

O Quaternário, período erosivo posterior às irregularidades epirogenéticas que afetaram a plataforma, é considerado por Ab'Saber (1950) como o responsável pela esculturação das formas colinosas características de grande parte do sudeste brasileiro (relevo de mares de morros). Foram modeladas nesse período as colinas, outeiros, terraços fluviais e ombros de

erosão. Durante esse período houve também a dissecação das escarpas de falha do Planalto Atlântico resultando daí um maior recorte das bordas do planalto.

A geometria das vertentes é algo a ser destacado e, ao mesmo tempo, difícil de ser descrita. Apesar da predominância de vertentes convexas e retilíneas não há um padrão claro no detalhe da geometria das vertentes. Isso porque a continuidade de saliências e reentrâncias que compõem o relevo se desdobra em segmentos menores de vertentes dentro de outros maiores. Exemplo disso é a ocorrência de pequenas concavidades aninhadas dentro de altas vertentes retilíneas (FIGURA 12) e perfis não homogêneos representados por segmentos retilíneos nas porções altas e convexos nas baixas (FIGURA 13). Também são comuns vertentes geometricamente distintas em lados opostos de um mesmo interflúvio.

Figura 12. Concavidade aninhada na porção superior de vertente retilínea – planalto inferior.

Figura 13. Heterogeneidade de segmentos de vertente no planalto superior.

Em termos locais e de acordo com evidências de campo, o relevo da área de estudo pode ser descrito pelas seguintes características:

(i) Expressiva incisão da drenagem que alcança os canais de 1ª ordem.
(ii) Alta frequência de vertentes convexas e retilíneas.
(iii) Presença de afloramentos rochosos em médias, altas e baixas vertentes.
(iv) De modo geral, não há uma expressiva ocorrência de formas erosivas ativas, a exemplo de ravinas e voçorocas.
(v) Presença de paleoníveis fluviais mais altos que os níveis atuais, denunciados pela presença de cupinzeiros acinzentados que, atualmente, demonstram a incisão recente da drenagem.
(vi) Ausência de terraços fluviais no planalto superior e pouco frequentes no planalto inferior.

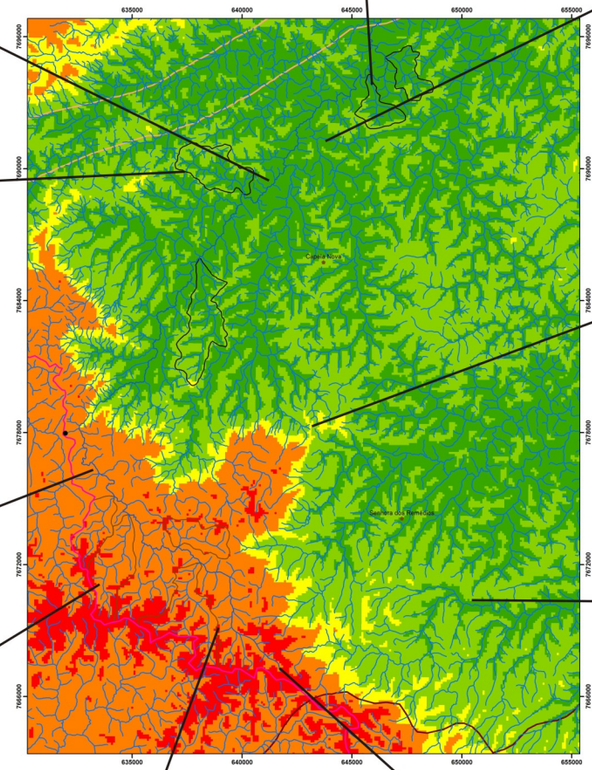
A Figura 14 apresenta uma montagem fotográfica mostrando alguns aspectos importantes do relevo regional e da área de estudo.

Vale do rio Piranga (canto esquerdo) no planalto inferior: ampla planície de inundação.

Aspecto do vale encaixado do córrego Tiradentes, em seu baixo curso, com forte aprofundamento do canal.

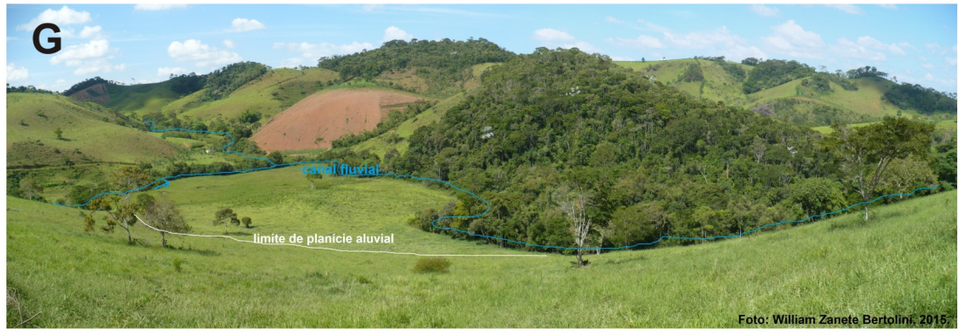
Vale fluvial com aprofundamento moderado e cicatrizes de movimentos de massa rasos à margem da estrada.

Aspecto do manto de alteração em área de drenagem colinear e em posição de interflúvio localmente rebaixado (colo). Perfil pedológico com horizonte subsuperficial com características de gleização pretérita. Situação condizente com um único canal que corria no local e por algum motivo, (provavelmente soerguimento tectônico) foi separado em dois canais de direções opostas.



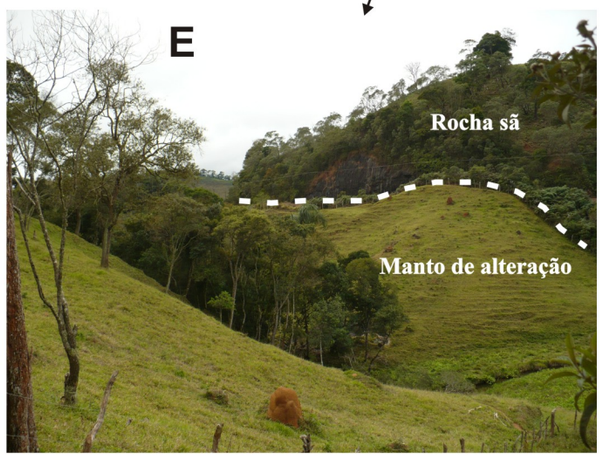
Morfogênese de vertentes condicionada pelos grandes afloramentos rochosos, no contexto do escarpamento que separa o alto do baixo planalto. Na média/baixa vertente pode-se ver forma típica de uma rampa coluvial (linha tracejada) dentro de um anfiteatro.

Cascalheira fluvial a cerca de 100 metros da margem esquerda do rio Piranga, no alto planalto. Marca a transição média/baixa vertente.



Trecho fluvial posicionado assimetricamente em sua planície de inundação.

Knickpoint em canal de 2ª ordem em alto curso fluvial.



Vale fluvial de forte aprofundamento com maciço rochoso compondo a alta vertente. Desnivel abrupto na alta vertente (linha tracejada), entre o afloramento e o manto de alteração. Indício de soerguimento tectônico?

F

Nascente do rio Piranga (seta amarela). Campos de boulders são encontrados nas proximidades (círculo vermelho), indicando a proximidade do embasamento rochoso. Pequenos knickpoints também são verificados já no seu canal de 1ª ordem, na área da foto.

Fotos e elaboração: William Zanete Bertolini.

Figura 14. Aspectos do relevo do alto rio Doce - Área de estudo

7.2. Uso da terra

Toda a bacia do rio Doce apresenta uso do solo eminentemente agropastoril aliado a um histórico de desmatamento generalizado da vegetação florestal nativa (Floresta Estacional Semidecidual) e ao mau uso dos solos, seja para a monocultura do eucalipto seja para a agricultura ou pastagem (ECOPLAN-LUME, 2010). Tal contexto é responsável pela caracterização de um quadro de erosão dos solos que aumenta de intensidade da alta para a média e baixa bacia.

Em termos da suscetibilidade erosiva da bacia do rio Doce, o Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia do rio Doce (ECOPLAN-LUME, 2010) baseou sua análise nos estudos do CETEC (1989) relativos à suscetibilidade erosiva e nos trabalhos do comportamento sedimentológico da bacia na Avaliação Ambiental Integrada, editado por EPE (2007). De acordo com esses estudos, o cenário de suscetibilidade erosiva para a bacia do rio Piranga e região é classificado como médio, com ocorrências esparsas de feições erosivas. Associada com a produção de sedimentos, a suscetibilidade erosiva dessa região é responsável por uma produção de sedimentos de 50 a 100 t/km^2/ano (ECOPLAN-LUME, 2010).

As observações de campo dão conta de arações pontuais de pequenas áreas para produção agrícola de caráter eminentemente familiar. Outro aspecto a ser destacado é a intervenção antrópica em muitos córregos na forma de pequenos desvios, barramentos e captações para alimentação de antigos moinhos e dessedentação animal e humana.

7.3. Pedologia e coberturas superficiais

De acordo com o Mapa de Solos do Estado de Minas Gerais em escala 1:650.000 (UFV *et al*., 2010) a área de estudo é abrangida pelas seguintes associações de classes de solo: (i) CAMBISSOLO HÁPLICO distrófico típico e léptico + NEOSSOLO LITÓLICO distrófico típico A moderado + LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO distrófico típico; (ii) LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico + LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico + ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico; (iii) LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, A + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico + ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico e (iv) LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, A moderado + ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico típico, A moderado (FIGURA 15).

São comuns nos mantos de alteração do planalto inferior linhas de pedra compostas por calhaus, cascalhos e matacões de quartzo angulosos a subarredondados. Estes materiais encontram-se predominantemente em posição de média-baixa vertente e apresentam na paisagem inclinação típica de lentes côncavas. Nos perfis pedológicos tais inclinações são traduzidas por transições onduladas ou sinuosas.

Vale relembrar, em termos pedogeomorfológicos e aloestratigráficos, o estudo e as considerações feitas por Meis e Machado (1978) no médio vale do rio Doce. Embora distante da área de estudo e no contexto do médio vale, tais considerações se reportam também a um ambiente marcado por superfícies erosivas dissecadas e marcadas por coberturas pedológicas de latossolos e argissolos predominantemente. Procurando estabelecer um sumário dos conhecimentos até então sobre os terraços e rampas do Quaternário Superior para a região do médio rio Doce, as autoras afirmam que "a morfologia e os depósitos do Quaternário Superior do médio vale do rio Doce denunciam claramente o importante papel desempenhado pelos processos de desnudação das encostas na morfogênese regional" (MEIS e MACHADO, 1978, p.210). Nesse contexto e de acordo com a distribuição dos depósitos coluviais, aluviais e complexos de rampas:

> Verifica-se que durante o Holoceno a dinâmica regional vem sendo integrada por dois subsistemas distintos: um deles, em expansão, liga-se às condições de morfogênese atuais, sob o controle direto da rede de drenagem anexa ao rio Doce. O segundo subsistema, em retração, é representado pelas relíquias de uma dinâmica ligada a condições paleo-hidrológicas datadas como do Pleistoceno Superior. O funcionamento destes dois subsistemas, lado a lado, testemunha um estado de marcante desequilíbrio dentro da paisagem regional (MEIS e MACHADO, 1978, p.215).

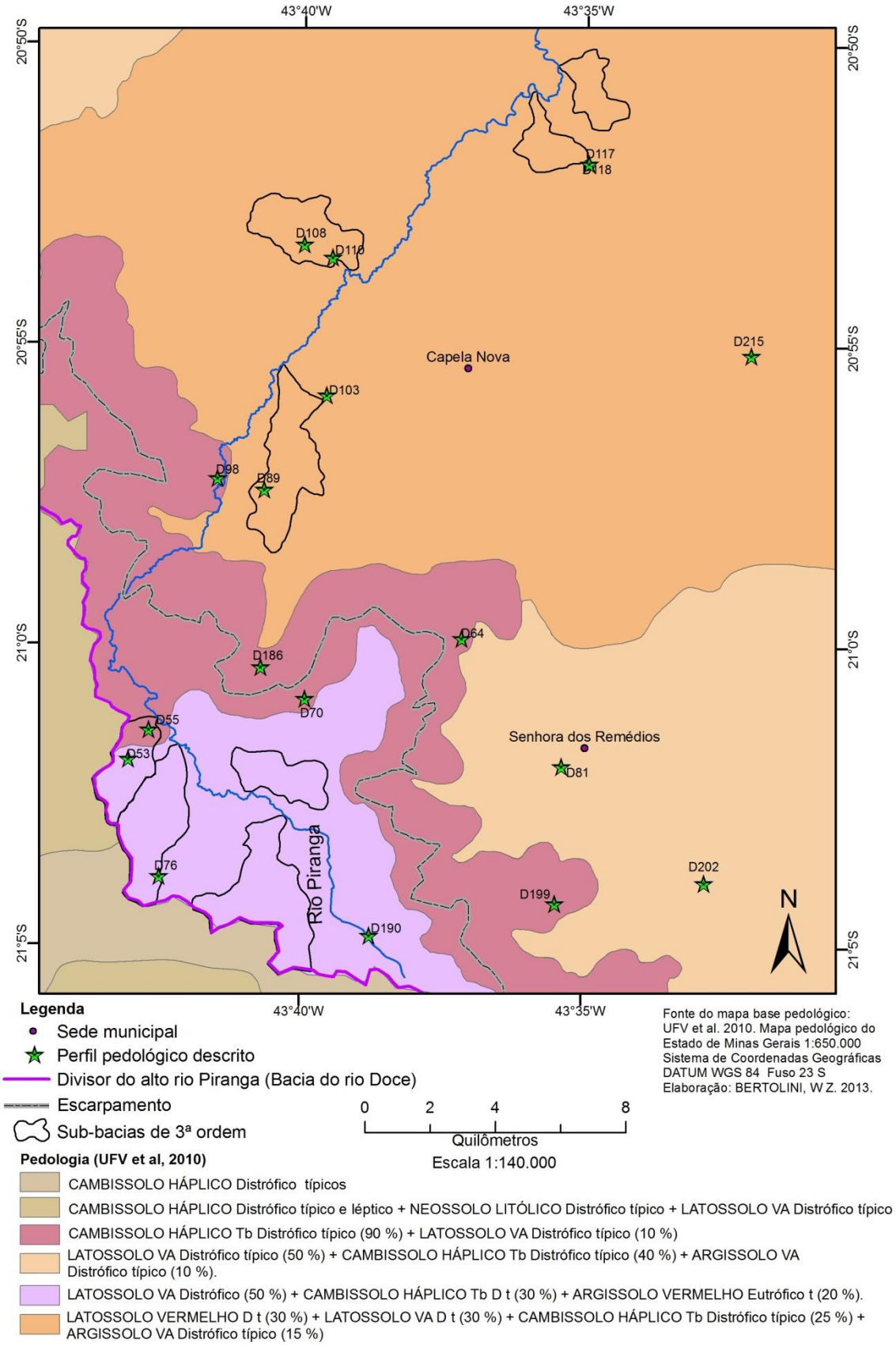


Figura 15. Mapa pedológico da área de estudo.

7.4. Caracterização climática

Conforme a classificação de Köppen, o clima da região é considerado como tropical de altitude com chuvas de verão e verões frescos (ELETROBRÁS, 1989). A média térmica anual que caracteriza a área de estudo é de 18º C (estação Barbacena). Os meses mais quentes são janeiro e fevereiro enquanto as temperaturas mais baixas ocorrem em junho e julho.

O regime pluviométrico é típico de clima tropical com verões chuvosos e invernos secos. A área de estudo se encontra em uma faixa de precipitações médias anuais variando de 1371 a 1450 mm (ANA, 2005). O período chuvoso se estende de outubro a março com maiores índices no mês de dezembro quando se observam valores de até 500 mm mensais; o período seco se estende de abril a setembro, com estiagem mais crítica de junho a agosto, quando são verificados valores no geral inferiores a 50 mm de precipitação mensal no alto rio Doce (ANEEL, 2001). A Figura 16 mostra os pluviogramas da estação Barbacena (a que possui dados disponíveis mais próxima da área de estudo) no período de 2009 até abril de 2015 (INMET, 2015).

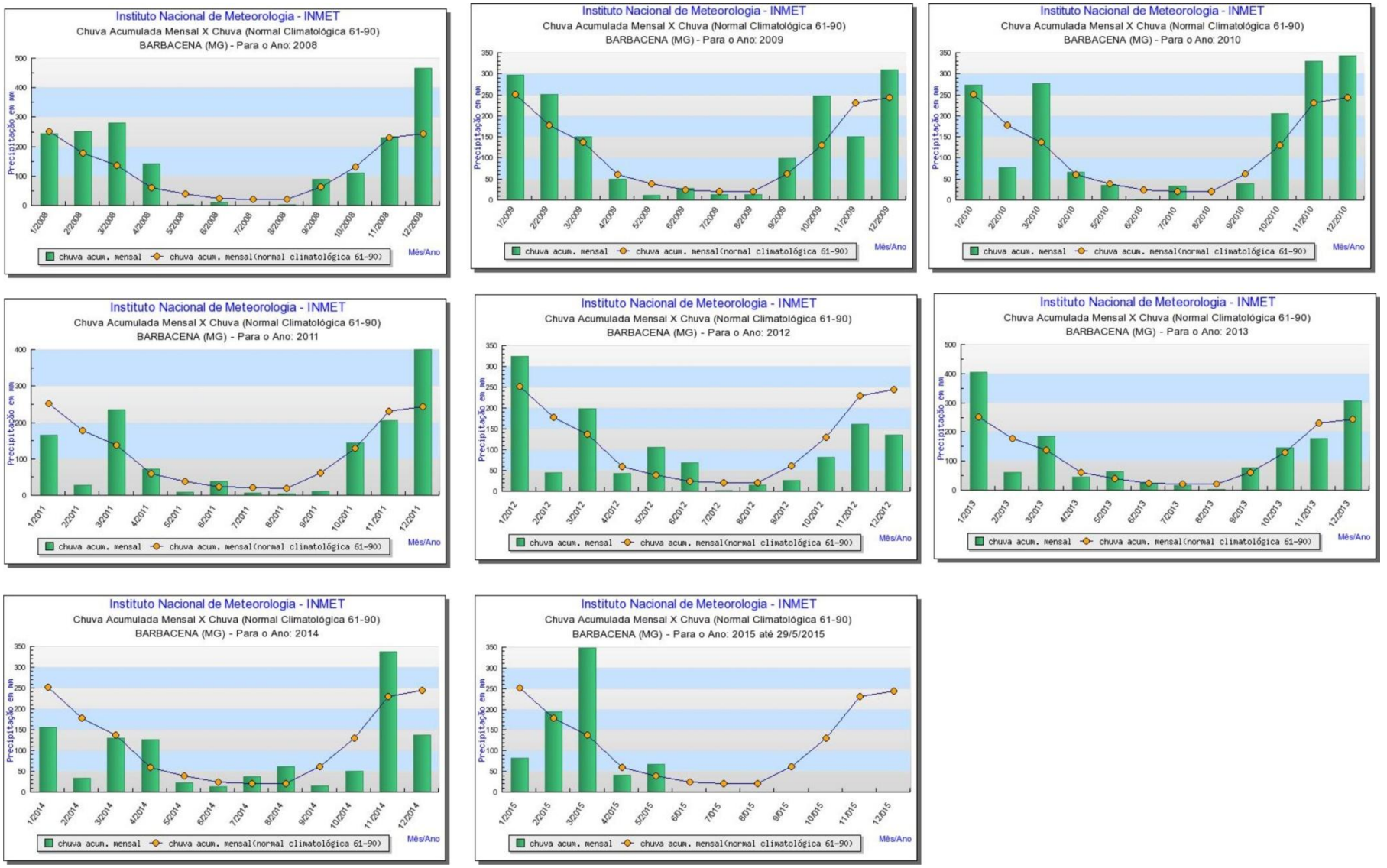


Figura 16. Pluviogramas da estação Barbacena – a mais próxima da área de estudo.

7.5. Rede de drenagem – contexto regional

Ab'Saber (1964, p.169) considera que "o atual quadro de drenagem do Planalto Brasileiro, em suas grandes linhas, é quase inteiramente posterior ao Cretáceo e que sua fixação dependeu, muito de perto, do soerguimento de conjunto que arqueou e sobrelevou o Escudo Brasileiro após o término da sedimentação mesozoica". Ao empreender uma análise morfotectônica da bacia do rio Doce, Souza (1995) afirma que a evolução morfodinâmica desta bacia vincula-se a uma série de rebaixamentos e basculamentos de blocos, acompanhando linhas de falhas antigas (Pré-cambrianas) e recentes (Terciárias), ambas (re)ativadas no contexto do Evento Sul-Atlantiano, no Jurássico. Sob o efeito da tectônica Cenozoica houve um rearranjo da drenagem com o surgimento de novos níveis de base locais, estreitamentos de trechos e outras anomalias de drenagem.

Avaliando a densidade de drenagem para as sub-bacias do rio Doce, Souza (1995) calculou uma densidade de drenagem de 0,16 km/km^2 para o alto rio Piranga (até sua confluência com o rio Xopotó). Essa autora classifica o rio Piranga como de tipologia meandrante e direção NNE/SSW (SOUZA, 1995).

> Considerando-se o arranjo espacial apresentado pelo canal do rio Piranga, não ficam dúvidas com relação ao controle estrutural de direção E-W sobre o mesmo e sobre os demais canais de ordem inferior à quarta ordem nas imediações. Além desse controle, é visível, a partir dos perfis topográficos (N/S e W/E) o rebaixamento da área onde escoa o rio Piranga em relação ao entorno. Esse trecho do rio, apesar de meandrante, não apresenta retenção de sedimentos aluviais, apresenta-se rejuvenescido, correndo sobre o embasamento rochoso. Os afluentes próximos apresentam seus vales entulhados de sedimentos e suspensos em relação ao rio Piranga. Essas características juntas permitem dizer que, após o rebaixamento do bloco, que favoreceu o meandramento e o entulhamento dos cursos d'água, houve rejuvenescimento do rio Piranga, responsável pela retirada dos sedimentos do seu canal. O material retirado foi depositado mais a jusante, indo se juntar aos espessos pacotes sedimentares existentes a partir do Parque Florestal do Rio Doce (SOUZA, 1995, p.104).

De acordo com os padrões de drenagem explicitados por Howard (1967) a área de estudo pode ser classificada como de padrão sub-dendrítico. O padrão dendrítico é referido como uma organização dos canais de drenagem que apresenta pouca influência de aspectos estruturais (HOWARD, 1967; CHRISTOFOLETTI, 1974) e que ocorre sobre rochas de resistência uniforme à erosão, como, por exemplo, as cristalinas (SCHUMM, 1971; HOWARD, 1967). O padrão sub-dendrítico difere do padrão dendrítico apenas pela falta de

perfeição na ramificação dos canais. De acordo com Howard (1967, p.2247) essas imperfeições ou desvios a partir do padrão (dendrítico) são devidas a “controles estruturais ou topográficos secundários”.

8. Resultados e Discussão

Neste capítulo são apresentados os resultados qualitativos e quantitativos a respeito da rede de drenagem regional e local, das coberturas superficiais, das taxas de desnudação geoquímica fluvial e da morfodinâmica.

8.1. Rede de drenagem: análises e interpretações

Em uma análise regional da rede de drenagem, chamam atenção três fatores. Primeiro, a presença de cursos d'água de 1ª e 2ª ordens sobre a escarpa, o que atesta a morfodinâmica atual de retração deste escarpamento. Segundo, a extensão e o direcionamento das sub-bacias localizadas na porção leste da área de estudo, que drenam diretamente para a margem esquerda do rio Xopotó, outro nível de base regional. Esta organização regional das sub-bacias indica um avanço regressivo das cabeceiras do rio Xopotó em direção ao rio Piranga, como se vê pela maior extensão do rio Brejaúba e ribeirão da Mutuca em comparação aos afluentes diretos do alto rio Piranga (FIGURA 17).

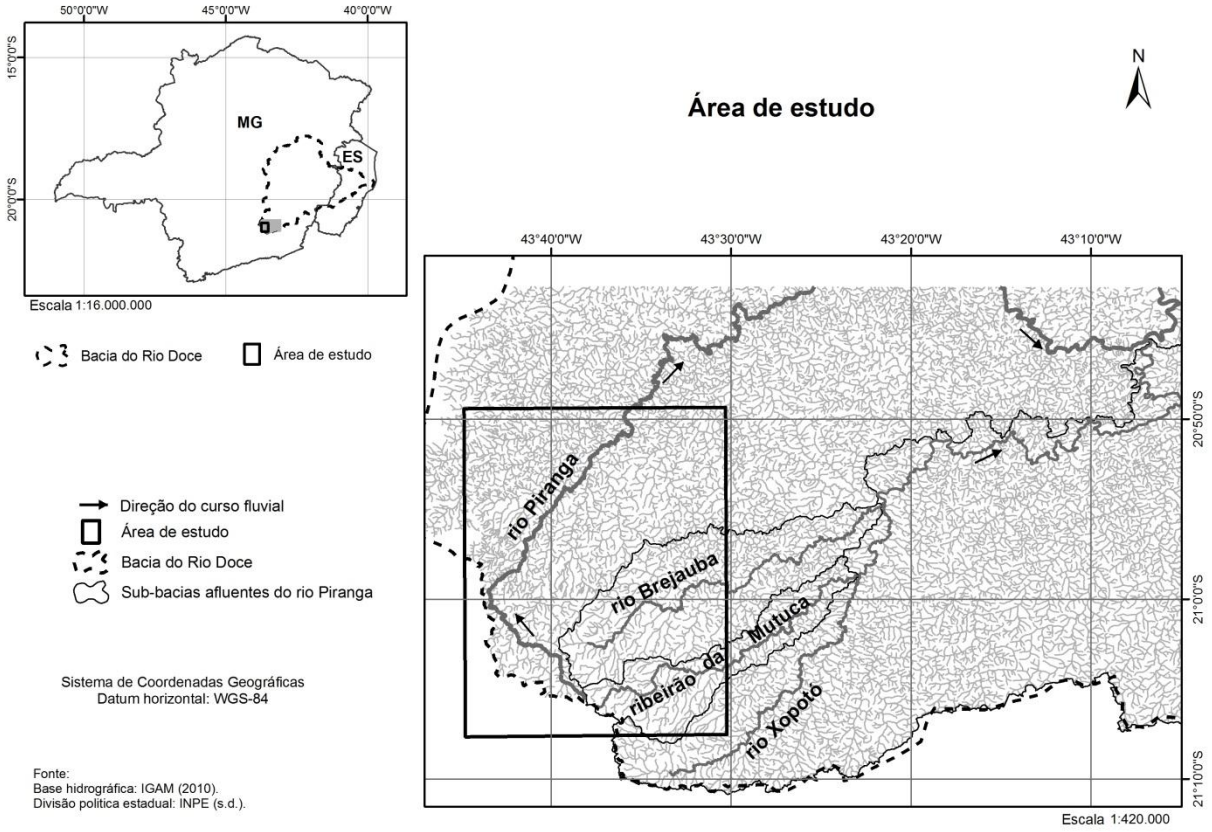


Figura 17. Rede de drenagem no contexto regional do alto rio Doce: avanço das cabeceiras dos rios Brejaúba e Mutuca em direção à bacia do rio Piranga.

Terceiro, o posicionamento assimétrico de muitos trechos de canais dentro de suas planícies aluviais. Tal assimetria caracteriza tanto os canais em sua localização dentro das planícies quanto as planícies em si, ora mais largas, ora mais estreitas. Quanto à sua localização, muitos trechos de canais correm preferencialmente deslocados à esquerda ou à direita em suas planícies aluviais (FIGURA 14G). Dado o caráter local dessas assimetrias pode-se supor que tal característica é por si só insuficiente para relacioná-la a um condicionamento estrutural ativo, embora não seja descartada nesse sentido. Dado, entretanto, que um aumento energético na rede de drenagem, proporcionado pela captura fluvial do alto rio Piranga, significa um reajustamento hidráulico de toda a rede de drenagem pode-se pensar que tal reajustamento deve se dar mediante a influência passiva dos afloramentos rochosos que se expõem cada vez mais nas baixas e médias vertentes em função de uma reincisão fluvial proporcionada pela captura e pela desnudação de longo termo: um mecanismo de *feedback* positivo entre reincisão e rupturas de declive. Verificou-se em campo que muitos alargamentos de planícies ocorrem logo a montante de encachoeiramentos ou rupturas de declive nos canais fluviais. Assim, estas assimetrias de planícies podem ter sua origem vinculada à dinâmica hidráulica condicionada pelas rupturas de declive ou *knickpoints*.

Pequenos enclaves de drenagem subparalela são identificados nas porções SE e NW da área de estudo (FIGURA 24), mostrando direções preferenciais SW-NE. A maioria dos cursos d'água afluentes diretos do rio Piranga apresenta, grosso modo, direção S-N, à exceção de alguns afluentes indiretos de 2ª ordem à margem direita (direção E-W e W-E) e alguns diretos de 2ª e 3ª ordem à margem esquerda (direção NW-SE) (FIGURA 24).

Chama atenção no planalto superior a organização dos canais e das sub-bacias de drenagem, em comparação à organização do planalto inferior. À margem direita do rio Piranga, no alto planalto, encontra-se apenas uma bacia de 3ª ordem. As demais são representadas apenas por canais de 1ª ordem que desaguam diretamente no rio Piranga. À margem esquerda, embora haja um número maior de sub-bacias de ordem superior, muitas são também de 1ª ordem.

O perfil longitudinal do rio Piranga na área de estudo (FIGURA 18) mostra dois níveis de base principais, correspondentes aos trechos de seu curso no alto e no baixo planalto. Para um segmento fluvial de mesmo comprimento no planalto superior e inferior o gradiente é de 0,010 no primeiro e 0,003 no segundo. Ambos segmentos podem ser considerados como mistos. Há trechos correntes sobre depósitos aluviais e trechos correntes em leito rochoso.

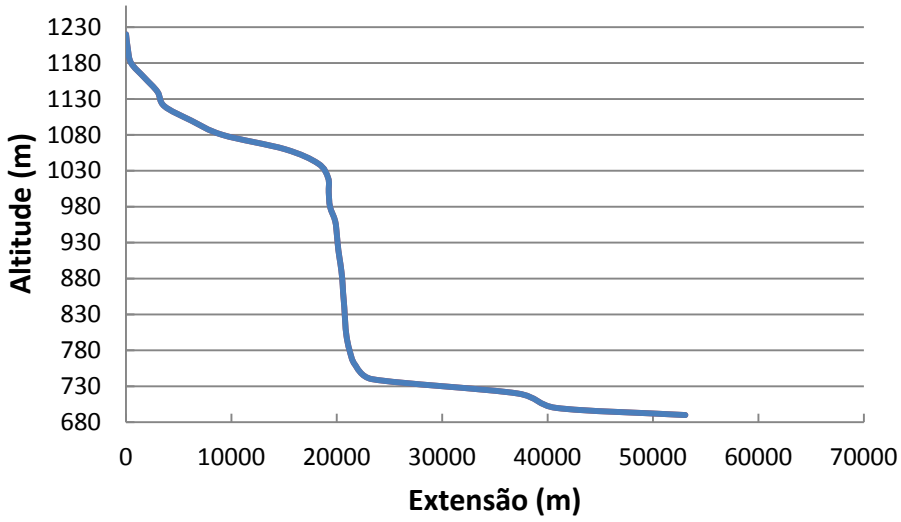


Figura 18. Perfil longitudinal do rio Piranga na área de estudo

O direcionamento dos cursos d'água e sua organização espacial na área estudada se apresentam como indícios que corroboram uma reorganização "recente" da rede de drenagem regional, comandada sobretudo pelas mudanças hidráulicas promovidas pela captura do alto rio Piranga, associada à erosão remontante de cabeceiras e condicionada, possivelmente, por falhamentos antigos e recentes. Além de enclaves de padrões de maior ramificação pode-se dizer que há também uma assimetria considerável em muitos canais de 1ª, 2ª e 3ª ordens. Os cursos d'água de 1ª ordem localizados sobre a escarpa confirmam a dinâmica erosiva remontante e a sua retração para oeste. A própria diferença entre o perfil fluvial no trecho de alto e baixo planalto pode ser associada a diferentes perfis erosivos dos canais, anteriores à captura fluvial, quando faziam parte de redes de drenagem diferentes (bacia do rio Grande e bacia do rio Doce). Nesse sentido, histórias geomorfológicas de dois diferentes compartimentos planálticos, pertencentes a bacias hidrográficas diferentes, foram unidas a partir de um evento de baixa frequência e grande magnitude que foi a captura fluvial do alto rio Piranga.

O que se entende por imperfeições do padrão sub-dendrítico da área de estudo está relacionado à presença de feições anômalas de drenagem. Estas são caracterizadas por curvaturas anormais de canal, incluindo cotovelos, retilinearidades localizadas de canais em meio a um padrão ramificado e estreitamentos de vales. Tal contexto aproxima a área de estudo de um controle estrutural importante, característico, como seria de se esperar, de uma borda cratônica tão próxima de uma faixa móvel pré-cambriana, como é o caso da Mantiqueira. A presença de cotovelos indicativos de capturas fluviais é apontada por Glock

(1931) como um fator que atesta que o alongamento (*elongation*) dos canais já teve seu máximo em algum tempo passado.

Dentre as feições indicativas de reorganização recente da rede de drenagem encontram-se os cotovelos, nem sempre associados a processos de capturas fluviais, drenagens colineares como indicativas de controle tectônico (BISHOP, 1995) e curvas anômalas. Algumas dessas feições foram encontradas na área de estudo (FIGURAS 24 e 15B). Em vários locais no planalto inferior é claro o enforcamento ou estreitamento abrupto dos vales, também entendido como indício de algum controle estrutural na paisagem (FIGURAS 19 a 23). Todavia um controle que não encontra respaldo para ser justificado necessariamente como ativo. A disposição intrusiva do embasamento, com zonas de maior fragilidade rochosa, frente a uma longa história erosiva da drenagem pode explicar a gênese desses estreitamentos sem efeitos tectônicos ativos, o que, é claro, não exclui a possibilidade de ação (neo)tectônica. Em princípio, as assimetrias dos canais não comprovam por si sós uma influência epirogenética positiva ou de soerguimento na região. Elas podem estar relacionadas com o movimento lateral dos canais ou com a influência de porções de rocha mais resistentes no percurso do canal. A influência de rochas mais resistentes ao longo dos canais pode ser associada a diferentes graus de alteração da matriz granitoide, de acordo com a profundidade desta e com seu grau de fraturamento.

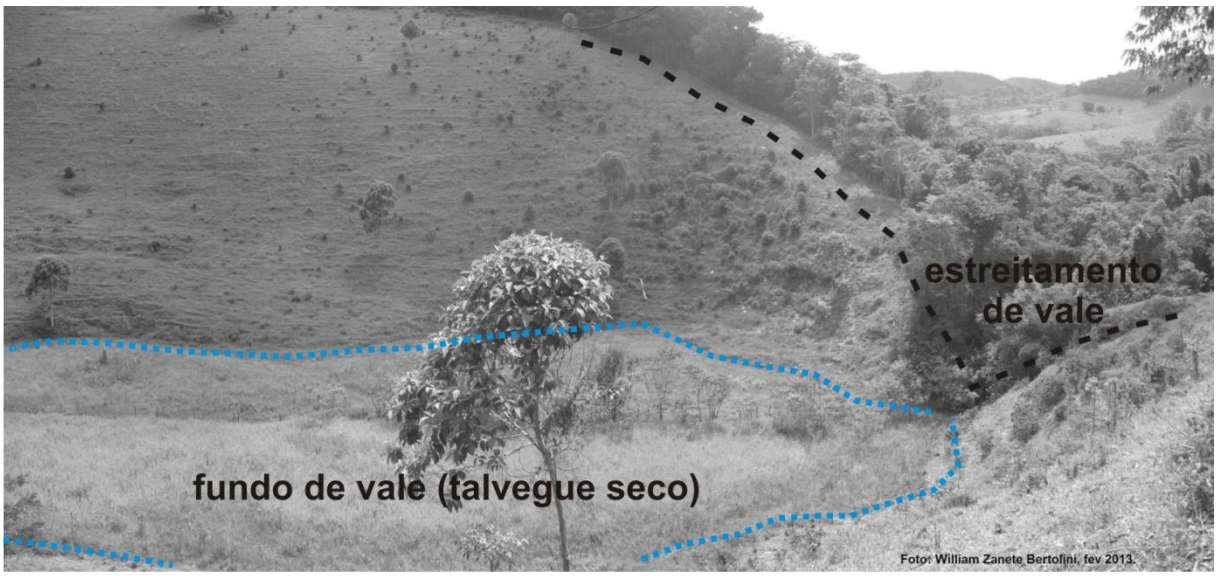


Figura 19. Estreitamento abrupto do vale a jusante da sub-bacia do córrego Paiol de Cima.

Figura 20. Estreitamento em canal de 1ª ordem próximo a margem direita do rio Piranga (planalto inferior).

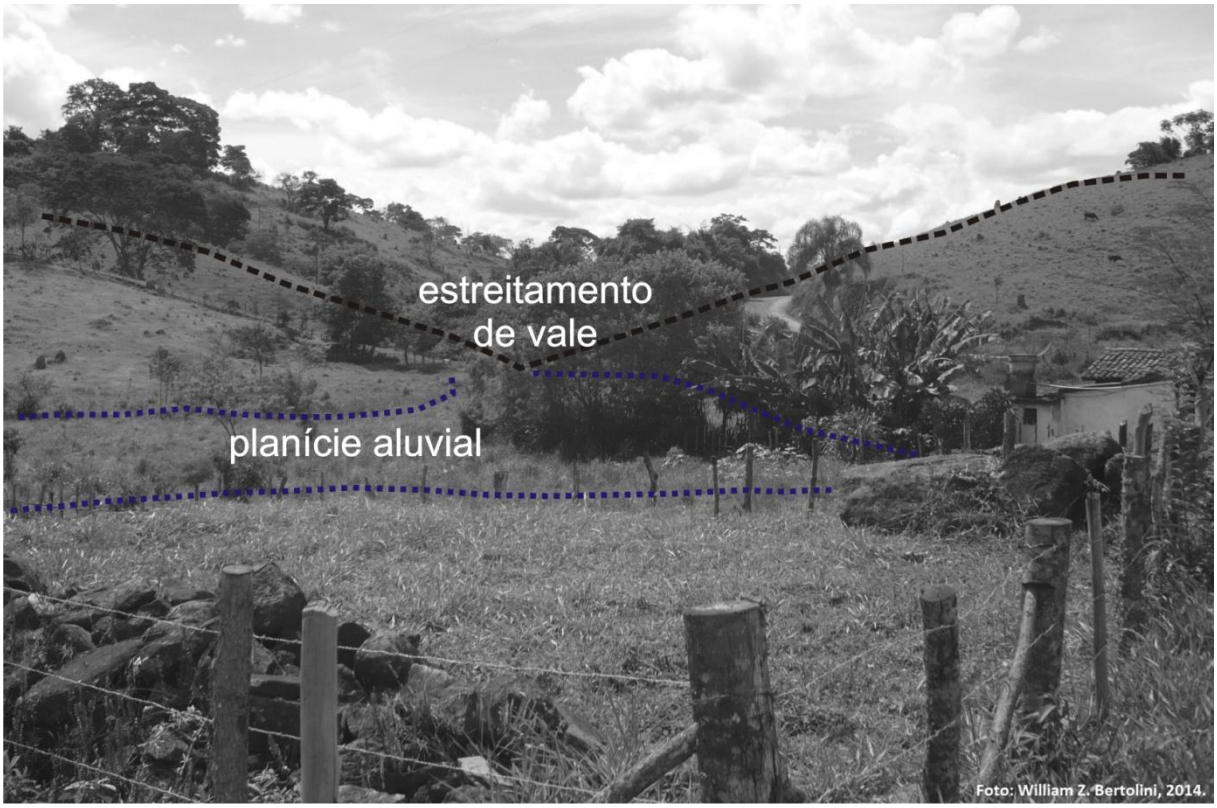


Figura 21. Estreitamento do vale do ribeirão Pedroso, a norte da sede urbana de Capela Nova (planalto inferior)

Figura 22. Estreitamento de vale junto a *knickpoint* no leito do córrego Ponte Funda (planalto inferior).

Figura 23. Estreitamento do vale de afluente de 1ª ordem da margem direita do rio Piranga, condicionado pela rocha sã, próximo ao escarpamento, no planalto superior.

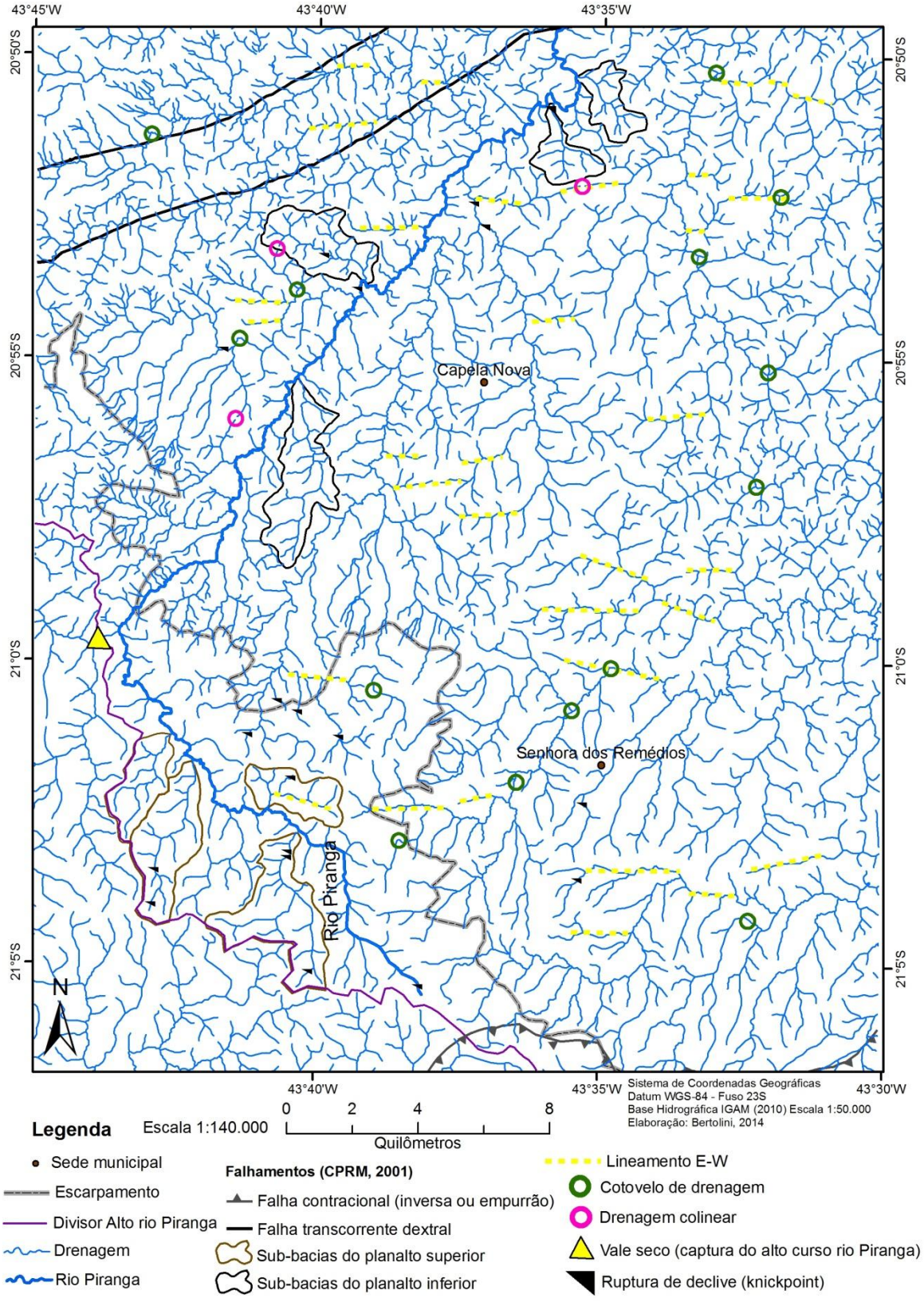


Figura 24. Mapa da rede de drenagem da área de estudo.

Uma reincisão recente da rede de drenagem, relacionada provavelmente a essa captura, mostra-se nítida pela verificação em campo de desníveis abruptos que marcam claramente, em muitas seções transversais de vale, os limites do nível de margens plenas (FIGURA 25). Em canais de menor ordem tal desnível pode ser verificado como bem marcante do nível do leito menor ou até do leito vazante, correspondendo às margens atuais. Em canais de ordem maior, a exemplo do rio Piranga no planalto superior, tal desnível marca o limite do leito maior (FIGURA 25).

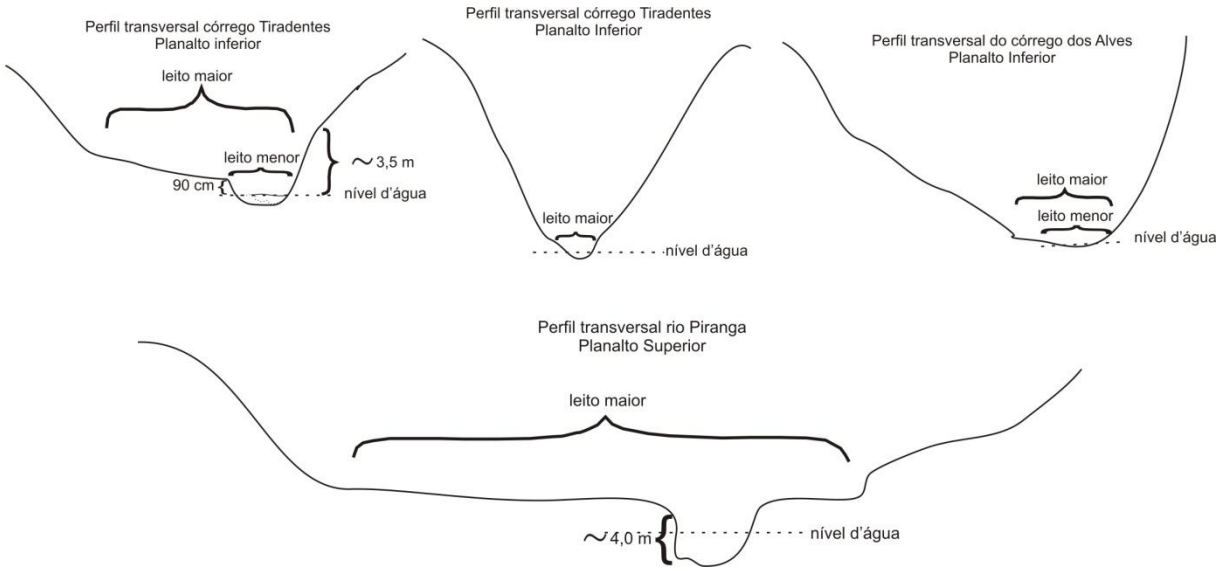


Figura 25. Perfis esquemáticos de algumas seções transversais de vale evidenciando a (re)incisão dos canais.

Apesar de raros na área de estudo, no planalto inferior, próximo da foz do córrego Maria Luisa, em topo plano, encontra-se um terraço fluvial, composto por duas linhas de seixos rolados (FIGURA 26), cerca de 20 metros acima do atual leito do rio Piranga. A disposição deste terraço na paisagem também demonstra claramente a incisão do nível de base regional.

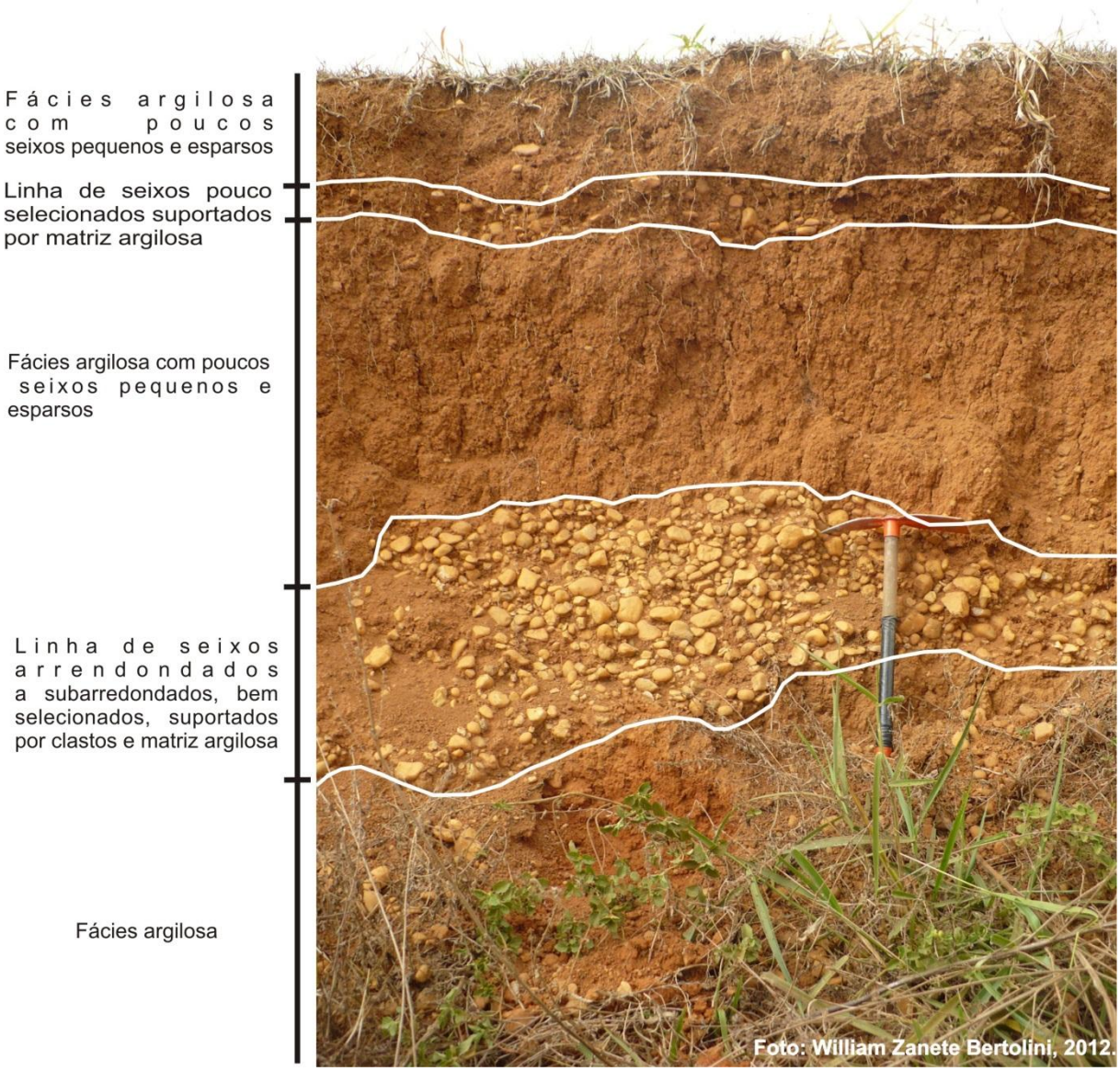


Figura 26. Terraço fluvial em posição de topo plano no divisor entre o rio Piranga e o córrego Maria Luisa.

8.1.1. Relação das rupturas de declive com a transformação da paisagem

As rupturas de declive ou encachoeiramentos estão dispersas em canais de ordens variadas em toda a área de estudo, em trechos de alto, médio e baixo curso (FIGURA 24). Conforme a literatura, a questão das rupturas de declive, *knickpoints* ou encachoeiramentos ao longo dos cursos d'água apresenta-se controversa enquanto indicadora de atividade neotectônica na morfodinâmica do relevo. Sua análise deve ser ponderada com cuidado, tendo-se em vista a história geológica e geomorfológica da área onde se inserem.

Na perspectiva da teoria do equilíbrio dinâmico, tais rupturas, depois de originadas, podem se manter estabilizadas, não tendo que, necessariamente, desaparecer para configurar uma condição de equilíbrio do canal.

> As rupturas de declive do perfil longitudinal não são irregularidades que devam desaparecer na perspectiva de evolução para a regularização do perfil, mas constituem categoria morfológica inerente aos cursos de água, denunciando o ajustamento perante as diferenças litológicas enfrentadas pelo curso de água em seu caminhar (CHRISTOFOLETTI, 1981, p.134).
>
> Esta linha interpretativa, na qual as rupturas de declive deixam (...) de ser vestígios de retomadas erosivas e de fases de rejuvenescimento, pode ser aplicada na descrição que Barcha e Arid apresentam para as cachoeiras de Marimbondo, Água Vermelha, Mutuca e da Onça, localizadas no rio Grande, na divisa entre os Estados de São Paulo e Minas Gerais, onde as características litológicas dos derrames de basalto condicionam a forma dessas rupturas de declive (CHRISTOFOLETTI, 1981, p.134).
>
> Quando as rupturas de declive não puderem ser explicadas por controles litológicos ou tectônicos de ação local e se observarem diferenças topográficas entre as partes situadas a jusante e a montante da ruptura, com características mais 'jovens' a jusante e com aspectos 'maturos ou senis' a montante, o geomorfólogo possivelmente se encontra diante do fenômeno de rejuvenescimento. O desenvolvimento de segmentos ajustados (*graded*) ... faz com que o segmento inferior se torne inapto a influenciar o superior (CHRISTOFOLETTI, 1981, p.131).

A despeito de não haver diferenças topográficas a montante ou a jusante dos encachoeiramentos na área de estudo, acreditamos que isso não significa que não haja um processo de rejuvenescimento, processo este corroborado pelos vários indicativos da reincisão da rede de drenagem. Tal questão deve ser entendida na escala adequada. Em princípio, é importante ressaltar que tais rupturas de declive apresentam desníveis muito diferenciados entre si, o que pode ter significados diferentes na transformação geomorfológica pretérita e futura da área em escala local. Foram verificadas rupturas muito pequenas, da ordem de centímetros, em trechos logo a jusante da nascente do rio Piranga e rupturas da ordem de metros em afluentes de 3ª, 2ª e até 1ª ordem no planalto superior. Da mesma maneira, no baixo planalto também existem encachoeiramentos da ordem de metros tanto no rio Piranga quanto em seus tributários.

Uma questão fundamental no que tange a existência dessas rupturas é se elas têm uma origem tectônica, uma tectônica quiescente regional ou neotectônica como apontada por Saadi (1991) e Souza (1995). Como o substrato geológico da área de estudo é suficientemente homogêneo de modo a não justificar a gênese dos encachoeiramentos por questões de litologia, de fato, sob os efeitos de uma neotectônica, acredita-se que esta seria uma força capaz de dirigir a gênese dessas rupturas de canais contribuindo para torná-las maiores ou menores em função do grau de fraturamento do embasamento. Contudo, a simples presença e constatação da variação altimétrica e dispersão espacial por canais de ordens variadas dessas rupturas não

parecem ser indícios conclusivos em termos de uma ação neotectônica. Assim como os estreitamentos de vale, muitas dessas rupturas podem ser resultantes simplesmente do afloramento de rochas ou porções do embasamento mais resistentes à meteorização, mediante a reincisão dos canais. Aliás, vale destacar que muitas dessas rupturas encontram-se junto aos estreitamentos de vale, a partir de onde geralmente se estabelece um trecho de planície aluvial mais largo a montante delas. Além disso, acredita-se que nem todas essas rupturas sejam marcadoras de vagas erosivas remontantes. Como afirmam Tricart e Cailleux (1965) e Christofoletti (1981) para rios intertropicais: "em função dos processos morfogenéticos atuantes e das características apresentadas pela carga detrítica, o poder de entalhamento e de regressão nessas rupturas de declive é praticamente nulo" (CHRISTOFOLETTI, 1981, p.133).

Embora nem todas rupturas de declive dos canais necessariamente se apresentem como marcas de uma atividade tectônica recente, no conjunto dos indícios que sustentam um desequilíbrio da rede de drenagem e do sistema morfodinâmico algumas delas poderiam ter sido condicionadas por fatores tectônicos diretos ou indiretos. Faltam, no entanto, elementos que permitam afirmar isto com maior propriedade e entender melhor a origem dessas feições.

8.2. Rede de drenagem: análises e interpretações das sub-bacias de 3ª ordem

Duas características marcantes dos cursos d'água tanto no alto quanto no baixo planalto são a sua expressiva incisão na paisagem e a presença de desníveis encachoeirados sobre rocha ao longo de seus leitos (rupturas de declive ou *knickpoints*). Isto é verificado para os afluentes de 1ª, 2ª e 3ª ordens e para o próprio leito do rio Piranga. Muitos desses *knickpoints* estão localizados na Figura 24.

A carga fluvial predominante nos canais é representada por carga de fundo composta por seixos e areia nos canais do planalto superior e uma alternância maior entre segmentos fluviais com esse tipo de carga (seixos e areia) e argila nos canais do planalto inferior. No leito do rio Piranga predomina a carga em suspensão. É comum ao longo dos canais, como pode ser verificado em campo, uma alternância entre trechos fluviais em *pools* e *riffles*. Nos trechos deprimidos do canal (*pools*) normalmente a predominância é de material argiloso enquanto nos *riffles* há um acúmulo de areia e seixos. A dinâmica do canal acontece em grande medida segundo a distribuição dessas formas do fundo do leito e elas ajudam a manter as diferenças de velocidades do fluxo ao longo do canal, transporte e remanejamento da carga de fundo.

No planalto superior, os leitos dos córregos do Açude e Pinheiro encontram-se encaixados em toda sua extensão apresentando diferentes níveis de encaixamento com incisões mais (5 a 10 m) ou menos profundas (1 a 4 m) em relação às suas margens. Os trechos de incisão maior e menor alternam-se ao longo dos canais bem como a extensão das planícies e várzeas, ora mais largas, ora menos largas ou praticamente inexistentes quando o leito encontra-se encaixado. Essa alternância entre trechos correntes, de drenagem livre, e trechos em ambientes brejosos de drenagem imperfeita é mais marcante nos canais do planalto inferior, principalmente nos de 2ª e 3ª ordens. Considerando a comparação entre os gradientes dos canais principais pode-se dizer que não é possível estabelecer relação entre essa alternância entre trechos de vazão diferenciada e os declives dos canais, pelo que se acredita que essa alternância deve se dar em função de condicionamentos mais locais como provavelmente aqueles produzidos pelas rupturas de declive ao longo dos cursos. A verificação em campo de trechos de planícies mais alargadas logo a montante de várias dessas rupturas é um fator que corrobora tal afirmação.

Em longo prazo, pode-se supor também que tal situação seja explicada pela retomada erosiva a partir da captura do alto rio Piranga que, para os canais do planalto inferior, se manifesta ainda no âmbito das planícies aluviais e não no âmbito do sistema vale-vertentes como um todo. A despeito da intensa intervenção nos recursos hídricos da região, acredita-se que essa alternância entre trechos brejosos e correntes e as mudanças morfológicas de largura dos leitos menores e maiores ainda estejam relacionadas a mudanças ambientais de caráter morfogenético, sem grandes influências do ponto de vista da atividade antrópica.

A Tabela 3 apresenta os índices morfométricos calculados para as sub-bacias da área de estudo.

Tabela 3. Índices morfométricos

		SUB-BACIAS DO PLANALTO SUPERIOR				SUB-BACIAS DO PLANALTO INFERIOR			
		Córrego Pinheiro	**Córrego Lagoa**	**Córrego do Açude**	**Córrego Soares**	**Córrego Maria Luisa**	**Córrego Ponte Funda**	**Córrego Tiradentes**	**Córrego Paiol de Cima**
***Área* (km²)**		7,90	3,44	6,34	3,68	6,75	5,12	2,44	2,63
***Comprimento de canal* (km)**	Lt	15,73	6,72	12,63	8,50	16,93	15,30	6,96	7,93
	Lcp	5,80	3,00	5,40	4,15	6,50	4,30	3,00	3,00
	ΣL1ª	8,20	4,13	7,78	5,89	9,26	8,94	4,22	5,08
	ΣL2ª	4,10	2,15	1,82	1,67	3,03	3,31	1,25	0,87
	L3ª	3,43	0,44	3,03	0,94	4,64	3,50	1,49	1,98
Comprimento da bacia - Lb (km) Linha reta entre a nascente mais distante e a foz		4,71	2,21	4,76	3,39	5,47	2,52	2,33	2,45
***Densidade de drenagem* (Dd) km/km² Strahler (1977)**		1,99	1,95	1,99	2,30	2,50	2,98	2,85	3,01
***Amplitude altimétrica do canal principal* (m); desde a foz até a nascente mais distante**		126	72	120	185	94	110	84	135
***Amplitude altimétrica da bacia* (H) em metros Alt_{max} - $Alt_{mín}$ Christofoletti (1999)**		197	157	232	237	227	130	200	183
***Média altimétrica da bacia* (m) *(nodal mean elevation) Média aritmética das altitudes de todos os pontos de confluência fluvial da bacia* Fiorentino *et al* (1993)**		1139,06	1102,28	1114,25	1105,42	757,05	757,25	726,25	722,33
Gradiente ou declive	Scp (canal principal)	0,021	0,024	0,022	0,044	0,013	0,025	0,029	0,046

do canal Strahler (1977) S = H/L H em m e L em m		Córrego Pinheiro	Córrego Lagoa	Córrego do Açude	Córrego Soares	Córrego Maria Luisa	Córrego Ponte Funda	Córrego Tiradentes	Córrego Paiol de Cima
	MS1ª	0,097	0,092	0,140	0,062	0,077	0,106	0,125	0,142
	MS2ª	0,021	0,023	0,015	0,052	0,023	0,023	0,006	0,027
	S3ª	0,018	0,011	0,013	0,009	0,007	0,013	0,021	0,041
Índice de rugosidade Christofoletti (1999) Ir = H (km) x Dd (km/km^2)		0,39	0,30	0,46	0,54	0,56	0,38	0,57	0,55
Coeficiente de correlação de Pearson entre declives de vertentes e declives de canais		- 0,013	0,057	0,079	0,25	- 0,15	-0,04	- 0,2	-0,13
Simetria da bacia adaptado de Cox (1994) Is = Da (cm)/Dd (cm)		0,15	0,38	0,27	0,11	0,33	0,26	0,41	0,27
Fator de assimetria da bacia *Keller e Pinter (2002)* *FA = 100 (Ap/At)*		63,6	68,3	38,6	35,0	37,4	49,2	14,3	46,3
Índice de Hack Hack (1973) SL = ΔH/lnL		14,54	9,00	13,96	22,20	10,71	13,15	10,50	16,87
Índice de Hack para segmentos do canal: SL = ΔH/lnL2 – lnL1 *SL_a (alto curso)* *SL_b (médio curso)* *SL_c (baixo curso)*		SL_a = 30,3 SL_b = 210,7 SL_c = 5,83	SL_a = 9,0 SL_b = 63,7 SL_c = 14,4	SL_a = 18,2 SL_b = 80,7 SL_c = 23,5	SL_a = 50,6 SL_b = 103,1 SL_c = 28,5	SL_a = 19,5 SL_b = 121,87 SL_c = 9,2	SL_a = 34,5 SL_b = 67,7 SL_c = 7,8	SL_a = 24,8 SL_b = 81,4 SL_c = 6,9	SL_a = 106,0 SL_b = 29,5 SL_c = 9,0
Índice de elongação da bacia *Bull e Macfadden (1977)* *Ie = (2√A/√π)/Lb* *A = área da bacia* *Lb = comprimento da bacia*		0,67	0,94	0,59	0,63	0,53	1,01	0,75	0,74

8.2.1. Sub-bacia do córrego Pinheiro

Localizada na porção SW da área de estudo e à margem esquerda do rio Piranga (FIGURA 27) esta bacia tem uma área de 7,90 km^2 e densidade de drenagem de 1,99 km/km^2. Tem a particularidade de possuir suas cabeceiras ramificadas em dois segmentos fluviais de 2ª ordem de direções S-N e SW-NE, o que torna seu perímetro irregular. Esses dois segmentos são o próprio córrego Pinheiro e o córrego Bumba Catunda.

O perfil longitudinal do córrego Pinheiro não apresenta um perfil típico de equilíbrio do tipo côncavo. Ele possui convexidade marcante no trecho de alta bacia e uma ligeira convexidade no trecho de baixa bacia, trechos intercalados por um segmento côncavo na transição alta/média bacia (FIGURA 28). Tais irregularidades são concordantes com a presença de rupturas de declive na forma de encachoeiramentos do leito rochoso desse córrego. Para o córrego Bumba Catunda também não há um perfil típico de equilíbrio. Predomina uma convexidade no trecho de alto/médio curso seguida por trecho retilíneo no baixo curso do canal (FIGURA 29).

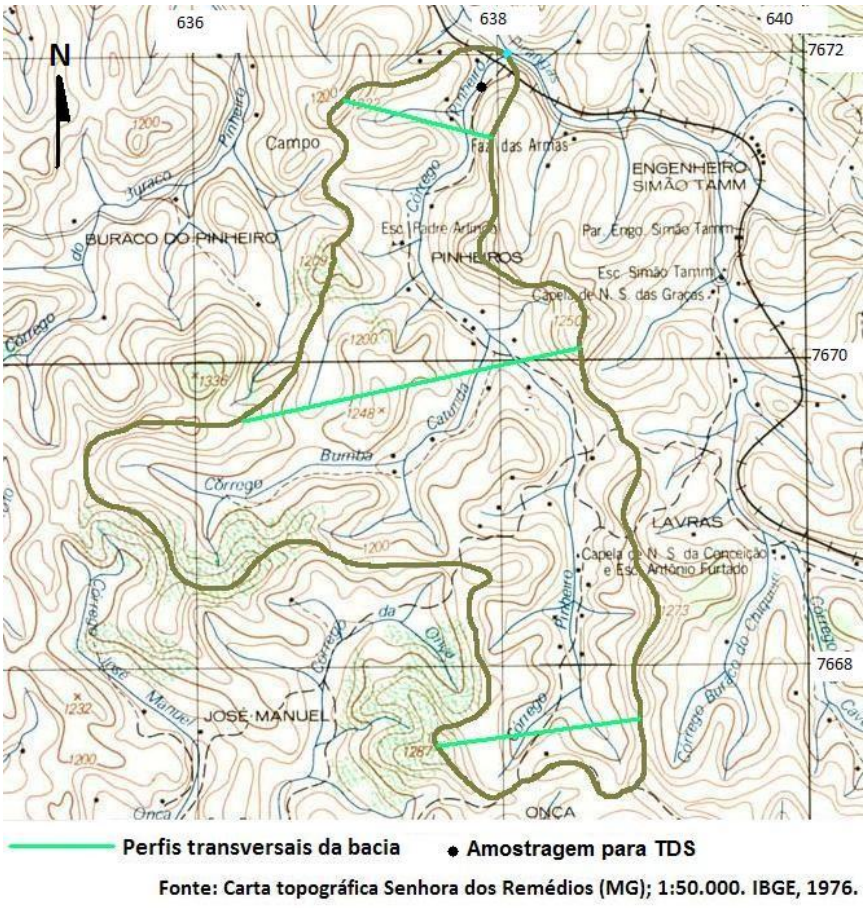


Figura 27. Sub-bacia do córrego Pinheiro

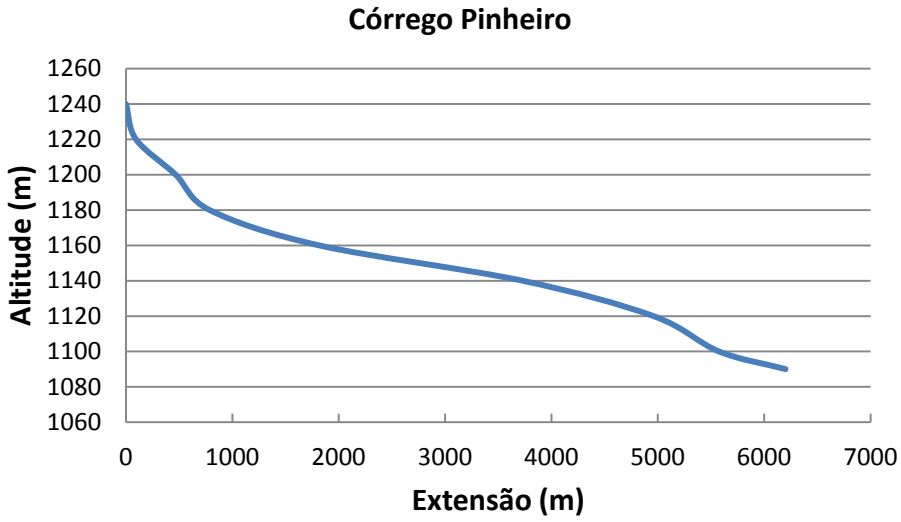


Figura 28. Perfil longitudinal do córrego Pinheiro

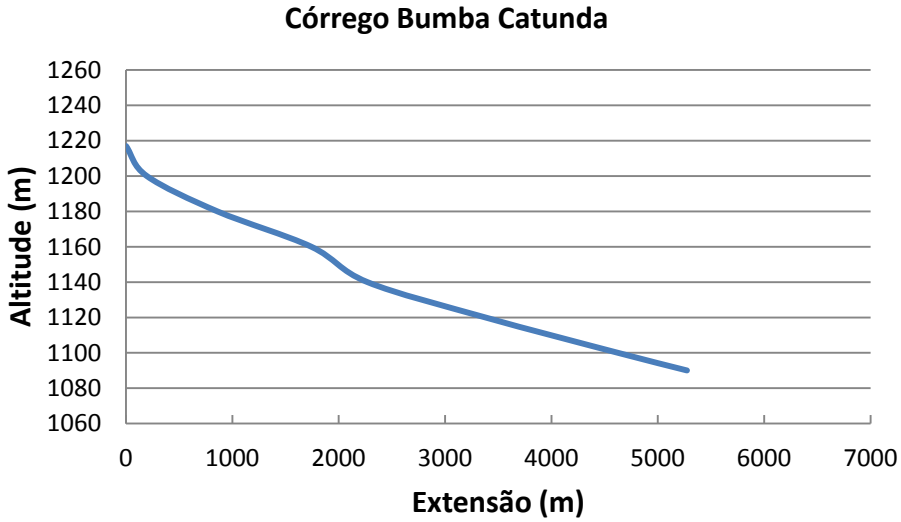


Figura 29. Perfil longitudinal do córrego Bumba Catunda

A sub-bacia é composta por 15 segmentos de 1ª ordem, 3 segmentos de 2ª ordem e o seu trecho de 3ª ordem perfaz 3,43 km até a sua foz no rio Piranga. A extensão total dos canais da sub-bacia (Lt) soma 15,73 km. O canal principal possui um declive de 0,021 (2,1%). O declive médio dos canais de 1ª ordem são os maiores – 0,097 (9,7%) – com relação aos dos trechos de 2ª e 3ª ordem, 0,021 (2,1%) e 0,018 (1,8%) respectivamente. No entanto, existem canais que fogem grandemente à média além de não haver uma distribuição que permita dizer que haja uma tendência contínua de diminuição dos gradientes fluviais dentro dos conjuntos de 1ª e 2ª ordens (FIGURA 30). O coeficiente de correlação entre os declives de vertentes e os

declives de canais é de - 0,013, apresentando uma correlação linear negativa entre os dois conjuntos de dados.

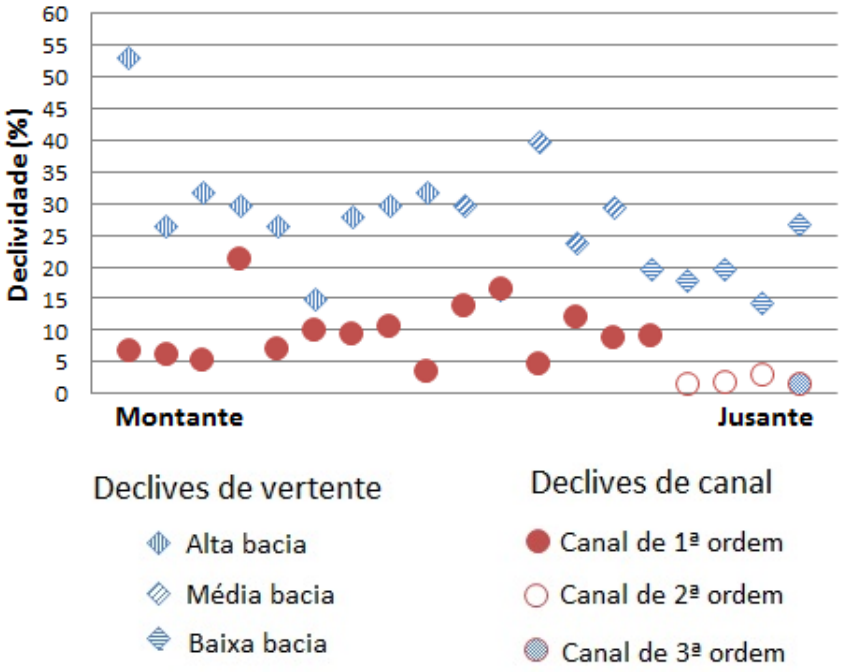


Figura 30. Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Pinheiro

A espacialização dos canais denota uma assimetria significativa da bacia, evidenciada pela presença em maior número e com canais de maior extensão à margem esquerda do córrego Pinheiro. Há também assimetria marcante do vale principal na alta, média e baixa bacia, o que pode ser verificado pela análise dos perfis transversais (FIGURAS 31, 32 e 33).

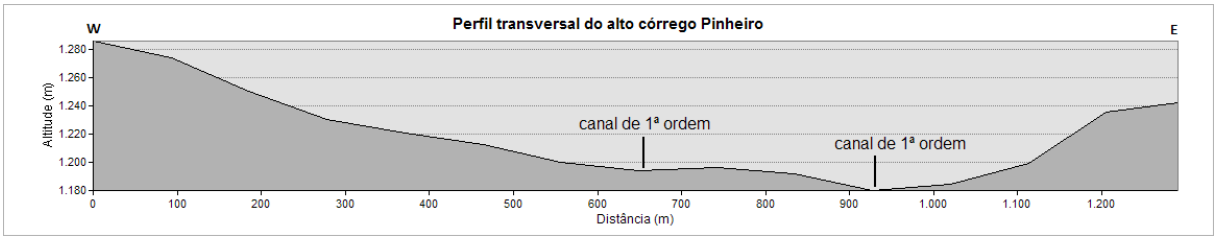


Figura 31. Perfil transversal do alto córrego Pinheiro

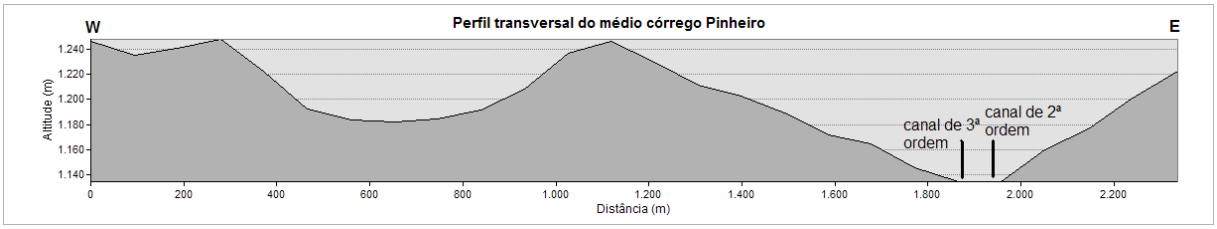


Figura 32. Perfil transversal do médio córrego Pinheiro

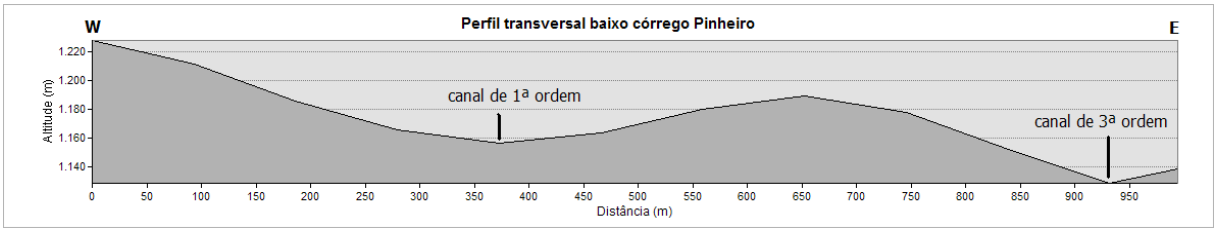


Figura 33. Perfil transversal do baixo córrego Pinheiro

8.2.2. Sub-bacia do córrego Lagoa

Esta bacia tem uma área de 3,44 km^2 e densidade de drenagem de 1,95 km/km^2. Seu canal principal muda abruptamente de direção (para S) após se tornar um canal de 3ª ordem. A maior parte do seu canal principal encontra-se na direção E-W constituindo um lineamento de mesma direção. A sub-bacia é composta por 7 segmentos de 1ª ordem, 2 segmentos de 2ª ordem e o seu trecho de 3ª ordem perfaz 440 m até a sua foz na margem direita do rio Piranga (FIGURA 34). A extensão total dos canais da sub-bacia soma 6,72 km. O canal principal possui um declive de 0,024 (2,4%). Os declives médios dos canais de 1ª ordem são os maiores – 0,092 (9,2%) – com relação aos dos de 2ª e 3ª ordem – 0,023 (2,3%) e 0,011 (1,1%) respectivamente. Não há uma tendência de diminuição contínua de montante para jusante dos gradientes fluviais nos conjuntos de canais de 1ª e 2ª ordem (FIGURA 35). O coeficiente de correlação entre os declives das vertentes e dos canais é de 0,057.

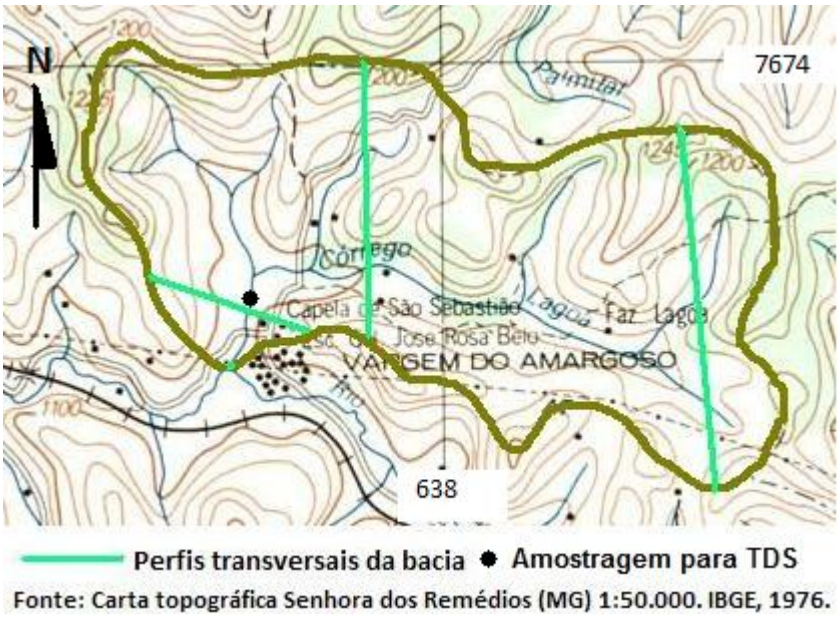


Figura 34. Sub-bacia do córrego Lagoa

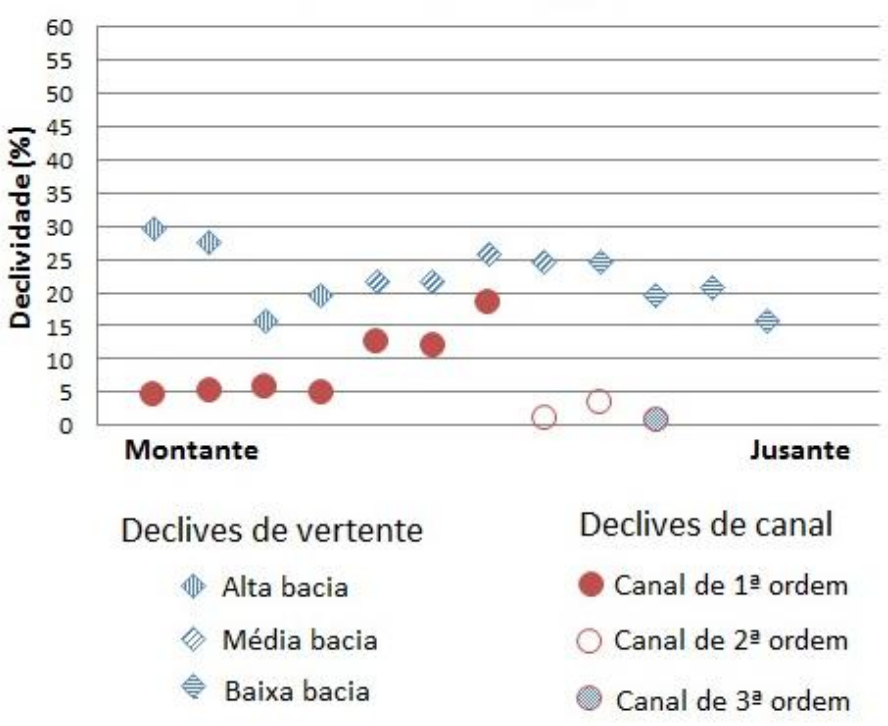


Figura 35. Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Lagoa

O perfil longitudinal do canal principal (FIGURA 36) evidencia o predomínio de um perfil côncavo para todo o canal, com evidente ruptura de declive no seu alto curso. Observações de campo dão conta da presença de *knickpoints*, trechos encaixados entre margens de 5 a 10 metros de desnível e trechos de planície assimétrica. A espacialização dos canais denota uma assimetria significativa da bacia, evidenciada pela presença exclusiva dos tributários à margem direita do canal principal. Há também assimetria marcante do vale principal na alta, média e baixa bacia, evidenciada sobretudo nos perfis transversais de média e baixa bacia (FIGURAS 38 e 39). Em média, a extensão do interflúvio norte até o canal principal é duas vezes maior que o interflúvio sul até o mesmo ponto.

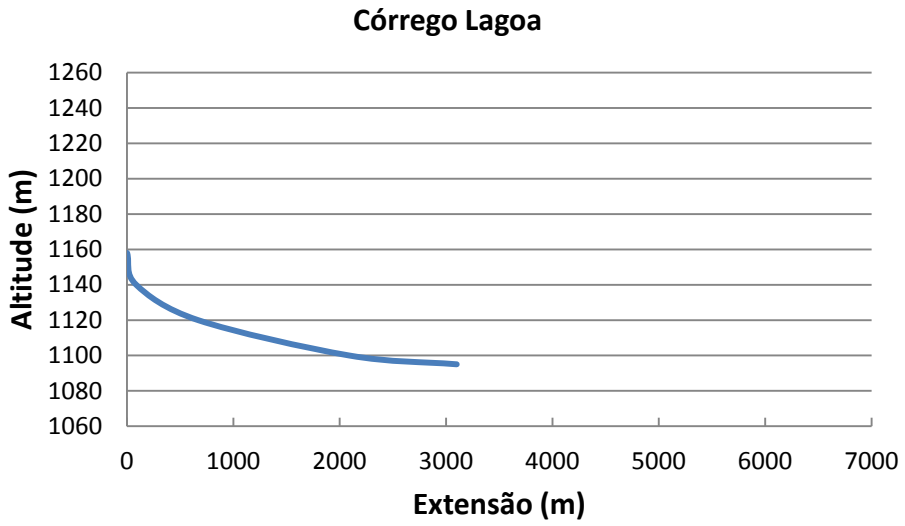


Figura 36. Perfil longitudinal do córrego Lagoa

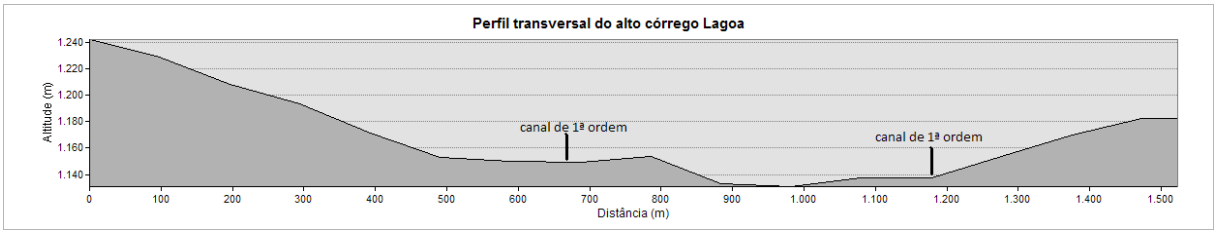


Figura 37. Perfil transversal do alto córrego Lagoa

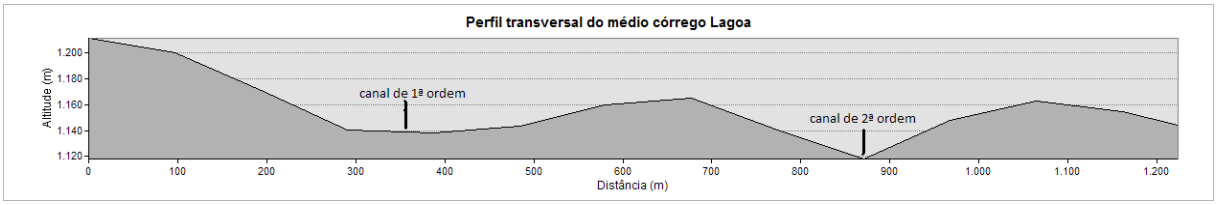


Figura 38. Perfil transversal do médio córrego Lagoa

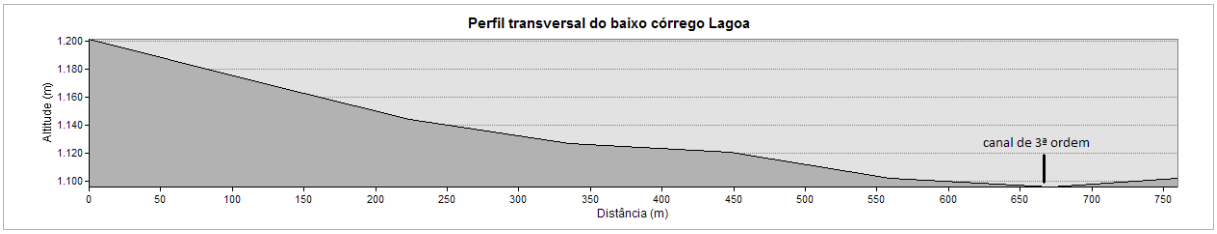


Figura 39. Perfil transversal do baixo córrego Lagoa

8.2.3. Sub-bacia do córrego do Açude

A sub-bacia do córrego do Açude encontra-se à margem esquerda do rio Piranga e possui uma área de 6,34 km^2 (FIGURA 40). Com uma rede de drenagem totalizando 12,63 km de canais tem uma densidade de drenagem igual à da bacia do córrego Pinheiro, de 1,99 km/km^2.

Apresenta um formato alongado no sentido S-N, coincidente com a maioria dos seus canais também nessa mesma direção. É composta por 12 segmentos de 1ª ordem, 2 segmentos de 2ª ordem e o de 3ª ordem perfaz cerca de 3 km até sua foz. O canal principal possui um declive de 0,022 (2,2%). Os declives médios dos canais de 1ª ordem são os maiores em relação aos canais de mesma ordem das demais sub-bacias do planalto superior – 0,140 (14 %). Os declives médios dos canais de 2ª e 3ª ordem são de 0,015 (1,5%) e 0,013 (1,3 %) respectivamente. A distribuição dos gradientes fluviais nesta sub-bacia denota uma ausência de tendência de diminuição dos gradientes no conjunto dos canais de 1ª ordem e na comparação do conjunto dos de 2ª ordem com o trecho de 3ª ordem (FIGURA 41). O coeficiente de correlação entre os declives de vertentes e os declives de canais é de 0,079, demonstrando uma correlação baixa e positiva entre os dois conjuntos de dados.

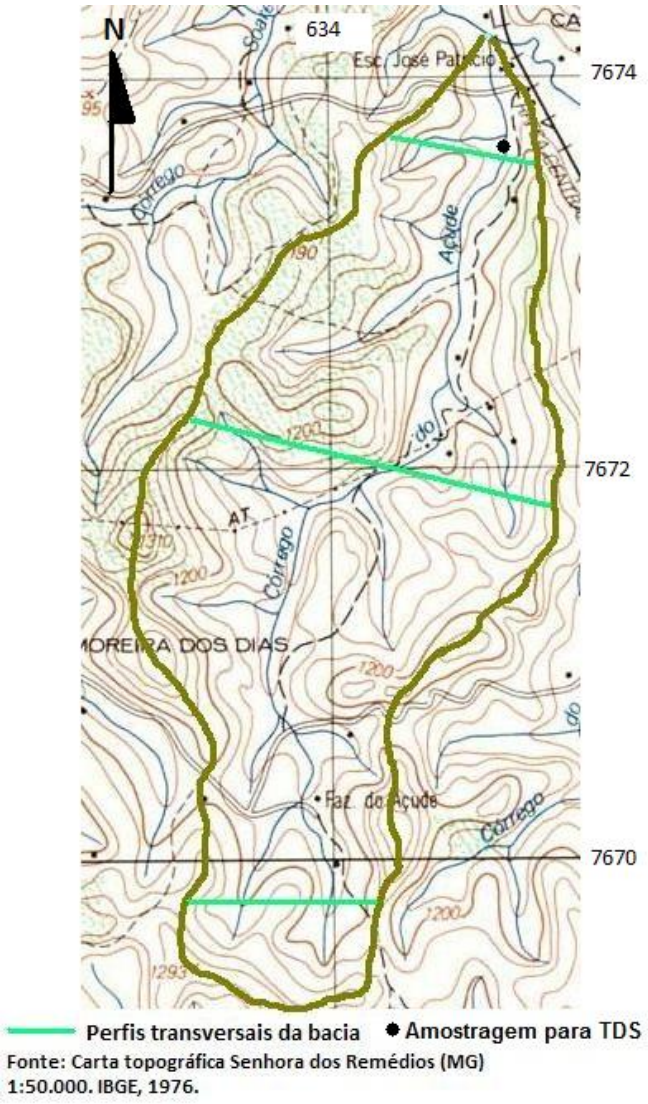


Figura 40. Sub-bacia do córrego do Açude

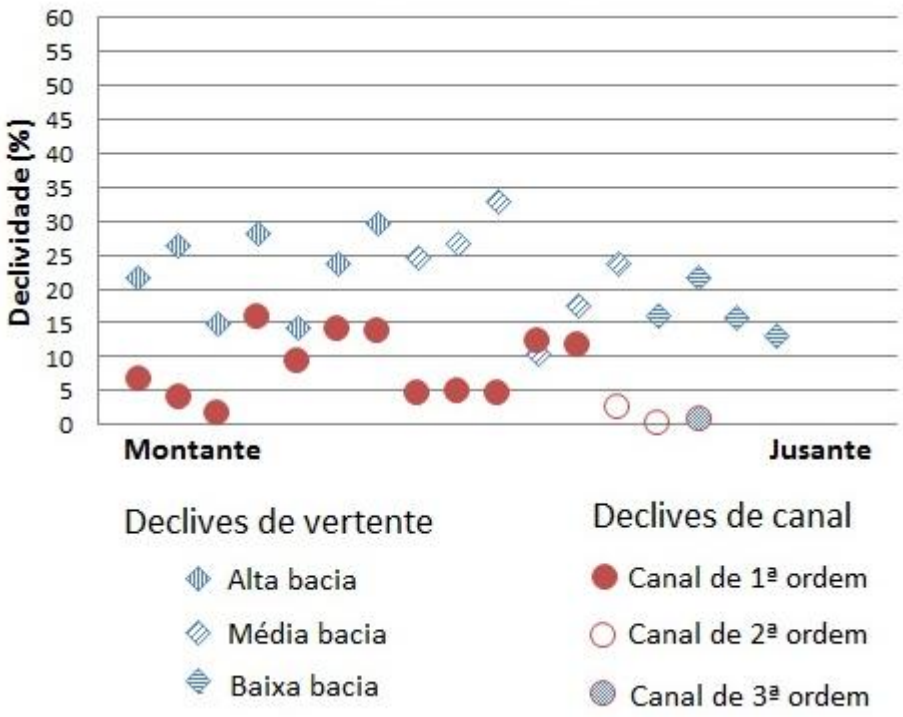


Figura 41. Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego do Açude

A espacialização dos canais denota uma assimetria menor se comparada à das sub-bacias à montante. De toda maneira, há predominância dos tributários à margem esquerda do canal principal. O perfil longitudinal do canal principal (FIGURA 42) apresenta convexidade marcante no trecho de alto/médio curso, onde foram constatados, em campo, *knickpoints*. Estes são comuns inclusive nos canais de 1ª ordem. A transição médio/baixo curso é marcada por uma ligeira concavidade no perfil, o que pode evidenciar uma incisão ativa do canal principal. O trecho de baixo curso possui tendência graficamente retilinizada, o que pode estar associado a algo mais próximo de uma estabilidade em termos de erosão e deposição, certamente condicionada pelo nível de base do rio Piranga. Há também assimetria do vale principal na média e baixa bacia (FIGURAS 44 e 45).

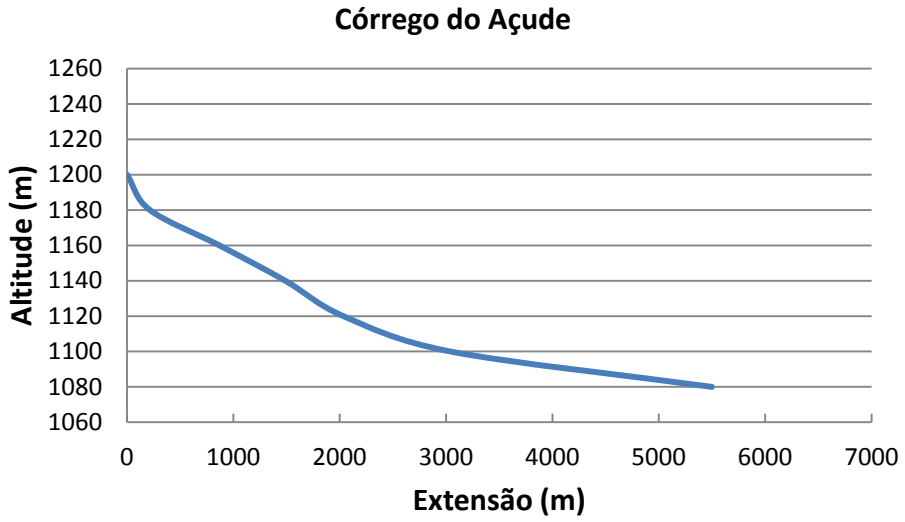


Figura 42. Perfil longitudinal do córrego do Açude

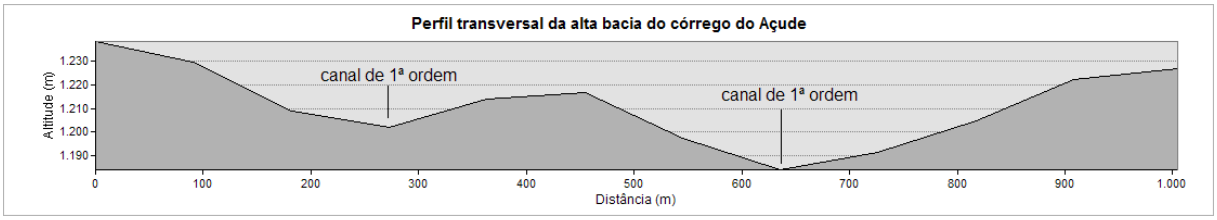


Figura 43. Perfil transversal do alto córrego do Açude

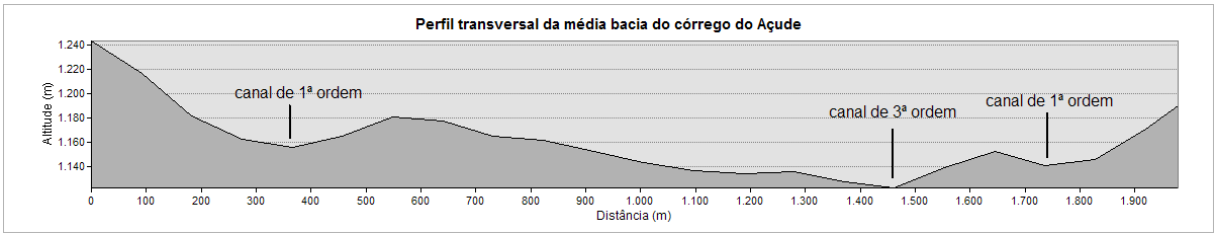


Figura 44. Perfil transversal do médio córrego do Açude

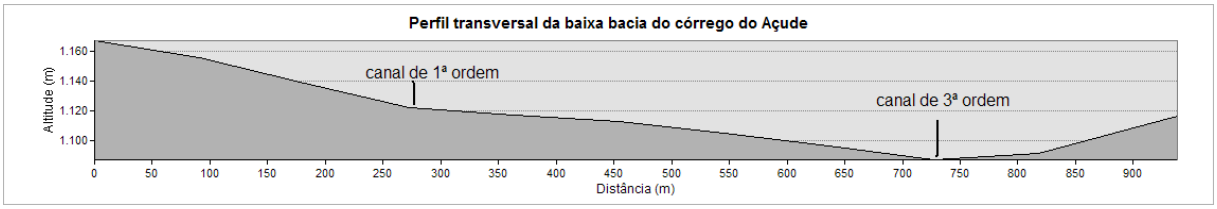


Figura 45. Perfil transversal do baixo córrego do Açude

8.2.4. Sub-bacia do córrego Soares

Afluente da margem esquerda do rio Piranga, esta sub-bacia é vizinha à sub-bacia do córrego do Açude e a mais próxima do cotovelo da captura fluvial do rio Piranga (FIGURA 46). Possui uma área de 3,68 km^2 e uma rede de drenagem totalizando 8,5 km de canais, com uma

densidade de drenagem de 2,30 km/km^2. É composta por 7 segmentos de 1ª ordem, 2 de 2ª ordem e 1 de 3ª ordem com 940 metros de extensão. O declive do canal principal é o maior comparado aos canais das outras sub-bacias – 0,44 (44%). Os declives médios dos canais de 1ª, 2ª e 3ª ordem são, respectivamente, de 0,062 (6,2%), 0,052 (5,2%) e 0,009 (0,9%). A distribuição dos declives mostra uma completa falta de tendência de diminuição dos gradientes dentro do conjunto de canais de 1ª ordem e na relação entre os trechos de 2ª e 3ª ordens (FIGURA 47). O coeficiente de correlação entre os declives de vertente e os declives de canais é de 0,25.

O perfil longitudinal do canal demonstra para o seu alto curso um declive acentuado que passa no trecho de médio curso para um segmento retilíneo cuja transição para o trecho de baixo curso se faz por uma convexidade marcante a cerca de 2,5 km da nascente. O trecho de baixo curso apresenta-se mais próximo de um perfil típico de equilíbrio, com um formato côncavo (FIGURA 48).

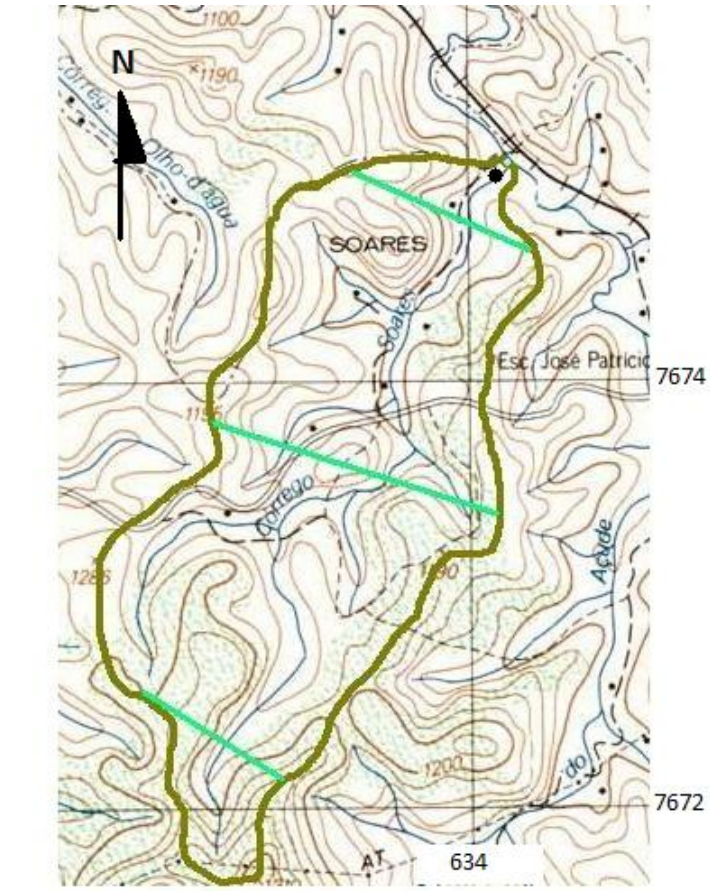


Figura 46. Sub-bacia do córrego Soares

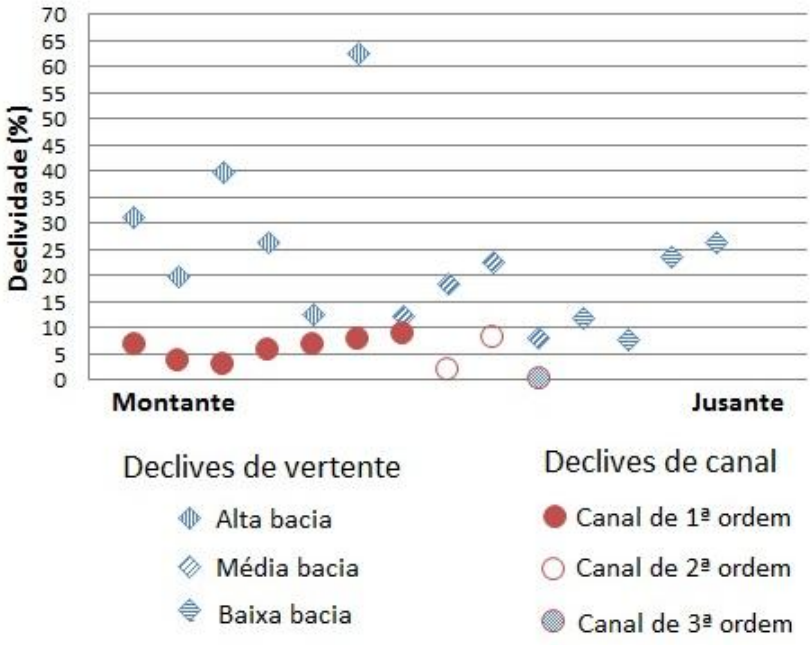


Figura 47. Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Soares

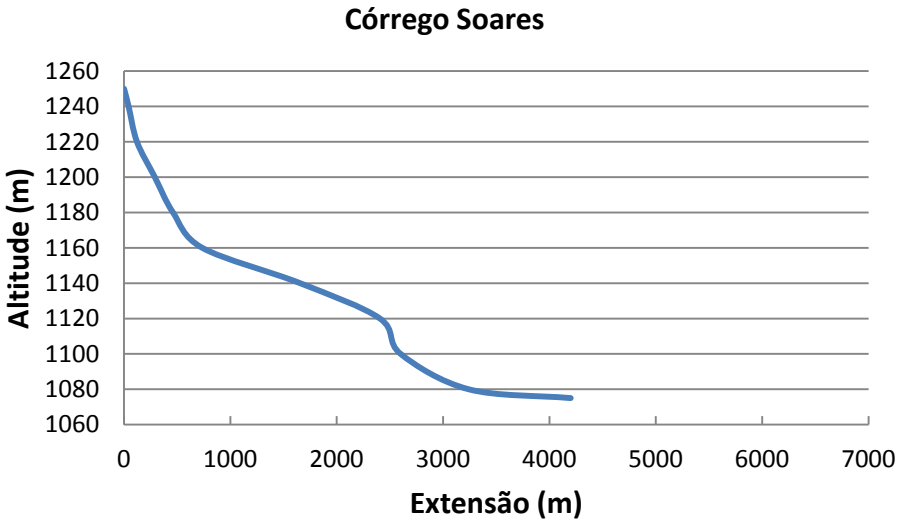


Figura 48. Perfil longitudinal do córrego Soares

À semelhança do córrego do Açude, a sub-bacia do córrego Soares denota uma assimetria menor se comparada à das demais sub-bacias deste compartimento. Há uma aparente assimetria do vale principal na média bacia, representada pelo deslocamento lateral do canal para direita no sentido montante-jusante (FIGURA 46). Em termos locais, existem trechos onde planície fluvial é mais larga em uma de suas margens. O leito maior do canal, em seu baixo curso, é bem marcado na paisagem por desníveis abruptos em ambas margens, demonstrando um encaixamento de cerca de 2 a 4 metros de profundidade. Os perfis

transversais (FIGURAS 49, 50 e 51), por serem cortes localizados, não conseguem demonstrar todas essas características.

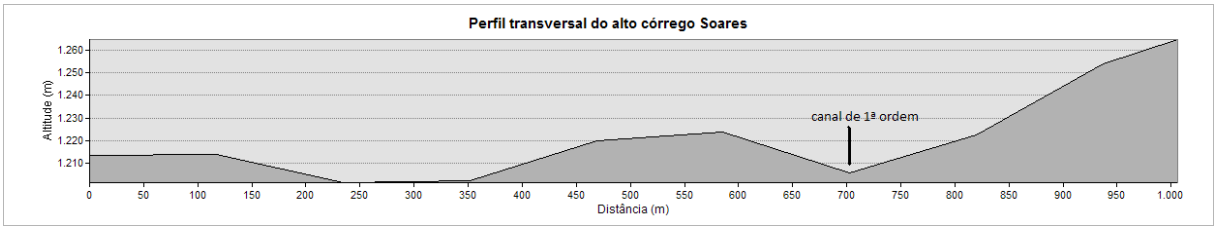


Figura 49. Perfil transversal do alto córrego Soares

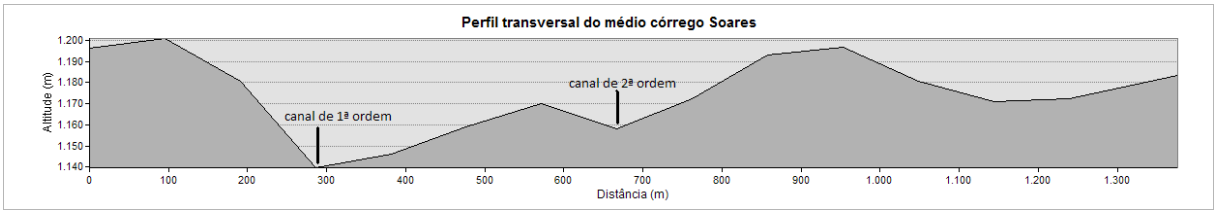


Figura 50. Perfil transversal do médio córrego Soares

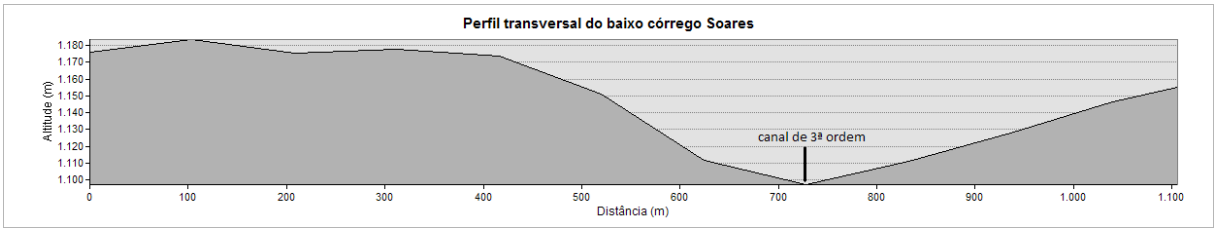


Figura 51. Perfil transversal do baixo córrego Soares

8.2.5. Sub-bacia do córrego Maria Luisa

Esta sub-bacia é a mais próxima da escarpa. Com uma área de 6,75 km^2 tem um formato alongado no sentido sul-norte e drena a margem direita do rio Piranga (FIGURA 52). Possui 17 segmentos fluviais de 1ª ordem, 5 segmentos de 2ª ordem e o seu segmento de 3ª ordem é o maior dentre todas sub-bacias amostradas, com 4,64 km. O somatório da extensão dos canais de drenagem totaliza 16,93 km, também o maior dentre as demais sub-bacias. A densidade de drenagem é de 2,50 km/km^2. O canal principal apresenta um declive de 0,013 (1,3%) enquanto os declives médios dos canais de 1ª, 2ª e 3ª ordem são de 0,077 (7,7%), 0,023 (2,3%) e 0,007 (0,7%) respectivamente. Não há uma tendência decrescente dos gradientes nos conjuntos dos canais de 1ª e 2ª ordens (FIGURA 53). A correlação entre os declives de vertente e os declives de canais é negativa, com um índice de - 0,15, o que significa que enquanto os declives de vertente aumentam na direção de jusante da sub-bacia os declives de canais tendem a diminuir.

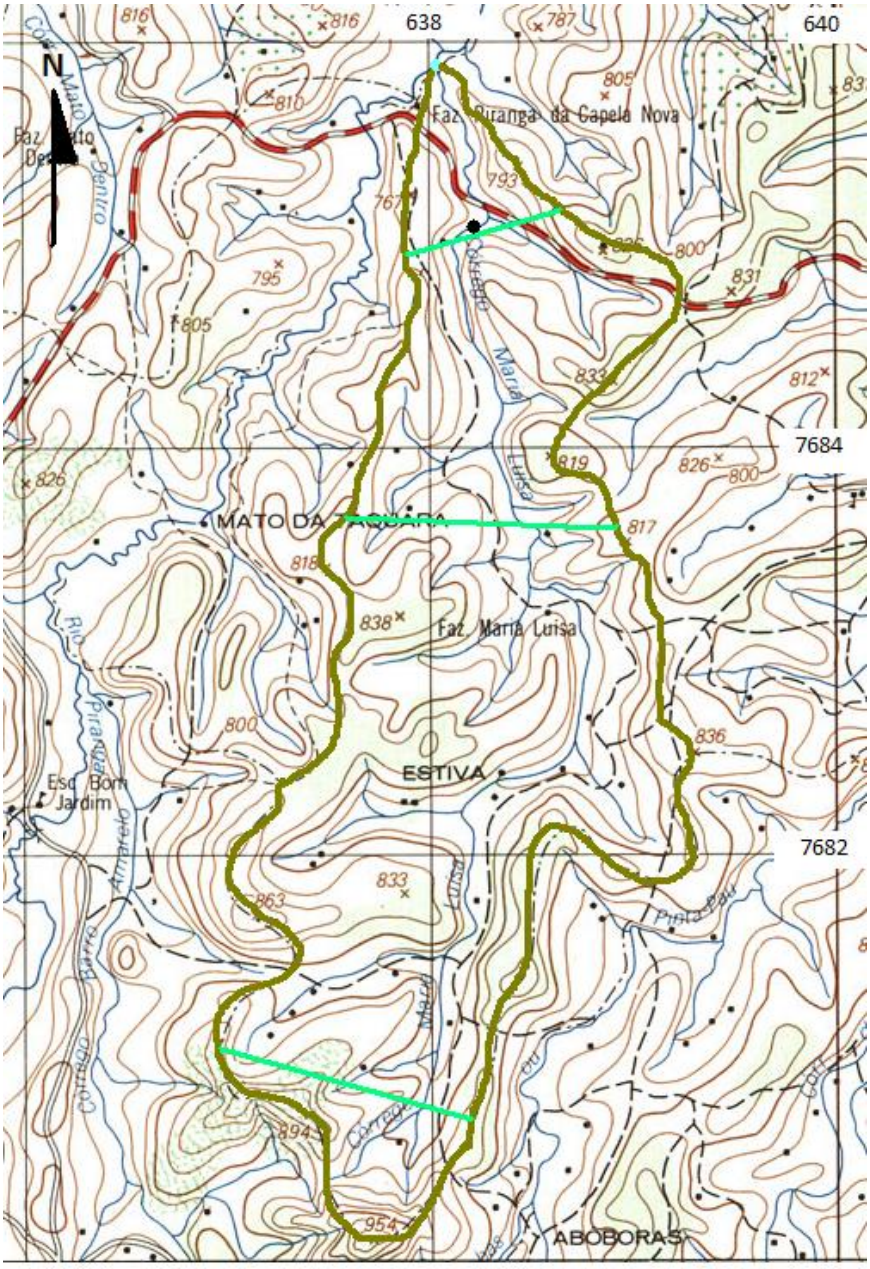


Figura 52. Sub-bacia do córrego Maria Luisa

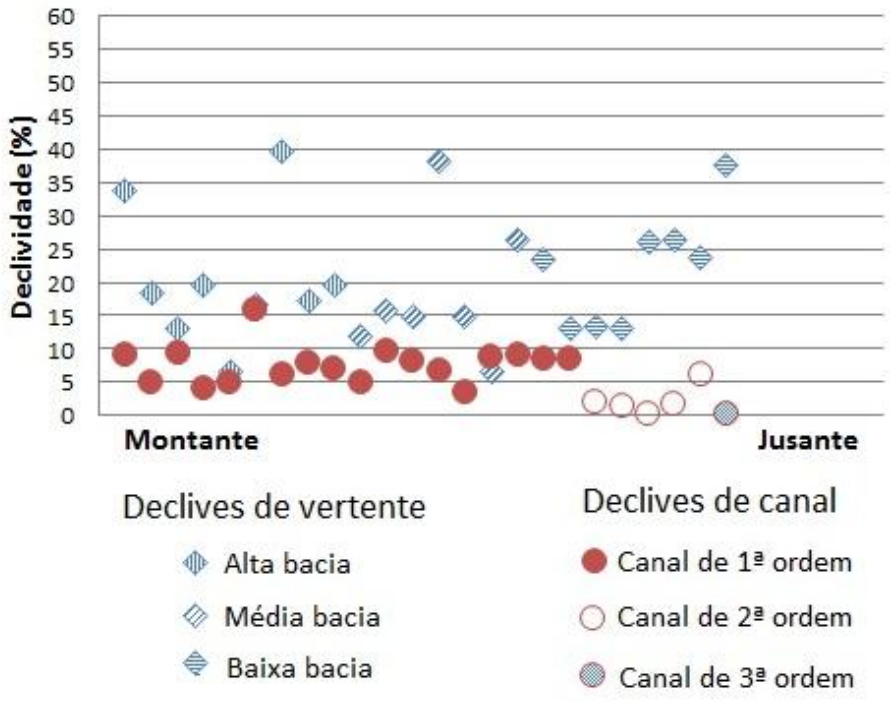


Figura 53. Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Maria Luisa.

O arranjo dos canais demonstra assimetria da bacia justificada pela disposição concentrada de afluentes à margem esquerda do canal principal e pelo menor número e extensão dos afluentes na margem direita. A média bacia apresenta o maior deslocamento em relação ao seu eixo central também justificando tal assimetria.

O perfil longitudinal do córrego Maria Luisa apresenta irregularidades convexas marcantes em seus trechos de alto e médio curso, com uma tendência geral do perfil de ser côncavo. O baixo curso do canal encontra-se abaixo da linha de tendência sem, no entanto, um contorno retilíneo (FIGURA 54).

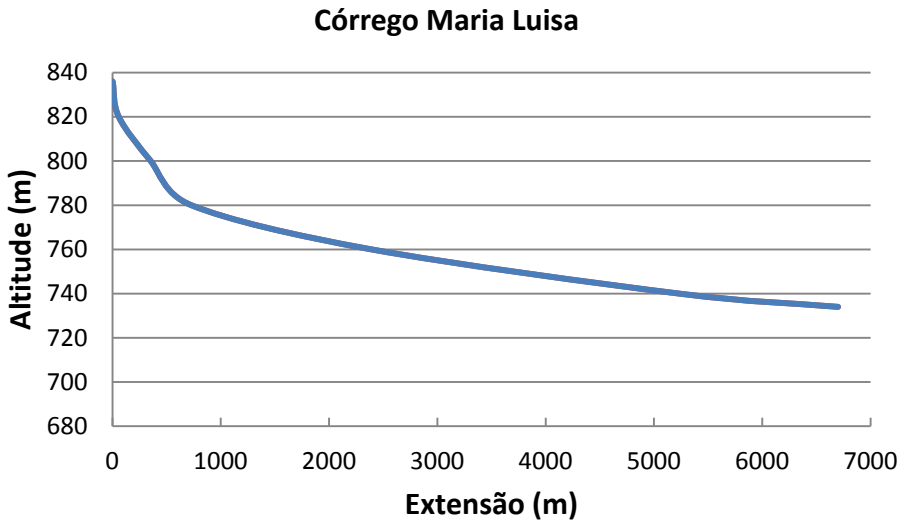


Figura 54. Perfil longitudinal do córrego Maria Luisa

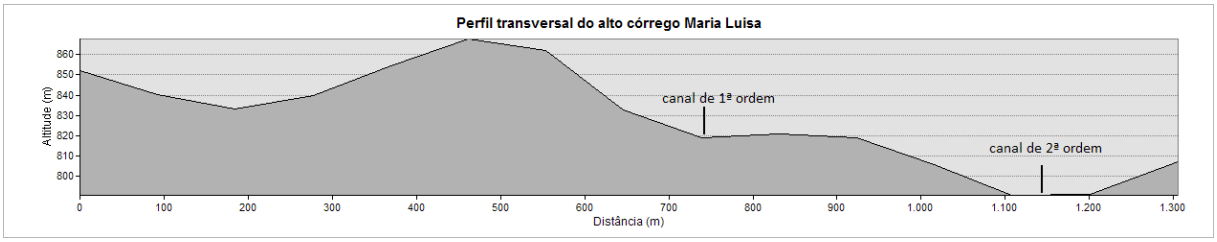


Figura 55. Perfil transversal do alto córrego Maria Luisa

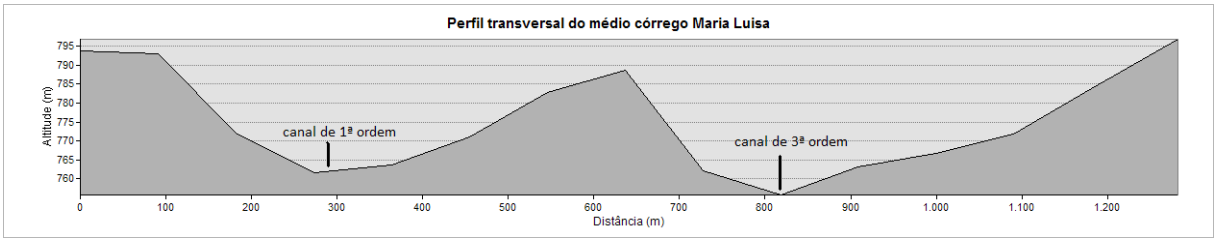


Figura 56. Perfil transversal do médio córrego Maria Luisa

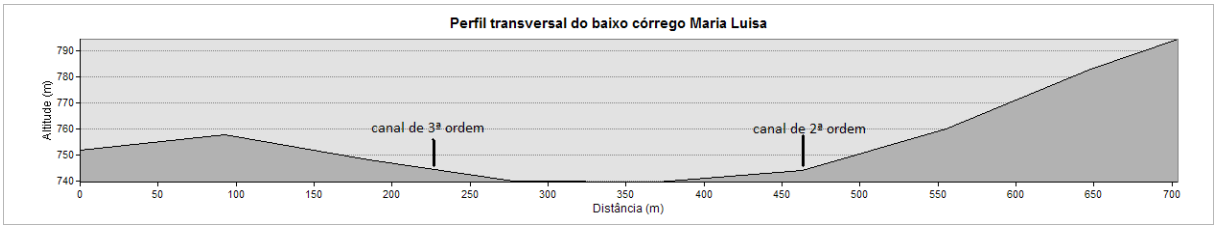


Figura 57. Perfil transversal do baixo córrego Maria Luisa

8.2.6. Sub-bacia do córrego Ponte Funda

A bacia do córrego Ponte Funda encontra-se à margem esquerda do rio Piranga e possui uma área de 5,12 km^2 (FIGURA 58). Com uma rede de drenagem totalizando 15,30 km de canais tem densidade de drenagem de 2,98 km/km^2. Seu curso principal é concordante à direção NW-SE, uma das duas principais direções de lineamentos da área de estudo. É composta por 25 segmentos de 1ª ordem, 6 segmentos de 2ª ordem e o de 3ª ordem perfaz 3,5 km até sua foz. O canal principal possui um declive de 0,025 (2,5%). Os declives médios dos canais de 1ª ordem são de 0,106 (10,6%). Os declives médios dos canais de 2ª e 3ª ordem são de 0,023 (2,3%) e 0,013 (1,3%) respectivamente. A distribuição dos declives dos canais desta sub-bacia demonstra uma tendência contrária ao que seria de se esperar para os canais de 1ª ordem. Ao invés dos gradientes decrescerem no sentido montante-jusante, eles aumentam nesse sentido (FIGURA 59). Existe uma correlação linear negativa de -0,04 entre os declives de vertentes e os declives de canais.

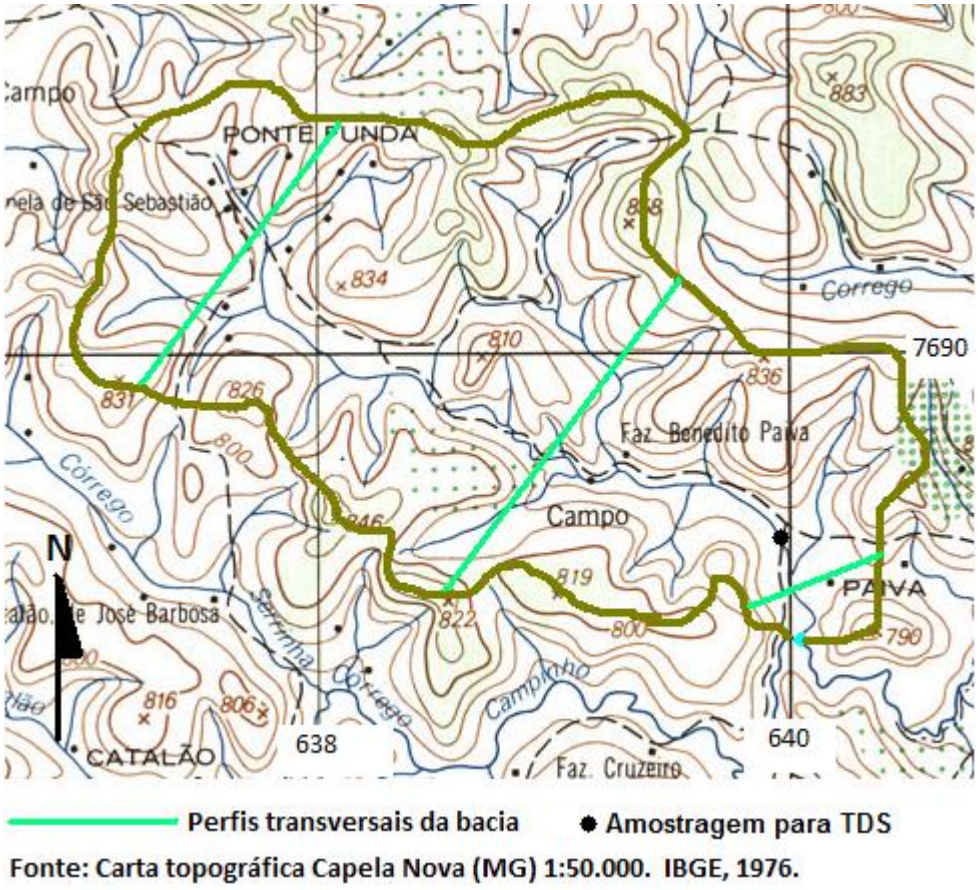


Figura 58. Sub-bacia do córrego Ponte Funda

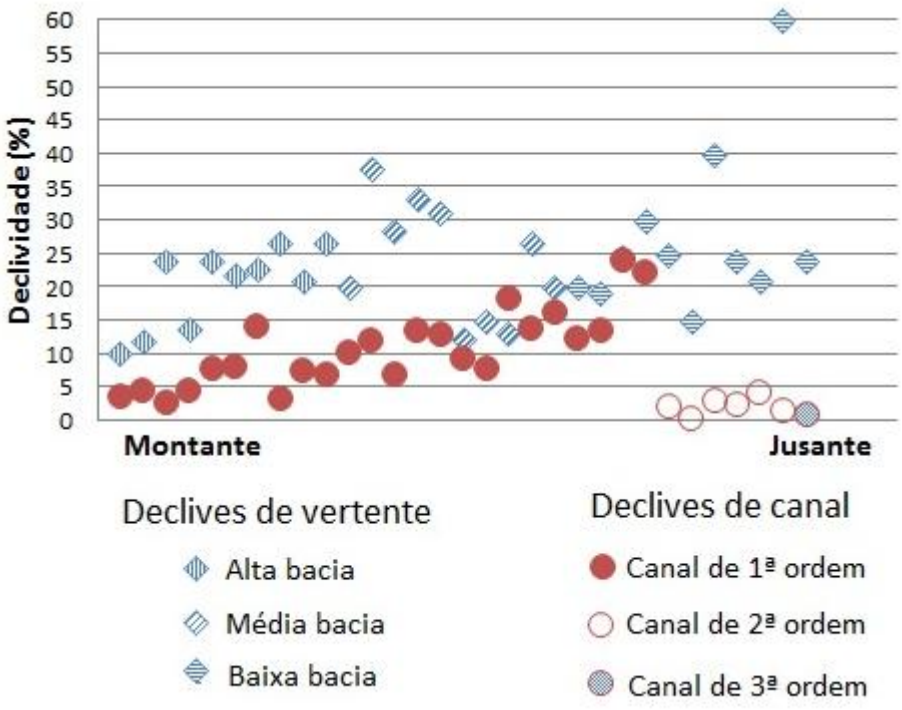


Figura 59. Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Ponte Funda.

A espacialização dos canais concentra maior número de canais de 1ª e 2ª ordens e ramificações à margem esquerda do canal principal. A partir dos divisores da sub-bacia o canal principal encontra-se numa situação de maior proximidade dos divisores da margem direita, ao passo que mais afastado dos divisores da margem esquerda.

O perfil longitudinal apresenta convexidades e concavidades pouco pronunciadas em relação à linha de tendência, à exceção de convexidades significativas nos trechos de alto e baixo curso (FIGURA 60). O vale torna-se mais assimétrico na porção baixa da sub-bacia (FIGURA 63) onde o canal principal se curva para sul. Também estão presentes rupturas de declive nos canais (*knickpoints*).

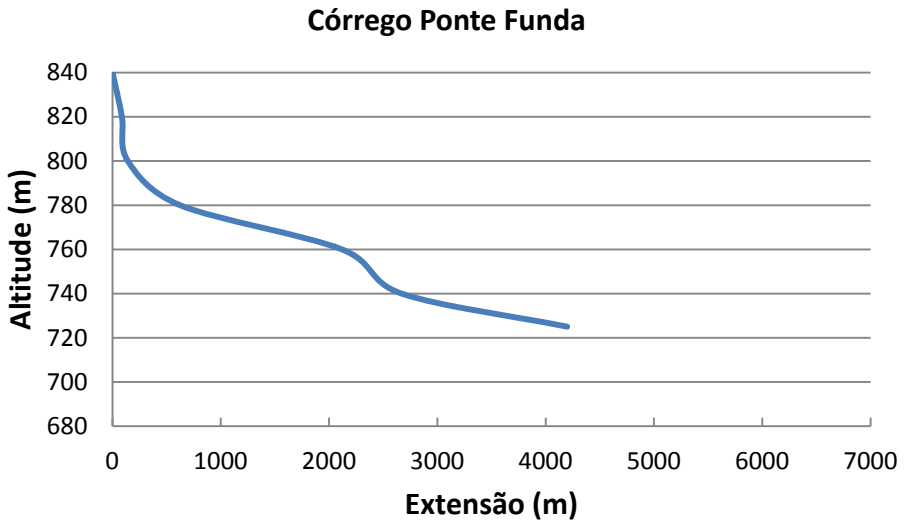


Figura 60. Perfil longitudinal do córrego Ponte Funda

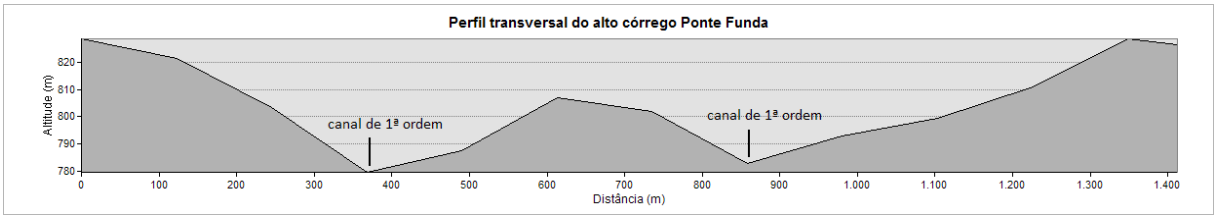


Figura 61. Perfil transversal do alto córrego Ponte Funda

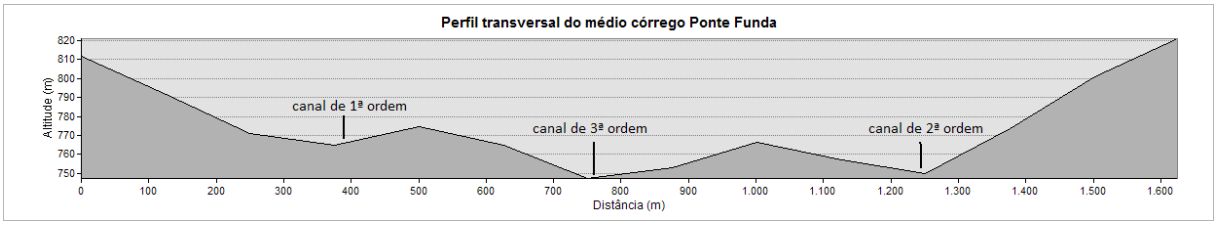


Figura 62. Perfil transversal do médio córrego Ponte Funda

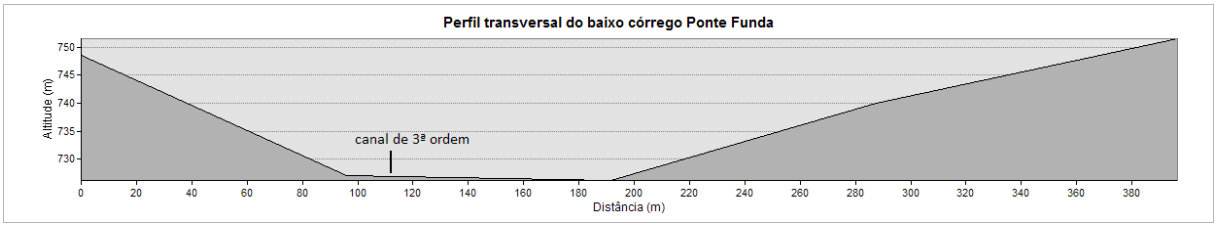


Figura 63. Perfil transversal do baixo córrego Ponte Funda

8.2.7. Sub-bacia do córrego Tiradentes

Com uma área de 2,44 km^2 é afluente da margem direita do rio Piranga (FIGURA 64). Sua rede de drenagem conta com 8 segmentos de 1ª ordem, 2 de 2ª ordem e 1 de 3ª ordem com

1,49 km de extensão. Totaliza uma extensão de 6,96 km de canais. Possui uma densidade de drenagem de 2,85 km/km^2. O canal principal apresenta um declive de 0,029 (2,9%) seguido de declives médios de 0,125 (12,5%), 0,006 (0,6%) e 0,021 (2,1%) por parte dos segmentos de 1ª, 2ª e 3ª ordem, respectivamente. A distribuição dos declives dos canais demonstra uma tendência de decréscimo de gradiente de 1ª para 3ª ordem, como em todos os outros casos. Todavia, também um decréscimo não verificado no conjunto dos canais de 1ª ordem e na relação entre os canais de 2ª ordem e o trecho de 3ª ordem. O trecho de 3ª ordem apresenta um declive maior que o declive médio dos canais de 2ª ordem (FIGURA 65). A correlação entre os declives de vertente e os dos canais é negativa, com um índice de - 0,2.

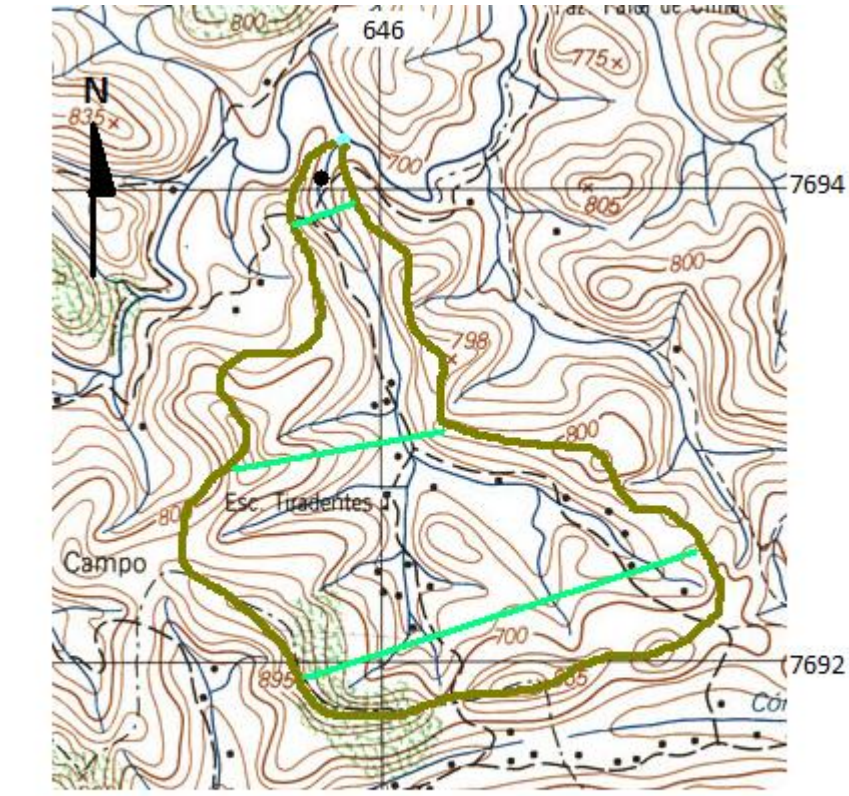


Figura 64. Sub-bacia do córrego Tiradentes

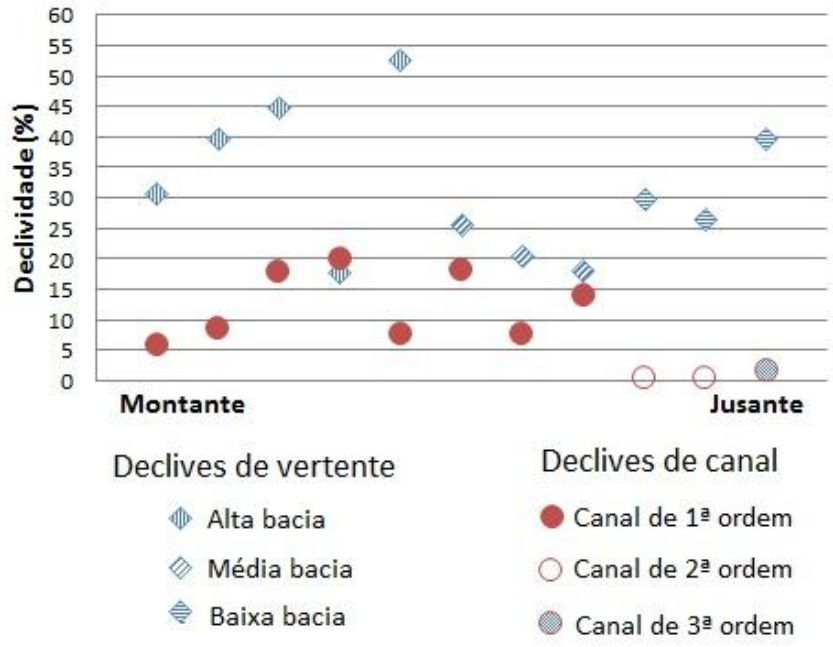


Figura 65. Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Tiradentes.

A espacialização dos canais demonstra ser esta também uma sub-bacia assimétrica. Além da ausência de afluentes no baixo curso da bacia não existem afluentes à margem direita do canal principal. Seu perfil longitudinal apresenta convexidade marcante no trecho de alto curso, enquanto no médio e baixo curso predominam perfis retilíneos separados por um encachoeiramento de cerca de 10 metros de altura (FIGURA 66). Como se trata de um canal que apresenta expressivo encaixamento ao longo de praticamente todo o seu curso pode-se depreender deste perfil longitudinal que trechos retilíneos também estão relacionados à incisão do canal.

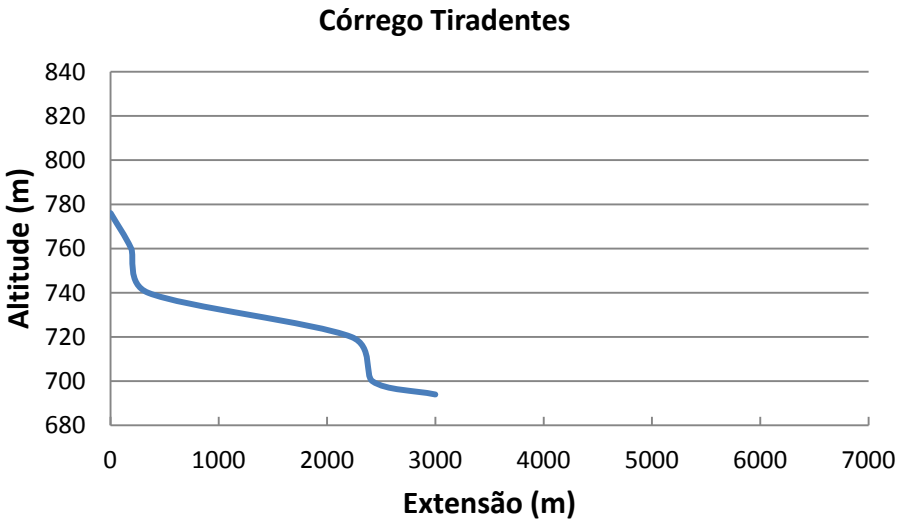


Figura 66. Perfil longitudinal do córrego Tiradentes

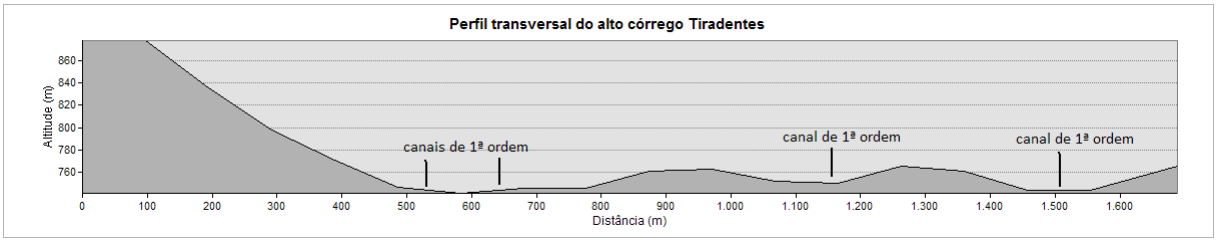


Figura 67. Perfil transversal do alto córrego Tiradentes

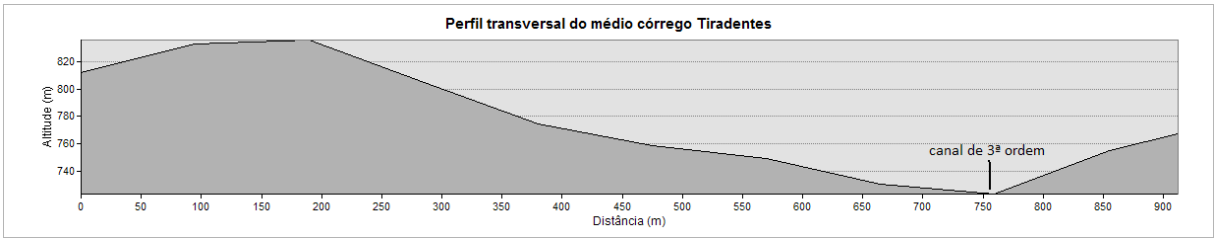


Figura 68. Perfil transversal do médio córrego Tiradentes

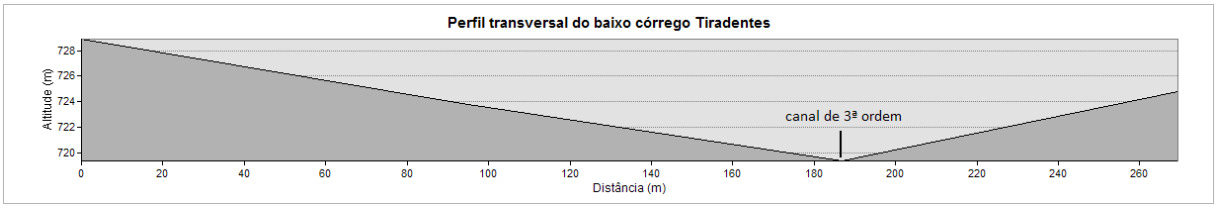


Figura 69. Perfil transversal do baixo córrego Tiradentes

8.2.8. Sub-bacia do córrego Paiol de Cima

O córrego Paiol de Cima é afluente da margem direita do rio Piranga e vizinho à sub-bacia do córrego Tiradentes. Com uma área de 2,63 km^2 e densidade de drenagem de 3,01 km/km^2 essa sub-bacia apresenta 12 segmentos de 1ª ordem, 4 segmentos de 2ª ordem e o segmento de 3ª ordem com 1,98 km de extensão. A espacialização dos canais demonstra uma distribuição mais ou menos equitativa de canais pela média e alta bacia ao contrário da baixa bacia que não possui afluentes à margem esquerda do canal principal (FIGURA 70) indicando uma maior assimetria da sub-bacia em seu baixo curso.

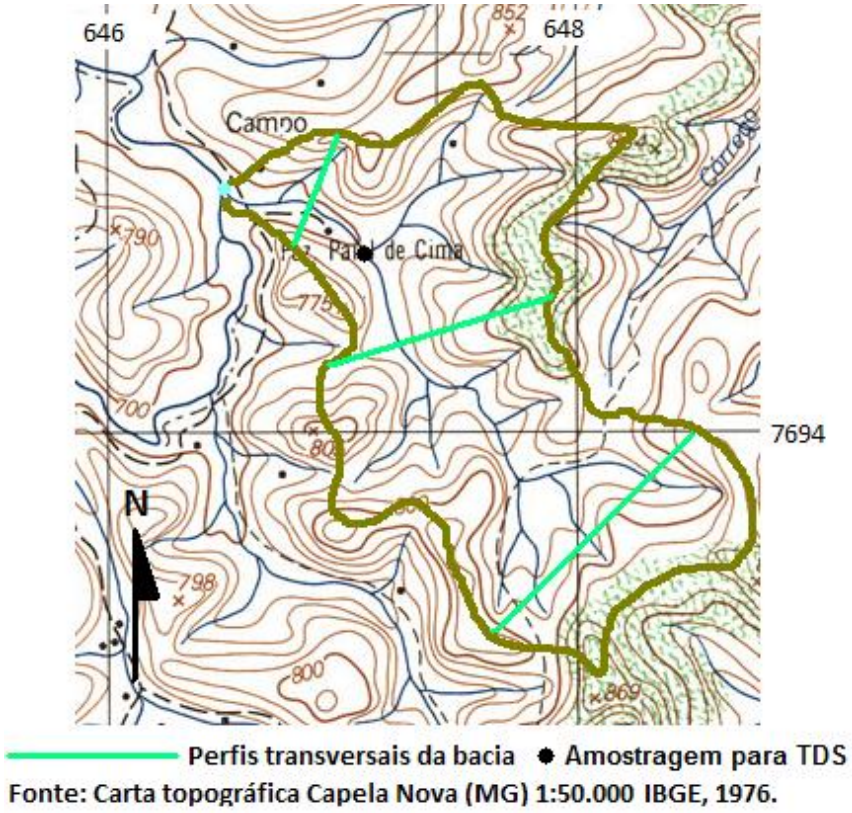


Figura 70. Sub-bacia do córrego Paiol de Cima

O canal principal apresenta o maior declive de todas as sub-bacias verificadas – 0,046 (4,6%) – e corre na direção SE-NW. Os declives médios dos canais de 1ª, 2ª e 3ª ordem são de 0,142 (14,2%), 0,027 (2,7%) e 0,041 (4,1%) respectivamente. A distribuição dos declives dos canais atesta a mesma situação que ocorre na sub-bacia do córrego Tiradentes. No conjunto dos canais de 1ª ordem não há uma tendência de decréscimo dos gradientes. Ao contrário, há um aumento dos gradientes fluviais no sentido montante jusante. O trecho fluvial de 3ª ordem também apresenta um declive maior que o declive médio do conjunto dos canais de 2ª ordem (FIGURA 71). A correlação linear entre os declives de vertente e os declives de canais é negativa, com um índice de -0,13.

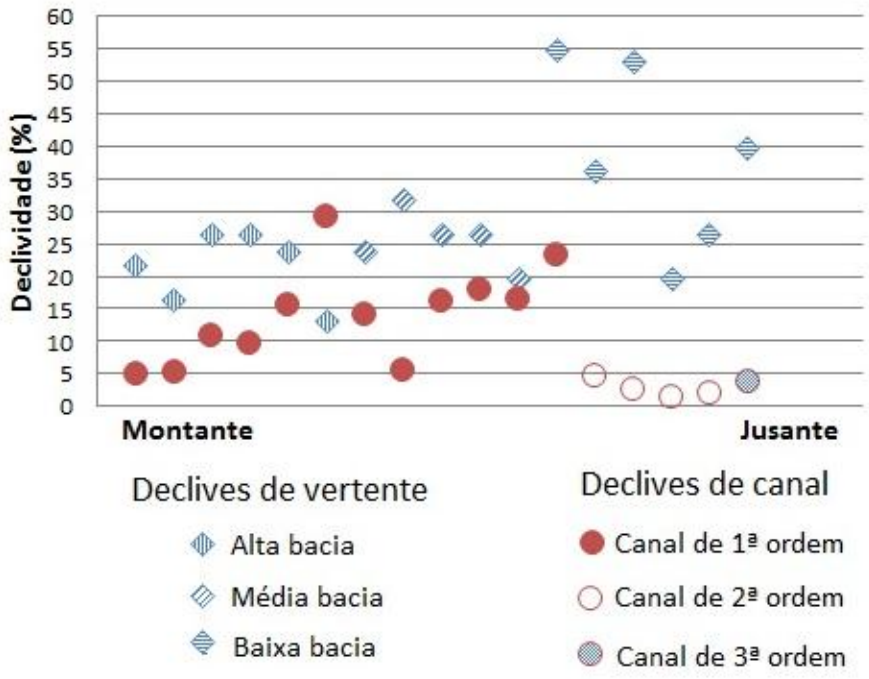


Figura 71. Relação entre declives de vertentes e declives de canais da sub-bacia do córrego Paiol de Cima.

O perfil longitudinal do canal principal apresenta um padrão semelhante ao dos demais canais do planalto inferior. Uma expressiva convexidade no médio-alto curso acompanhada por oscilações côncavas e convexas tênues em relação à linha de tendência a partir daí em direção a jusante. No baixo curso há o predomínio de um perfil retilíneo (FIGURA 72). Os perfis transversais de alta e média bacia mostram vertentes mais declivosas à margem direita do canal principal (FIGURAS 73 e 74).

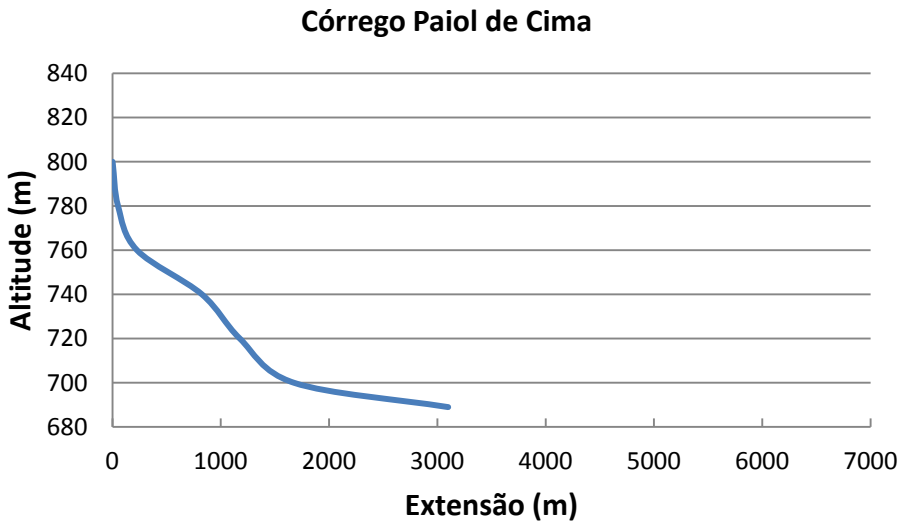


Figura 72. Perfil longitudinal do córrego Paiol de Cima

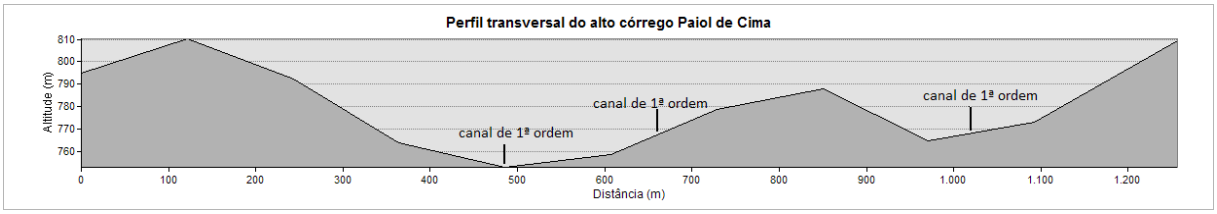


Figura 73. Perfil transversal do alto córrego Paiol de Cima

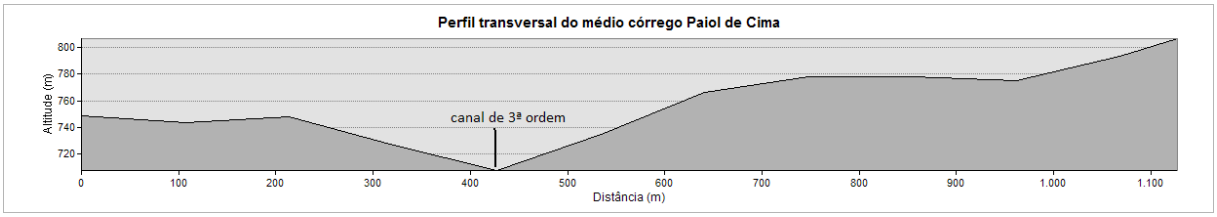


Figura 74. Perfil transversal do médio córrego Paiol de Cima

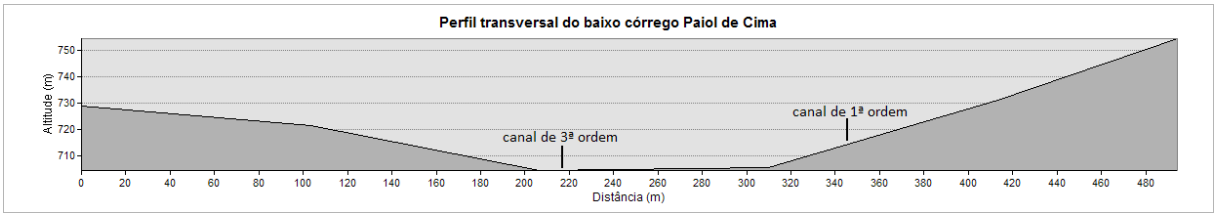


Figura 75. Perfil transversal do baixo córrego Paiol de Cima

8.3. Análise conjunta dos índices morfométricos

Em termos comparativos, a análise conjunta dos índices morfométricos calculados para as sub-bacias de 3ª ordem permite uma melhor síntese dos dados em termos dos compartimentos do alto e do baixo planalto.

A densidade de drenagem não demonstra diferenças significativas entre as bacias do planalto superior e inferior. No entanto, as deste último são todas maiores que as do planalto superior. A diferença entre a maior (3,01 no baixo planalto) e a menor (1,95 no alto planalto) densidade de drenagem é de 1,06 km/km^2. O fato de o planalto superior ter feito parte de outra bacia hidrográfica em tempos pretéritos (bacia do rio Carandaí) pode explicar tal diferença, já que as redes de drenagem do planalto superior e inferior tiveram históricos evolutivos diferentes.

As amplitudes altimétricas dos canais principais são, em média, maiores no planalto superior com exceção para o córrego Lagoa que possui a menor amplitude altimétrica de todas as sub-bacias, com 72 m. A amplitude altimétrica média dos canais principais no planalto superior é de 125,75 m e no planalto inferior é de 105,75 m.

A amplitude altimétrica média das sub-bacias do planalto superior é 205,75 m enquanto a amplitude média no planalto inferior é de 185 m. São maiores no planalto superior e menores no inferior com exceções neste (córregos Maria Luisa e Tiradentes). Apesar da relativamente baixa diferença, a amplitude média bem como as médias altimétricas das sub-bacias parecem indicar um rebaixamento relativo entre estes blocos planálticos que se pode supor anterior à captura do alto rio Piranga. As médias altimétricas das sub-bacias são todas maiores no planalto superior (1114, 1139, 1105 e 1102 m) e menores no planalto inferior (757, 726, 722 e 757 m). A captura teria feito aumentar a diferença altimétrica entre o planalto superior e o inferior em função do aumento de vazão implicado nesse processo, o que explicaria as exceções de amplitude altimétrica média no planalto inferior.

Os gradientes fluviais dos canais principais nas sub-bacias do planalto superior e inferior não apresentam uma distinção clara entre si. A média dos declives dos canais principais no planalto superior é de 0,027 (2,7%) e no planalto inferior de 0,028 (2,8%). Os maiores declives (0,044 – 4,4% e 0,046 – 4,6%) são de córregos localizados respectivamente no planalto superior e inferior. Acreditamos que tal indiferença é reflexo de um estado morfodinâmico em que os canais do planalto inferior tiveram os seus gradientes aumentados após a captura do alto rio Piranga, equiparando-se a partir de então com os canais do planalto superior.

A análise dos declives dos canais de 1ª, 2ª e 3ª ordens de cada sub-bacia demonstra, todavia, um padrão de distribuição irregular no que se refere ao que normalmente seria de se esperar conforme a 3ª lei da composição de drenagem[3] (HORTON, 1945 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1974), a despeito do decréscimo do declive do conjunto de canais de 1ª ordem em relação aos de 3ª ordem. No planalto superior, todos os canais de 1ª ordem das sub-bacias analisadas apresentam uma variação brusca do gradiente inclusive com aumento de gradiente de montante para jusante nas sub-bacias. Em três das quatro sub-bacias do planalto superior alguns segmentos de 2ª ordem apresentam declives mais baixos que o segmento de 3ª ordem. No planalto inferior todas as sub-bacias também apresentam variações bruscas nos gradientes fluviais dentro dos conjuntos de canais de 1ª e 2ª ordens e entre eles. Para os canais de 1ª ordem não há tendência à diminuição dos gradientes de montante para jusante. Ao contrário,

[3] "Em uma determinada bacia há uma relação definida entre a declividade média dos canais de certa ordem e a dos canais de ordem imediatamente superior, que pode ser expressa por uma série geométrica inversa, na qual o primeiro termo é a declividade média dos canais de primeira ordem e a razão é a relação entre os gradientes dos canais" (HORTON, 1945 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1974).

há tendência de aumento dos gradientes de montante para jusante nas sub-bacias dos córregos Lagoa, Soares, Ponte Funda e Paiol de Cima para os canais de 1ª ordem. Destaca-se que a análise por meio da média dos gradientes por conjuntos de canais de 1ª e 2ª ordens não demonstra essa tendência. Tal tendência só foi perceptível a partir da análise de gradientes considerados individualmente.

Os índices de rugosidade são maiores no baixo planalto e menores no alto com uma média de 0,51 e 0,42 respectivamente. A análise espacial desses índices não obedece a um critério comum na sua distribuição, fato que sugere a influência de características inerentes a cada sub-bacia. No entanto, se por um lado os índices das sub-bacias próximas à captura fluvial (córregos Soares, do Açude e Maria Luisa) são mais altos que os daquelas mais afastadas, a exceção, feita pelo córrego Tiradentes que apresenta o mais alto índice de rugosidade, de novo parece sugerir características locais que concorrem para a rugosidade.

A análise conjunta dos índices médios de simetria (adaptado de Cox, 1994) permite dizer que, dentre as sub-bacias analisadas, esses índices podem ser considerados como baixos (0 a 0,33) a médios (0,33 a 0,66). O que significa dizer que a assimetria das sub-bacias é pequena. Os maiores índices são representados por uma sub-bacia no planalto superior (0,38) e uma no planalto inferior (0,41). Não há um padrão espacial na distribuição desse índice. A análise pontual dos índices (Tabela 4) em termos de baixa e alta bacia também não apresenta um padrão espacial de distribuição, ora aumentando ora diminuindo ao longo do percurso jusante – montante. Isso nos faz pensar que a assimetria do canal em relação à bacia é variável de trecho para trecho e que o ajuste do canal seja mais local do que se possa pensar. Dando-se conta de que a simetria das sub-bacias, inicialmente mensurada pela adaptação do índice de Cox (1994), pode ser considerada como baixa a média, optamos por recalcular este parâmetro a partir de um índice diferente: o fator de assimetria da bacia, conforme Keller e Pinter (2002). Este fator de assimetria leva em consideração uma relação entre a área da metade direita do canal principal (Ap) e a área total da sub-bacia (At) pela seguinte formulação: FA = 100.(Ap/At). Os resultados obtidos indicam que a sub-bacia mais assimétrica, a do córrego Tiradentes, encontra-se no planalto inferior onde também se encontra a sub-bacia mais simétrica, a do córrego Ponte Funda vizinha àquela.

Os dois modos de mensurar este parâmetro foram, em termos gerais, concordantes. De acordo com os dois meios de cálculo, a sub-bacia do córrego Tiradentes no planalto inferior foi a que

apresentou o maior grau de assimetria, em termos lineares, conforme Cox (1994), e em termos areais, conforme Keller e Pinter (2002).

Apesar do índice de simetria baixo a médio, a distribuição espacial dos canais dentro das sub-bacias apresenta-se de forma irregular, ora com afluentes concentrados em uma das margens, ora com trechos sem afluente algum. Depreende-se daí que a análise areal da drenagem não pode ser substituída por índices que mensuram variáveis lineares matematicamente.

Tabela 4. Índices de simetria das sub-bacias de análise

Índice de Simetria de Bacia – Is (adaptado de Cox, 1994)											
Jus										**Mont**	**Is médio**
1º pt	**2º pt**	**3º pt**	**4º pt**	**5º pt**	**6º pt**	**7º pt**	**8º pt**	**9º pt**	**10º pt**	**11º pt**	
Sub-bacia córrego Soares											
0,33	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,30	0,20				0,11
Sub-bacia córrego Lagoa											
0,55	0,50	0,50	0,25	0,40	0,08						0,38
Sub-bacia córrego Pinheiro											
0,22	0,34	0,11	0,06	0,11	0,25	0,07	0,14	0,13			0,15
Sub-bacia córrego do Açude											
0,40	0,26	0,42	0,09	0,06	0,17	0,50					0,27
Sub-bacia córrego Maria Luisa											
0	0,75	0,10	0,15	0,34	0,53	0,29	0,39	0,27	0,56	0,33	0,33
Sub-bacia córrego Ponte Funda											
0,33	0,28	0,09	0,25	0,19	0,36	0,25	0,35	0,37	0,20		0,26
Sub-bacia córrego Tiradentes											
0	0,25	0,42	0,65	0,25	0,68	0,66					0,41
Sub-bacia córrego Paiol de Cima											
0,47	0,16	0,50	0,25	0,33	0,11	0,10					0,27

A mensuração do índice de alongamento ou elongação das sub-bacias permite dizer que tanto no planalto superior quanto no inferior tais índices são baixos, o que quer dizer que o alongamento das bacias é pequeno. Os menores valores deste índice são representados por uma sub-bacia no planalto superior (córrego do Açude – 0,59) e outra no planalto inferior (córrego Maria Luisa – 0,53).

O índice de Hack apresentou variações significativas quando calculado para e comparado entre os trechos de alto, médio e baixo curso dos canais principais das oito sub-bacias de 3ª ordem. A distribuição espacial do índice por trechos de alto, médio e baixo curso apresentou um padrão claro, com exceção para o córrego Paiol de Cima no planalto inferior. Sete dos oito canais principais apresentaram um aumento significativo do índice do alto para o médio curso e uma diminuição muito grande do trecho de médio para o baixo curso (FIG 76 e 77). Tendo em vista que o índice de Hack mensura o poder erosivo do canal ou trecho de canal, qual pode ser o significado destes dados? Burbank e Anderson (2001) afirmam que para uma área homogênea, o índice de gradiente do canal de um rio equilibrado (*graded stream*) permanece aproximadamente constante ao longo do seu curso. Contudo não é este o caso verificado para o alto rio Piranga. Citando estudo de Merritts e Vincent (1989) que associa taxas de baixo, médio e elevado soerguimento tectônico de acordo com os índices de gradiente fluvial para sub-bacias na junção tripla de Mendocino na Califórnia, Keller e Pinter (2002) afirmam que zonas com taxas de soerguimento elevadas (3-4 mm/ano) têm gradientes fluviais mais declivosos, maior altimetria e maiores índices de gradiente de canal. Levando-se em consideração as interpretações de Hack (1975) de que altos índices em canais nos Apalaches indicam um rejuvenescimento da rede fluvial e que a grande variação desses indica ajustamento parcial a diferentes resistências litológicas pode-se argumentar em torno de quatro pontos: (i) que a significativa variação dos índices nos trechos médios deve estar relacionada a algum fator que não seja o litológico, já que, em princípio e de acordo com a geoquímica das águas fluviais, as rochas granitoides apresentam uma geoquímica semelhante; (ii) que os baixos índices junto ao rio Piranga (trechos baixos) são indicativos de uma situação de ajuste dos canais a este rio; (iii) que os segmentos de médio curso de sete entre os oito canais são os trechos fluviais que se encontram em franco processo de incisão, dado serem os trechos com índices mais elevados; (iv) que os trechos de alto curso podem não ter alcançado ainda um estágio de reincisão como o que se demonstra para os trechos médios. Estariam os trechos de alto curso ainda adaptados a um antigo nível de base anterior ao início da atual fase morfogenética? Esta é uma suposição para a qual os presentes dados são inconclusivos. A comparação entre o índice de Hack para o canal integral (desde sua nascente mais distante até a foz) com os índices por trechos (SL_a, SL_b e SL_c) permite dizer que para a maioria dos canais principais das sub-bacias é o índice do trecho de baixo curso (SL_c) o que mais se aproxima do índice do canal integral, ou seja, considerando toda sua extensão. Portanto, constata-se que o índice para o canal integral é o mais aproximado do índice para os trechos de baixo curso.

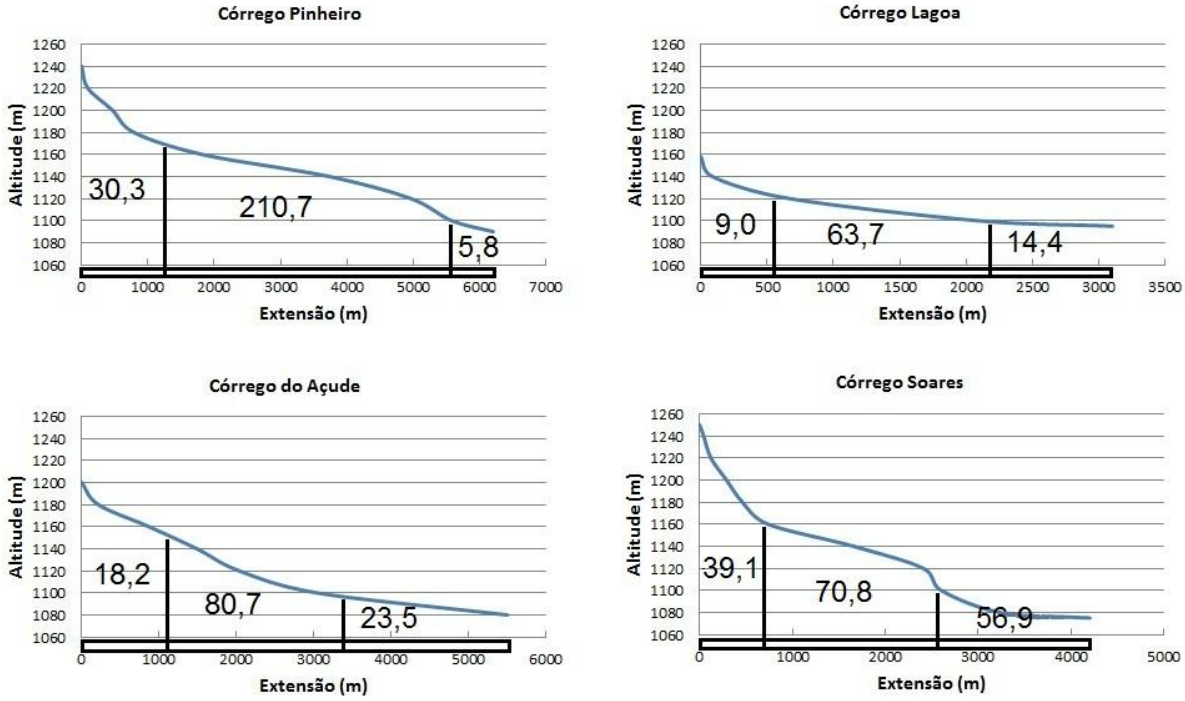


Figura 76. Índices de Hack - canais do Planalto Superior.

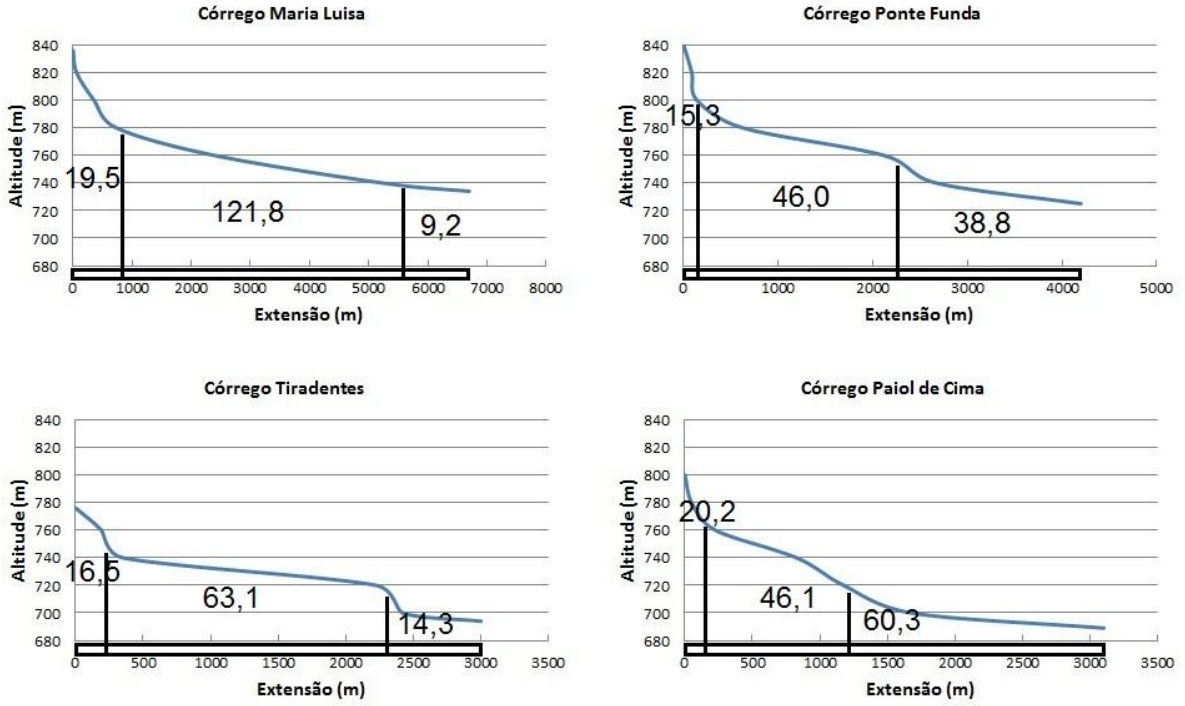


Figura 77. Índices de Hack - canais do Planalto Inferior.

8.4. Dissecação do relevo

A avaliação da dissecação do relevo em termos da dimensão interfluvial média e do entalhamento médio permite dizer que tanto no planalto superior quanto no inferior o grau de dissecação varia de médio a forte, predominantemente, conforme a adaptação da matriz de

dissecação de Ross (2003) por Messias e Garófalo (2013) para a escala de 1:50.000. Ambos compartimentos planálticos apresentam um entalhamento médio dos vales de 40 a 160 metros e dimensão interfluvial média de 250 a 1750 m.

O cálculo do Índice de Rugosidade conforme Christofoletti (1999), em que se considera o produto da amplitude altimétrica (H) pela densidade de drenagem (Dd), foi bastante concordante com a dissecação mensurada por meio do índice de dissecação aprimorado por Ross.

Já a partir da espacialização do Índice de Concentração de Rugosidade – ICR – a mesma análise pode ser feita, com a ressalva, todavia, de que, de acordo com o método estatístico adotado na definição de classes e de sua espacialização tal mapeamento de ICR pode não ser condizente com a realidade, sobretudo em termos de amplitudes espaciais menores. O método estatístico adotado na distribuição espacial das classes do ICR na FIGURA 78 foi o de quebras naturais. Este se mostrou o mais afim à dissecação avaliada manualmente sobre a carta topográfica.

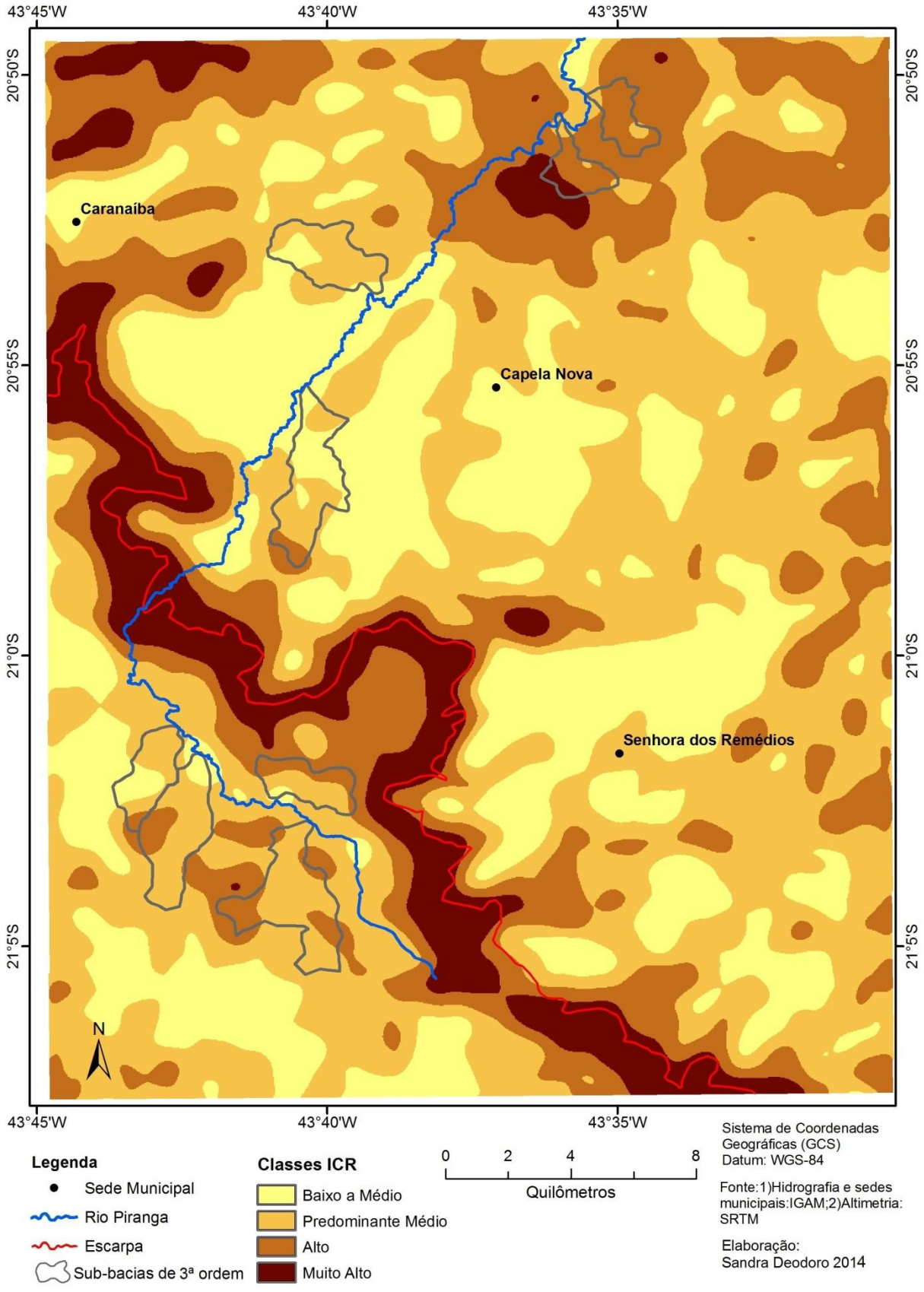


Figura 78. Mapeamento do ICR na alta bacia do rio Piranga.

A avaliação da dissecação permite derrubar a suposição de um processo de rejuvenescimento da paisagem mais avançado no planalto inferior do que no planalto superior. Isto porque as incisões da drenagem não são menos profundas lá que no planalto superior. E em termos energéticos, há uma clara transferência de energia entre os dois compartimentos planálticos da área de estudo, o que reforça a ideia de que a paisagem regional está em processo ativo de desmonte desnudacional.

8.5. Correlação entre a declividade dos canais e a declividade média das vertentes

As Figuras 79 e 80 reúnem as distribuições dos declives das vertentes e dos canais de 1ª, 2ª e 3ª ordens para o planalto superior e inferior e indicam os coeficientes de correlação (r) entre essas variáveis. Os coeficientes de correlação calculados (coeficiente de Pearson) apresentam valores próximos de 0 tanto no planalto superior quanto no planalto inferior, o que por si só demonstra uma baixa correlação entre as variáveis declividade de canal e declividade média de vertente. Isso, segundo Strahler (1977), foge ao que seria de se esperar para canais ajustados ou em equilíbrio. Os coeficientes negativos indicam que enquanto a distribuição dos declives de vertente diminuem de montante para jusante na sub-bacia os gradientes fluviais aumentam nesse mesmo sentido. Os coeficientes positivos e próximos a 0, neste caso, indicam uma baixa correlação positiva entre as variáveis, ou seja, a distribuição dos declives de vertente e do canal tendem a diminuir ou aumentar conjuntamente. A maior correlação positiva (0,25 para o córrego Soares) encontra-se no planalto superior e mais próxima do ponto da captura do alto rio Piranga. A menor correlação é a do córrego Tiradentes (-0,2), a cerca de 15 km a jusante da escarpa. No planalto inferior, apesar de também próximos de 0, todos os índices são negativos o que demonstra que enquanto os declives de canal diminuem os declives de vertente aumentam. A análise dos dados permite dizer ainda que não há diminuição contínua dos gradientes fluviais de montante para jusante. Os declives de vertente em relação aos setores de alta, média e baixa bacia apresentam distribuição aleatória sem um declínio contínuo dessa variável da alta para a baixa bacia.

A análise espacial desses índices por sub-bacia é mais um elemento que corrobora uma reorganização recente da rede de drenagem e da morfodinâmica regionais, para além da área de influência do escarpamento que poderia ser estabelecida supostamente pela faixa de concentração de rugosidade alta (FIGURA 78). Portanto, trata-se de uma morfodinâmica que ultrapassa a questão da retração da escarpa simplesmente.

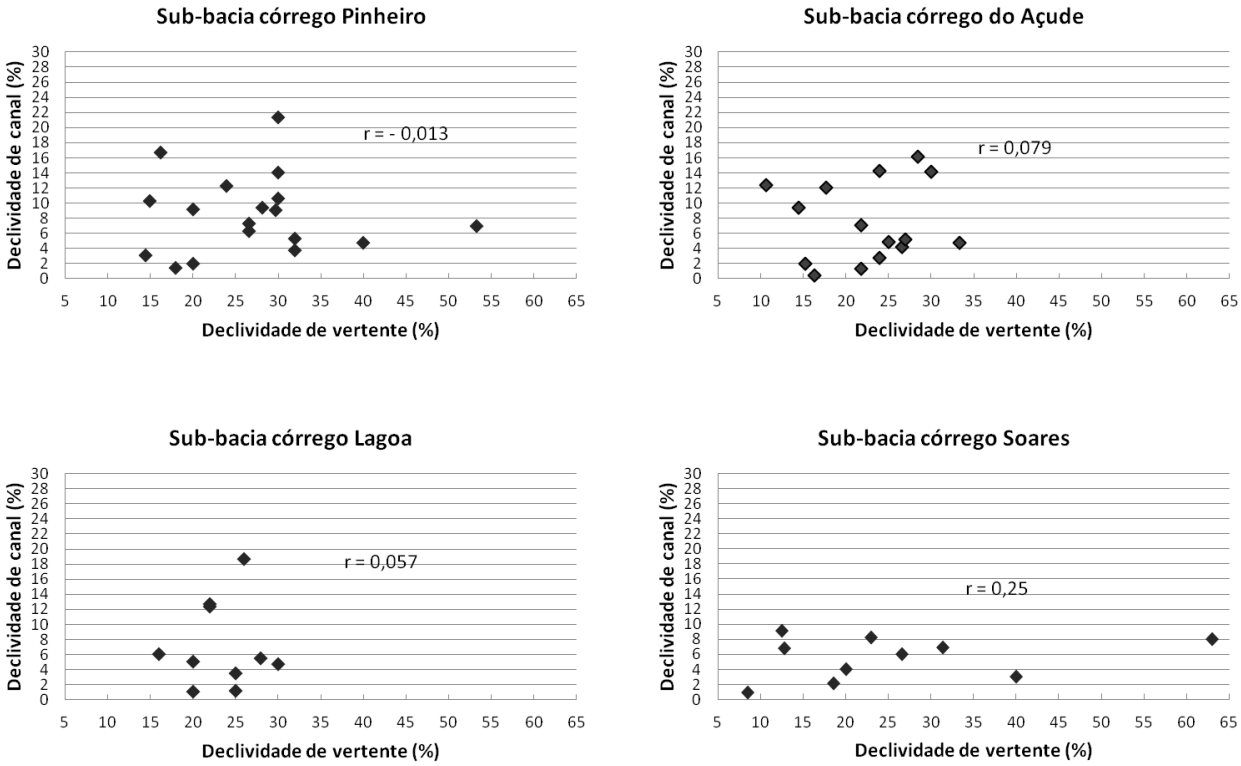


Figura 79. Correlação e coeficiente de correlação de Pearson (r) entre declives de vertente e de canal no planalto superior.

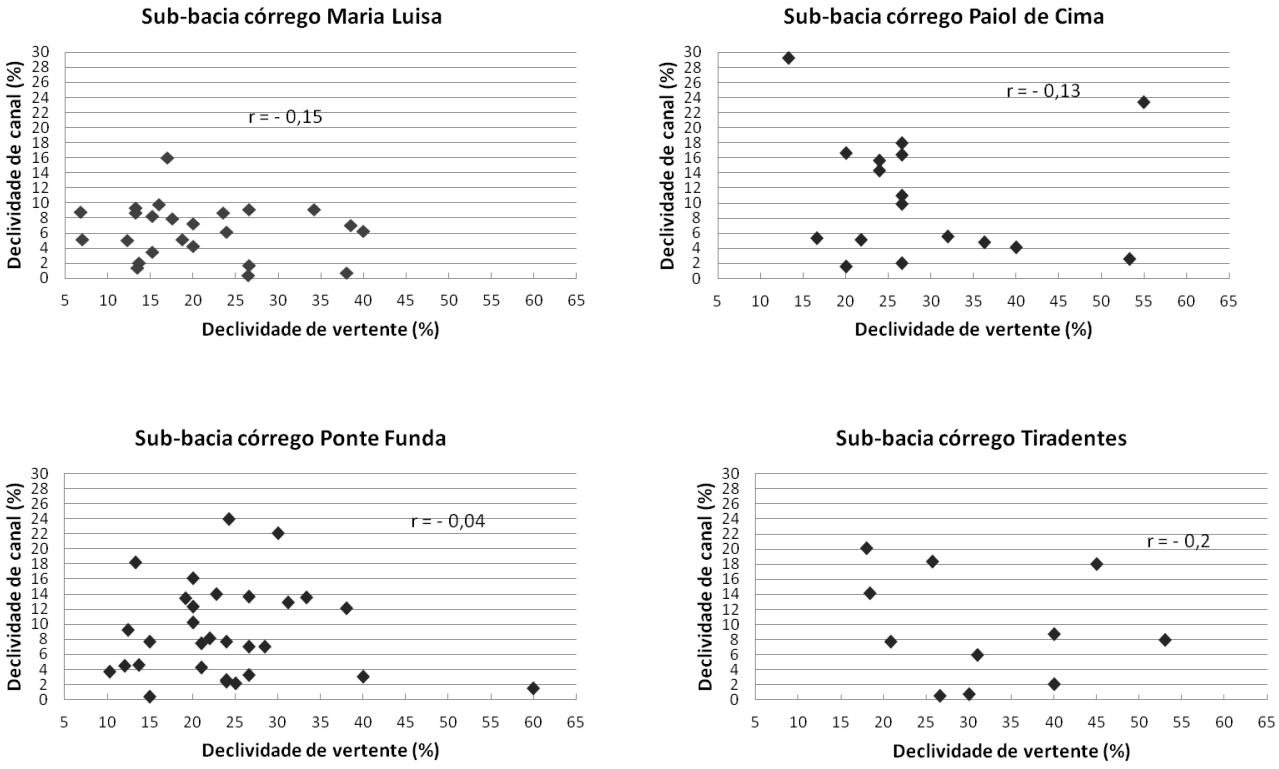


Figura 80. Correlação e coeficiente de correlação de Pearson (r) entre declives de vertente e de canal no planalto inferior.

8.6. Análise morfodinâmica

8.6.1. A questão do escarpamento no contexto temporal evolutivo do relevo

A escarpa que separa o planalto superior e o planalto inferior aparece como uma feição geomorfológica importante para a compreensão da evolução regional do relevo. Embora fuja ao escopo desta pesquisa compreender a gênese do escarpamento em si, algumas considerações são tecidas no que se refere à sua presença em termos da evolução de longo termo do relevo.

Para a análise que interessa mais de perto às questões deste estudo, vale considerar que tal escarpa erosiva, ultrapassando muito em extensão o ponto da captura do alto rio Piranga, é anterior a essa captura, o que significa que, se é que há alguma mudança expressiva na morfologia do escarpamento em função dessa captura o que se pode supor é que esteja relacionada a um aumento da velocidade de retração em função da erosão regressiva das cabeceiras de muitos cursos d'água, o que inclusive pode explicar o seu festonamento, incluindo-se aí o pequeno arco presente na direção nordeste do ponto de captura. A captura aumentou o potencial de incisão dos canais e assim foi mais um fator de aceleração da dinâmica erosiva remontante e recente da escarpa. É, portanto, razoável pensar que a configuração da alta bacia do rio Piranga em seus limites atuais é resultante de uma morfodinâmica marcada, em grande medida, pela erosão regressiva das cabeceiras de drenagem e consequente retração da escarpa que escalona os dois compartimentos planálticos do alto rio Piranga.

A escarpa constitui a barreira que mantém os níveis de base do planalto superior e inferior "separados". Sua morfologia é bem marcada na paisagem por declividades íngremes e é facilmente identificada por um índice muito alto de concentração de rugosidade (FIGURA 78). No entanto, na compreensão do seu processo evolutivo, seu *front* não deve ter estado sempre no mesmo lugar. Dada a dinâmica regressiva e de competição entre as bacias hidrográficas em larga escala, a erosão regressiva das cabeceiras deve ter sido o principal agente morfogenético da escarpa (CHEREM *et al*., 2013), alterando sua linha e sua disposição. As incursões da faixa de ICR baixo a médio na direção da escarpa ilustram esta situação de regressão lateral ao mesmo tempo em que se ampliam e avançam os fundos de vale do planalto inferior (FIGURA 78).

A presença da escarpa por si não é uma forma que marca o desequilíbrio geomorfológico. Todavia, se é que tal condição de desequilíbrio não esteja relacionada também à gênese do

escarpamento, dado ser difícil remontar a esta história que é anterior à captura fluvial, tal escarpa manifesta hoje uma situação de desequilíbrio em meio ao sistema morfodinâmico no qual se encontra.

8.6.2. A questão das vertentes, processos erosivos, suas marcas e o balanço morfogênese/pedogênese.

A análise da distribuição das vertentes na área de estudo demonstra uma marcante heterogeneidade de segmentos de vertentes, apesar da maior frequência de vertentes convexas e retilíneas (Tabela 5). Em muitos perfis côncavos ou convexos de alta vertente são comuns pequenas concavidades aí aninhadas. Frequentemente os perfis de vertente, tanto no planalto superior quanto no inferior, não apresentam em toda sua extensão um mesmo padrão geométrico, sendo comuns segmentos convexos nas porções de alta vertente, com ou sem concavidades aninhadas, e segmentos retilíneos na baixa vertente. A principal conclusão que se aponta a partir disso é que no contexto pós captura fluvial um novo ritmo morfogenético estabeleceu-se nos dois compartimentos planálticos, dando início a uma nova fase morfogenética que está reafeiçoando a morfologia da fase anterior. A morfologia das vertentes de novo nos leva à ideia do trabalho fluvial diferenciado nos dois compartimentos planálticos, sendo que para os canais do planalto inferior ele se manifesta ainda no âmbito das planícies aluviais e não no âmbito do sistema vale-vertentes como um todo como talvez aconteça no planalto superior.

A coexistência de perfis de encosta tão díspares permite supor duas fases morfogenéticas distintas para a área de estudo. Uma relacionada à morfologia anterior à captura fluvial e outra que se inicia a partir desse processo e está atualmente em curso. Esta coexistência suscita a retomada de algumas ideias de Penck (1953) a respeito da transformação e evolução da paisagem geomorfológica a partir das unidades de vertente. A análise morfológica empreendida por Penck é bem clara quanto ao que as unidades de vertente dizem sobre a morfodinâmica e morfogênese no local onde elas ocorrem. Segundo ele, perfis côncavos são os perfis típicos ao longo da evolução do modelado e definem a situação do *waning development* caracterizada pela diminuição relativa das altitudes. A ocorrência de perfis convexos é acompanhada por um aumento na intensidade erosiva e caracteriza situação de *waxing development*, com um aumento da intensidade erosiva e das altitudes relativas (PENCK, 1953).

> A quantidade de rebaixamento é determinada somente pela intensidade da desnudação na interseção das unidades de vertente ...; quanto mais íngremes estas forem nas zonas de interseção, maior o rebaixamento por unidade de tempo; e isso é independente do que está acontecendo nas partes baixas das vertentes e no nível geral de desnudação. Variações na altitude relativa, por outro lado, dependem do comportamento erosivo dos canais e do comportamento erosivo que prevalece nas zonas de interseção. Se a intensidade de erosão diminui, as altitudes se tornam menores. Mas isso não ocorre até que os sistemas de vertente de perfil côncavo tenham se estendido até as partes mais altas, sem necessariamente terem afetado os topos previamente considerados (*waning development*). Se a intensidade erosiva aumenta, aumenta também a altitude relativa. Mas aqui, do mesmo modo, isso não acontece até que o desenvolvimento das vertentes, divididas por rupturas convexas, tenha se estabelecido (*waxing development*). E é somente nestes casos especiais em que vertentes retilíneas, resultantes de uma incisão fluvial uniforme, interseccionam-se nos topos, que as altitudes se mantêm constantes. Então isto não altera nada mais que a inclinação da vertente, não importa o que aconteça durante o tempo em que a intensidade da erosão se mantiver, e nem mesmo quando a desnudação e o rebaixamento das zonas de interseção forem de duração ilimitada (desenvolvimento uniforme) (PENCK, 1953, p.155-156).

A presença de vertentes retilíneas em um contexto no qual a reincisão recente da drenagem parece incontestável não é concordante com a afirmação de que o "rebaixamento por unidade de tempo é independente do que acontece nas partes baixas das vertentes e no nível geral de desnudação" (PENCK, 1953, p.155). Na perspectiva dos fluxos de matéria e energia, a ação dos canais altera primeiramente a morfologia das baixas vertentes e se propaga a partir daí para as porções a montante.

No que se refere à recorrência de anfiteatros aninhados em altas vertentes, questiona-se se tais feições são indicadoras de algum condicionamento tectônico recente? Qual o significado destas reentrâncias em meio a vertentes côncavas, retilíneas e convexas? Estariam elas relacionadas ao reafeiçoamento morfológico da atual fase morfogenética? À primeira vista, embora comuns em amplas áreas de relevo colinoso do Planalto Atlântico, estes anfiteatros apresentam uma clara diferença quando comparados com os que ocorrem na região do médio vale do rio Doce. Ao contrário do alto rio Doce, essas feições têm aí uma comunicação com o segmento de baixa vertente ao qual pertencem, facilitando dessa maneira o escoamento superficial em direção aos talvegues. Pode-se supor que no alto rio Doce essas reentrâncias ainda não se desenvolveram a ponto de estabelecerem uma comunicação caudal com os trechos de baixa vertente? Esta é uma intrigante questão que permanece inconclusiva pelos dados deste estudo.

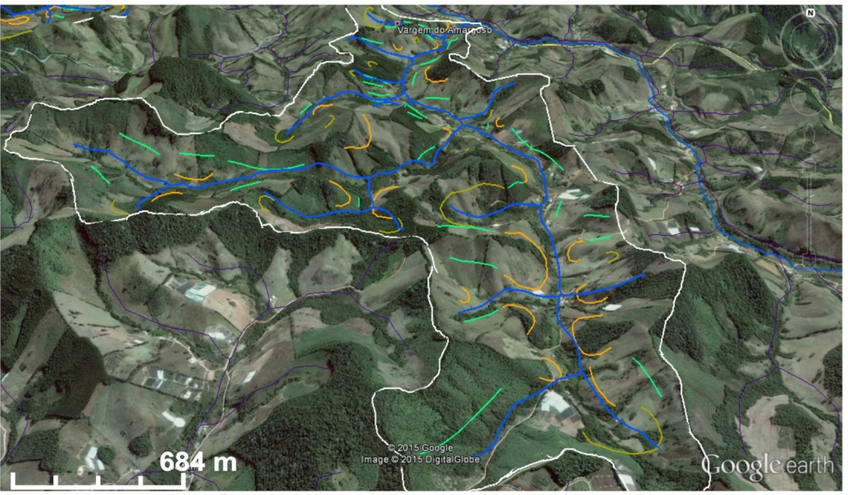
Tabela 5. Número de segmentos de vertente por sub-bacia

SUB-BACIA	SEGMENTO PREDOMINANTEMENTE CONVEXO	SEGMENTO PREDOMINANTEMENTE CÔNCAVO	SEGMENTO PREDOMINANTEMENTE RETILÍNEO
Córrego Pinheiro	21	13	33
Córrego Lagoa	13	5	12
Córrego do Açude	21	10	13
Córrego Soares	12	7	4
Córrego Maria Luisa	22	18	15
Córrego Ponte Funda	21	9	8
Córrego Tiradentes	6	4	13
Córrego Paiol de Cima	14	5	7

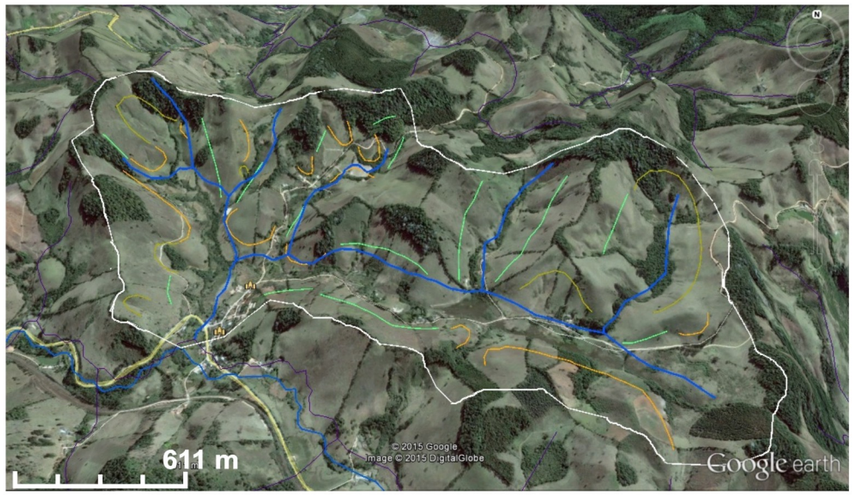
A interpretação dessa distribuição encontra dificuldades de estabelecer uma relação direta com as ideias de Penck (1953) acerca da correspondência entre taxas erosivas, levantamento tectônico e perfil de vertente. Considerando as evidências que suportam uma dissecação do relevo em vigor (*waxing development*) e os fatores incisão fluvial, escoamento superficial e altimetria entende-se que a evolução morfogenética recente da área não dá conta de ser explicada simplesmente pela evolução morfodinâmica das vertentes, estando esta condicionada por processos de maior magnitude e temporalidades diversas, especialmente a captura fluvial, a reorganização da drenagem, o avanço regressivo das cabeceiras e a pedogênese.

A morfologia das vertentes no planalto inferior é indicativa de um maior número de coluvionamentos nas médias e baixas vertentes deste compartimento em relação ao planalto superior. Em alguns lugares há uma clara linha divisória que marca a transição de volumes contidos na base de anfiteatros como, por exemplo, pode-se visualizar na FIGURA 14H. Em outros, a presença de linhas de pedra e horizontes enterrados (FIGURA 86V) também sugere este processo. A ausência de coluviões bem como a de níveis deposicionais fluviais nas vertentes do planalto superior pode estar relacionada ao vigor erosivo e aos maiores declives presentes já desde a fase anterior a captura do alto rio Piranga. Como estas sub-bacias faziam parte da bacia do rio Carandaí possivelmente a morfologia já fosse mais íngreme antes da captura do alto rio Piranga. Durante o período pós-captura fluvial, em função do ajuste da drenagem, os canais entalharam ainda mais os vales encaixados.

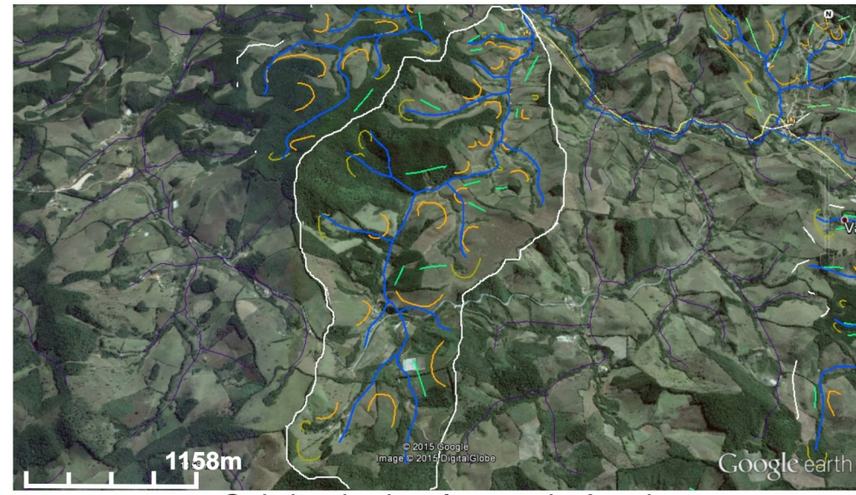
Os cupinzeiros são marcas relacionadas à morfologia de vertentes e vinculadas à incisão fluvial. Por sua localização, demonstram uma morfogênese preponderante à pedogênese. Em muitos vales, a presença de cupinzeiros de coloração acinzentada às margens e acima dos talvegues atuais denota paleoníveis hídricos abandonados. Dispersos por toda a área de estudo acredita-se que os cupinzeiros sejam bioindicadores de um contexto paleoambiental quando os talvegues ocupavam posições altimetricamente superiores às de hoje.



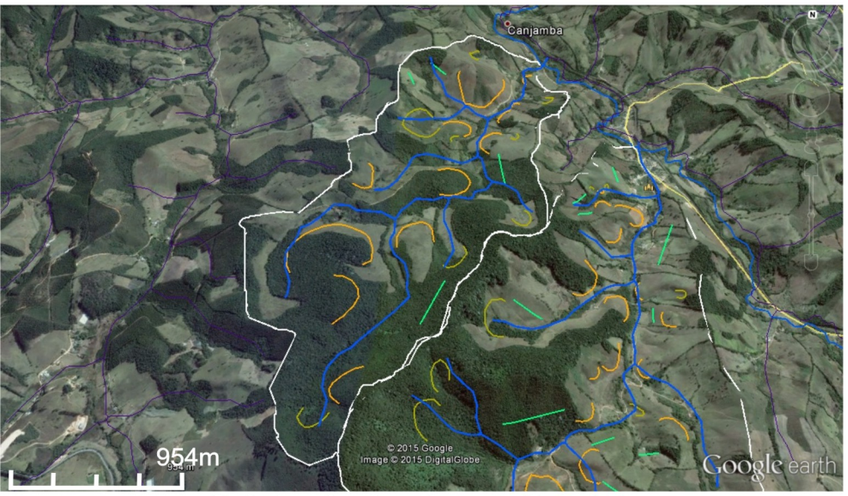
Sub-bacia do córrego Pinheiro



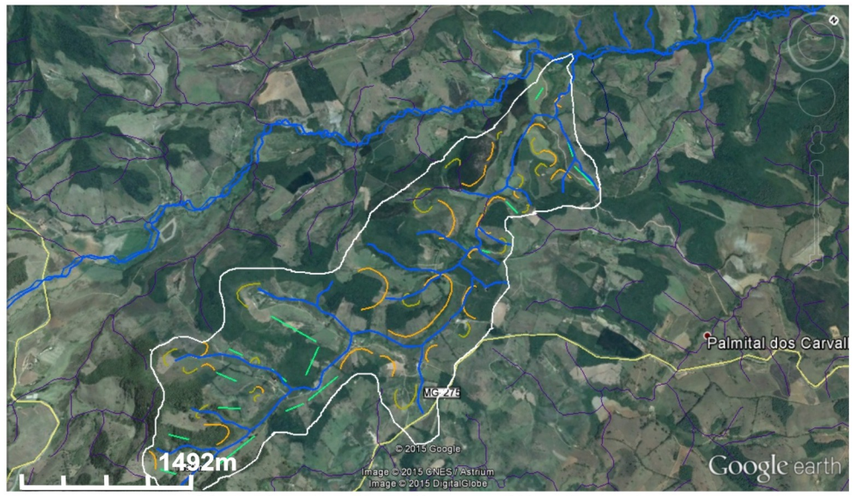
Sub-bacia do córrego Lagoa



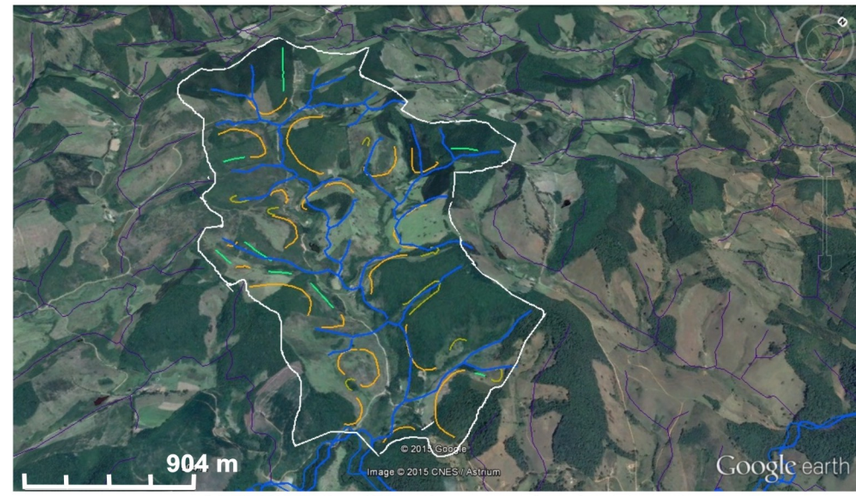
Sub-bacia do córrego do Açude



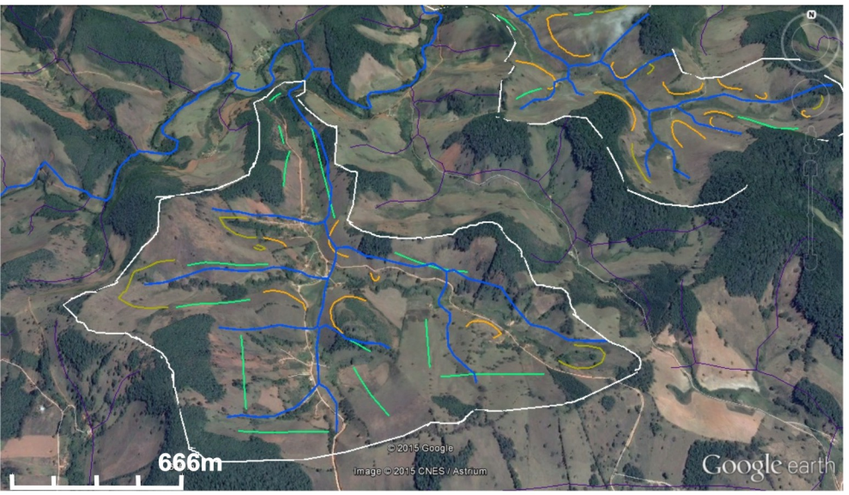
Sub-bacia do córrego Soares



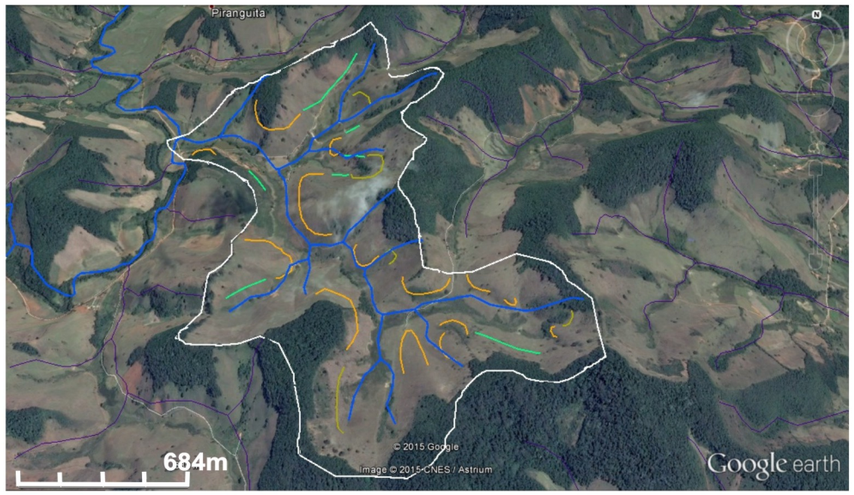
Sub-bacia do córrego Maria Luisa



Sub-bacia do córrego Ponte Funda



Sub-bacia do córrego Tiradentes



Sub-bacia do córrego Paiol de Cima

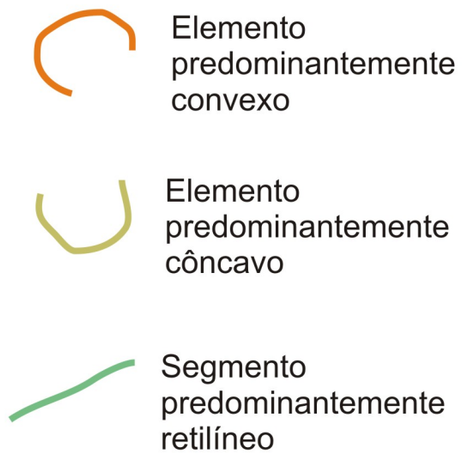


Figura 81. Tipologia de vertentes nas sub-bacias de 3ª ordem

Em termos das marcas erosivas expostas no contexto regional pode-se dizer que a maioria das cicatrizes de movimentos de massa encontra-se próxima a cortes de estrada (FIGURA 14I), sendo pouco frequentes as cicatrizes recentes de movimentos de massa nas altas vertentes. Daí apenas se conclui que muitas destas feições não servem como indicadoras para a análise morfodinâmica e morfogenética da área de estudo na perspectiva do equilíbrio morfológico.

8.7. Geoquímica das águas fluviais e desnudação

A geoquímica das águas fluviais dos pontos amostrados é apresentada nas Tabelas 6 e 7, a seguir. A concentração média de sólidos totais dissolvidos para os canais do planalto superior e inferior é de respectivamente 13,10 e 11,20 g/m^3 na estação úmida (verão) e de 11,96 e 14,78 g/m^3 respectivamente na estação seca (inverno).

As concentrações dos íons mais representativos[4] nas amostras encontram-se na seguinte ordem decrescente para a maioria dos pontos amostrados ao final da estação chuvosa: $SiO_2 > Na^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$; e na seguinte ordem ao final da estação seca para a maioria: $SiO_2 > Na^+ > Ca^{2+} > K^+ > Mg^{2+} > Fe$.

Para todas as sub-bacias amostradas, tanto no inverno quanto no verão, a quantidade de SiO_2 é sempre maior que a de Na^+ que é sempre maior que a de Ca^{2+}. Esta maior concentração de sódio e cálcio em relação ao potássio é condizente com uma mineralogia de rochas cuja composição mineralógica é representada principalmente por plagioclásios (feldspatos sódio-cálcicos). A variação de concentrações ora maiores de Fe, Mg^{2+} ou K^+ entre si e menores em relação ao Ca^{2+} sugere a presença de minerais acessórios diferenciados na rocha ou a formação de minerais secundários diferenciados no manto de alteração.

A análise da amostra rochosa por fluorescência de raios X demonstrou concordância entre o que está contido na rocha e o que se encontra dissolvido nas águas fluviais. Com a exceção do alumínio que, apesar de figurar em índice significativo na rocha, quase não aparece dissolvido nas águas, o que provavelmente deve ser reflexo da sua fixação na formação das argilas no manto de alteração.

[4] Os parâmetros alcalinidade de carbonato, Alumínio, Berílio, Bismuto, Boro, brometo, Cádmio, Chumbo, cloreto, Cobalto, Cobre, Cromo, Escândio, Estanho, Estrôncio, fluoreto, Lantânio, Lítio, Molibdênio, Níquel, ortofosfato, Tálio, Telúrio, Titânio, Tório, Tungstênio, Urânio, Vanádio, Ytrio, Zinco e Zircônio não foram detectados de acordo com os limites de detecção do Standard Methods for The Examination of Water and Wastewater, 22st (2012).

Para o cálculo da desnudação geoquímica anual os dados do córrego Paiol de Cima foram desconsiderados por conta da incerteza em termos da área de representação dos dados e da vazão a partir do ponto amostrado, já que o local apresenta intervenções antrópicas no curso d'água que parecem ter influenciado a medida da vazão na estação seca e na chuvosa. A vazão do córrego Maria Luisa no período seco foi estimada a partir das vazões dos períodos seco e úmido dos córregos Ponte Funda e Tiradentes. Não foi possível mensurar diretamente a vazão no baixo curso do córrego Maria Luisa no período seco por conta do impedimento do fluxo por parte da grande quantidade de vegetação brejosa.

Tabela 6 – Concentração dos elementos químicos nas amostras fluviais coletadas no fim do período úmido – verão (data da coleta: 11 e 12 de março de 2014)

Componente Químico (mg/L)	Planalto Superior				Planalto Inferior			
	C. Soares*	C. do Açude	C. Lagoa	C. Pinheiro**	C. Maria Luisa	C. Ponte Funda	C. Tiradentes	C. Paiol de Cima
Alumínio (Al^{3+})	0,39	<0,05	<0,05	0,92	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Bário	0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	0,04	<0,02	<0,02
Cálcio (Ca^{2+})	1,32	1.05	0.82	1,41	1.12	1.11	2.48	0.72
Ferro	1,14	0.14	0.13	1,66	0.14	0.23	0.25	0.14
Magnésio (Mg^{2+})	0,58	0.68	<0.5	0,75	0.75	0.69	1.79	<0.5
Manganês	<0,025	<0.05	<0.05	0,08	0.24	<0.05	0.05	<0.05
Nitrato (NO_3^-)	Não mensurado	<0.2	<0.2	Não mensurado	<0.2	<0.2	0.39	<0.2
Nitrito(NO_2^-)	Não mensurado	<0.02	<0.02	Não mensurado	<0.02	<0.02	0.08	<0.02
Potássio (K^+)	0,61	0.67	0.31	0,66	<0.25	0.32	1.01	<0.25
Sílica (SiO_2)	6,63	8.65	6.79	9,59	5.46	7.00	6.68	4.76
Sódio (Na^+)	1,60	2.19	1.72	1,85	1.59	2.34	3.05	2.82
Sulfato(SO_4^{2-})	Não mensurado	1.68	1.66	Não mensurado	1.66	1.65	1.72	1.65

*/** Amostras coletadas em 20/02/2015

Tabela 7 – Concentração dos elementos químicos nas amostras fluviais coletadas no fim do período seco – inverno (data da coleta: 05 e 06 de agosto de 2014)

Componente Químico (mg/L)	Planalto Superior				Planalto Inferior			
	C. Soares	C. do Açude	C. Lagoa	C. Pinheiro	C. Maria Luisa	C. Ponte Funda	C. Tiradentes	C. Paiol de Cima
Alumínio (Al^{3+})	<0,05	<0,05	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Bário	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,07
Cálcio (Ca^{2+})	1,21	1,36	1,49	1,39	0,68	1,52	2,64	3,08
Ferro	0,12	0,17	0,24	0,20	<0,1	<0,1	0,30	0,37
Magnésio (Mg^{2+})	<0,5	0,53	<0,5	0,71	<0,5	0,74	1,68	1,62
Manganês	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,27
Nitrato (NO_3^-)	0,53	<0,2	<0,2	0,24	<0,2	<0,2	0,91	<0,2
Nitrito(NO_2^-)	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Potássio (K^+)	0,64	0,95	0,47	0,63	0,26	0,46	0,90	1,69

Sílica (SiO_2)	7,24	6,22	7,59	7,67	6,33	6,81	7,86	8,89
Sódio (Na^+)	2,03	2,41	2,24	2,15	2,28	2,78	3,24	4,58
Sulfato(SO_4^{2-})	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1

As tabelas 8 e 9 apresentam os dados de vazão, taxa de desnudação geoquímica e estimativa de rebaixamento do relevo para as sub-bacias analisadas.

Tabela 8 – Área da bacia, vazão e vazão específica dos pontos amostrados

Sub-bacia	Área da bacia (km^2)	Vazão (m^3/s)		Vazão (L/s)		Vazão média anual (m^3/s)
		Verão	Inverno	Verão	Inverno	
Córrego Pinheiro	7,90	0,105	0,050	105	50	0,077
Córrego Lagoa	3,44	0,056	0,030	56	30	0,043
Córrego do Açude	6,34	0,173	0,074	173	74	0,123
Córrego Soares	3,68	0,082	0,070	82	70	0,076
Córrego Maria Luisa	6,75	0,167	Estimada em 0,097	167	97	0,132
Córrego Ponte Funda	5,12	0,084	0,011	84	11	0,047
Córrego Tiradentes	2,44	0,044	0,012	44	12	0,028
Córrego Paiol de Cima	Descartada pela falta de representatividade em função das intervenções antrópicas no curso d'água					

Tabela 9 – Taxas de desnudação geoquímica e rebaixamento do relevo das sub-bacias

TAXAS	Planalto Superior				Planalto Inferior			
	C. Soares	C. do Açude	C. Lagoa	C. Pinheiro	C. Maria Luisa	C. Ponte Funda	C. Tiradentes	C. Paiol de Cima
TDS verão (carga total dissolvida – mg/L ou g/m^3	12,29	13,38	9,77	16,95	9,30	11,73	15,31	8,44
Desnudação semestral verão – ton/sem.km^2	4,32	5,76	2,51	3,55	3,63	3,04	4,36	-
TDS inverno (carga total dissolvida – mg/L ou g/m^3	11,27	11,67	12,12	12,79	9,57	12,34	16,66	20,57
Desnudação semestral inverno – ton/sem.km^2	3,38	2,15	1,67	1,28	2,17	0,42	1,30	-
Desnudação geoquímica anual t/km^2.ano	7,70	7,91	4,18	4,83	5,80	3,46	5,65	-
Estimativa de rebaixamento do relevo (mm/ka ou m/Ma)	2,85	2,93	1,55	1,79	2,15	1,28	2,09	-

A comparação entre a desnudação geoquímica anual e a estimativa da taxa de rebaixamento do relevo é equivalente para cada sub-bacia, como seria de se esperar (FIGURA 82). Todavia, não é possível estabelecer uma variação da taxa de desnudação com a localização das sub-bacias no contexto do alto rio Piranga, nem com a sub-compartimentação planáltica da região. Não é possível dizer, por exemplo, que há um aumento ou diminuição da desnudação de montante para jusante. Isto nos leva a crer que a desnudação geoquímica tem mais a ver com características locais dentro de cada sub-bacia, características que os dados levantados não permitem inferir. A própria variação das taxas dentro dos conjuntos pertencentes ao planalto superior e inferior confirma tal afirmação e, da mesma maneira que a dissecação do relevo, não permite supor um processo de rejuvenescimento maior no planalto superior do que no inferior.

A comparação entre as taxas desnudacionais e a estimativa de rebaixamento do relevo da região com taxas de outras regiões acaba levando a crer que a variação dessas taxas deve-se a fatores locais. Taxas erosivas calculadas por meio de ^{10}Be para sub-bacias em domínio não glacial e tectonicamente ativo da Cordilheira dos Himalaias entre o Tibet e a Índia por Diestsch *et al*. (2015) atestam valores que variam entre 0,8 e 2,0 m/Ma. Portanto, por vezes menores ou muito próximos das taxas de rebaixamento atual do alto rio Piranga, entre 1,28 e 2,93 m/Ma. Vale considerar que o rebaixamento do relevo em m/Ma, estimado a partir da desnudação geoquímica fluvial, omite a estimativa da erosão mecânica que, sem dúvida, é o principal mecanismo de desnudação das paisagens continentais. Diferente das taxas erosivas de longo termo mensuradas por isótopos cosmogênicos que consideram o papel da erosão mecânica. As taxas erosivas de longo termo, baseadas na análise de ^{10}Be em sedimentos fluviais, e calculadas por Salgado *et al*. (2012) dentro do compartimento do planalto superior abrangido pela área deste estudo foram de 10,74 e 11,95 m/Ma. A comparação das taxas apresentadas neste estudo com as dos referidos autores sustentam a interpretação de que o papel da erosão mecânica na região é muito importante e de grande significado para a morfogênese. O que está de acordo com os vários indícios de campo que sustentam uma morfodinâmica ativa para o alto rio Piranga.

Cherem *et al*. (2012) calcularam as taxas médias de rebaixamento do relevo para sub-bacias próximas a área deste estudo a partir do levantamento das taxas de sólidos totais dissolvidos (desnudação geoquímica) nas águas fluviais. Também em litologia granitoide, no verão as bacias das terras altas apresentaram desnudação química semestral entre 2,0 e 8,0 t/sem.km^2 e no inverno entre 0,5 e 3,9 t/sem.km^2 (CHEREM *et al*., 2012, p.81). A desnudação geoquímica

mensurada para as sub-bacias do planalto superior e inferior encontram-se nas faixas de 2,51 a 5,76 t/sem.km^2 no verão e 0,42 a 3,38 t/sem.km^2 no inverno; resultados, no geral, concordantes com os do autor mencionado.

Naturalmente é preciso cautela ao interpretar estes dados já que, além de um conjunto pequeno, a taxa de desnudação geoquímica atual e a estimativa de rebaixamento atual do relevo, como o próprio nome diz, refletem uma taxa momentânea e que pode apresentar variações segundo condicionantes de variadas naturezas, como por exemplo, a pluviometria ou a espessura do manto de alteração. Em escalas temporais de 10^3 a 10^5 anos taxas erosivas não uniformes podem ser reflexo de variados fatores, incluindo o clima (HUNTINGTON *et al*., 2006), falhamento (RIEBE *et al*., 2001) e competência fluvial (FINNEGAN *et al*., 2008).

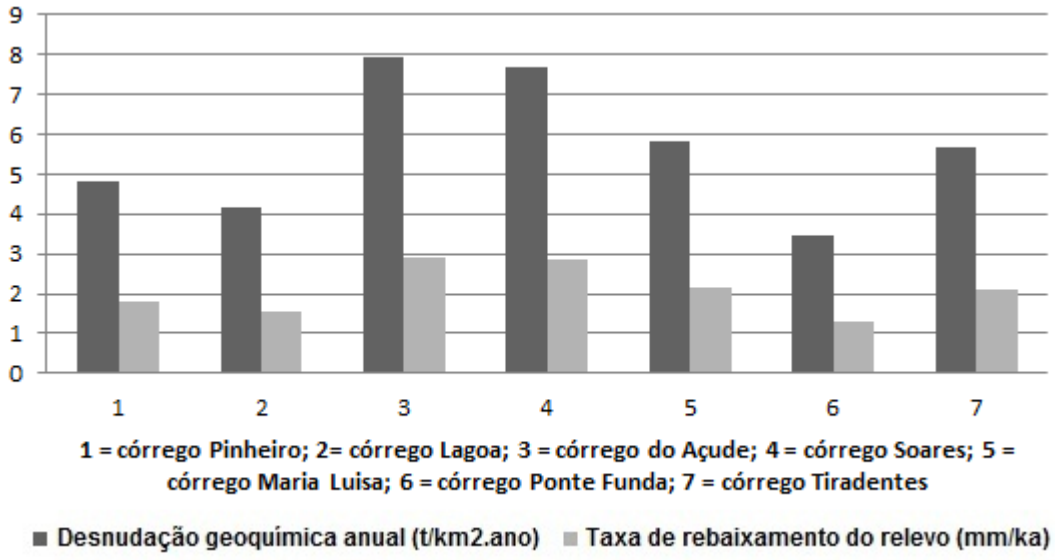


Figura 82. Comparação entre a desnudação geoquímica anual (t/km^2.ano) e taxa de rebaixamento atual do relevo (mm/ka)

A correlação da desnudação geoquímica com outras variáveis ambientais (área da bacia, média altimétrica da bacia, gradiente do canal principal e declividade média de sub-bacia) (FIGURAS 83, 84, 85 e 86) apresentou-se como insignificante, assim como verificaram também Dietsch *et al*. (2015) para sub-bacias de menos de 4 km^2 na Cordilheira dos Himalaias. Esta falta de correlação se contrapõe ao que verificaram Salgado *et al* (2012) na comparação entre as taxas desnudacionais de sub-bacias próximas à área deste estudo, também em área planáltica granitoide, que identificaram correlação positiva entre o rebaixamento do relevo e a declividade média da bacia.

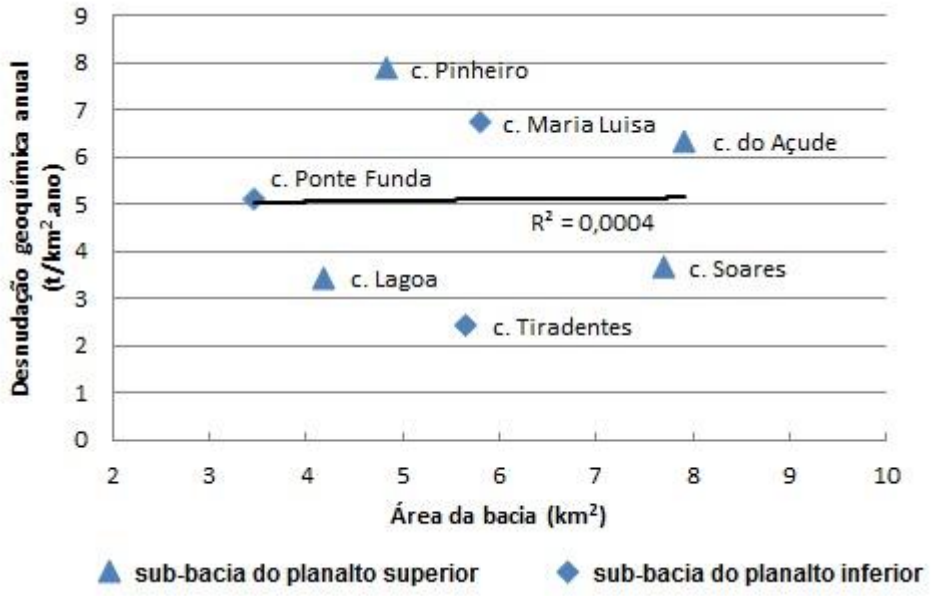


Figura 83. Correlação entre a desnudação geoquímica anual e área de bacia.

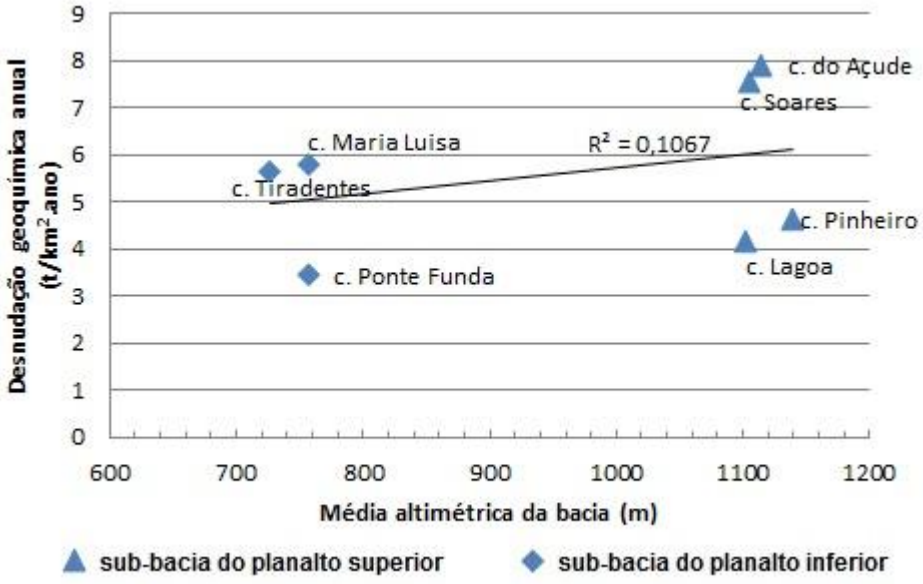


Figura 84. Correlação entre a desnudação geoquímica anual e média altimétrica da bacia.

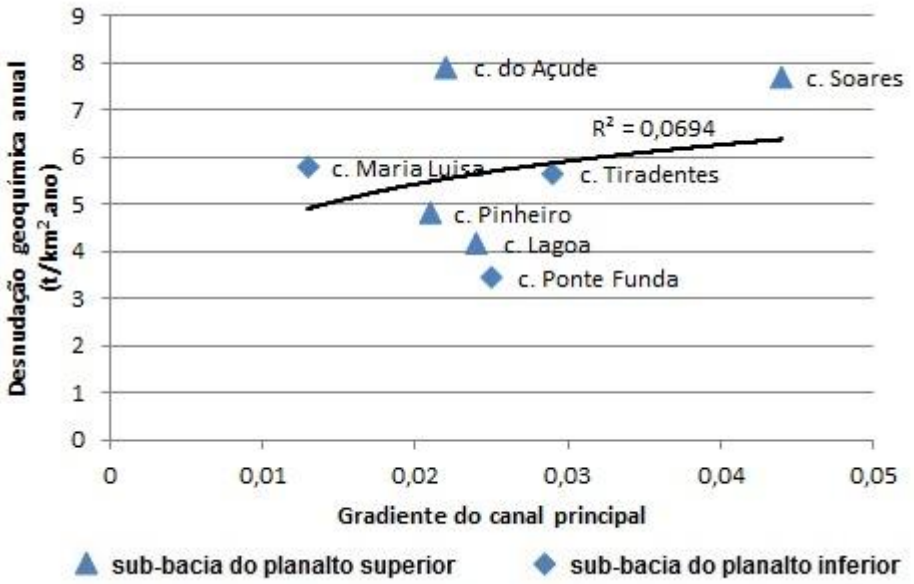


Figura 85. Correlação entre a desnudação geoquímica anual e gradiente do canal principal.

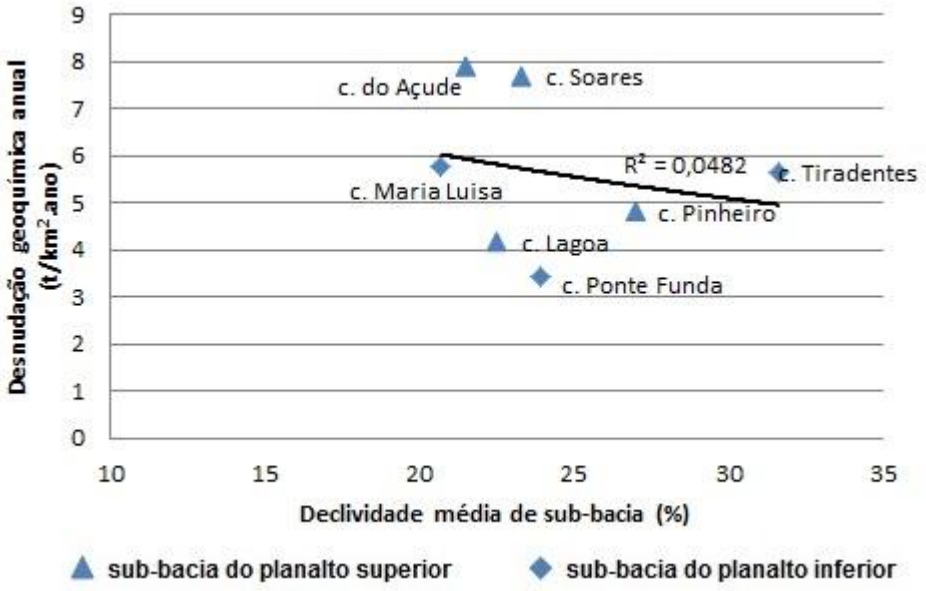


Figura 86. Correlação entre a desnudação geoquímica anual e declividade média.

As taxas de desnudação geoquímica anual e a estimativa de rebaixamento do relevo a partir delas não demonstram por si sós um padrão que se relacione a um determinado comportamento morfodinâmico. Os dados demonstram uma diferença de 4,45 t/km^2.ano ou 1,65 m/Ma entre a maior taxa (córrego do Açude) e a menor (córrego Ponte Funda).

Interessante é notar do ponto de vista da conceituação de equilíbrio dinâmico de Hack (1960; 1975), cuja prerrogativa se baseia em taxas iguais de erosão que, mesmo sob taxas espacialmente muito semelhantes e equiparáveis, como as mensuradas para o alto rio Piranga,

não parece haver um ajuste ou balanço entre os processos morfogenéticos que permitam caracterizá-los como em situação de equilíbrio dinâmico. Portanto, pode-se dizer que taxas iguais de erosão não parecem ser uma característica adequada para caracterizar a condição de equilíbrio dinâmico pois mesmo em situação de não equilíbrio podem existir taxas de erosão iguais como demonstram os dados mensurados para as sub-bacias de drenagem de 3ª ordem. Essas taxas são representativas dentro de escalas temporais específicas e somente uma conjugação de taxas representativas de escalas diferentes é que permitiria se afirmar com mais clareza a respeito de uma evolução e tendência equilibrada ou não de uma paisagem. Por isso a conjugação multiescalar de fenômenos, processos geomorfológicos e formas associadas é fundamental para qualquer afirmação sobre as condições morfogenéticas e morfodinâmicas da paisagem.

8.8. Pedologia e coberturas superficiais

As descrições morfológicas de perfis pedológicos realizadas em campo são encontradas no APÊNDICE A. As Figuras 87 e 88 apresentam uma montagem fotográfica sobre o mapa pedológico da área de estudo com alguns dos perfis encontrados no alto e no baixo planalto. Em linhas gerais, tais perfis são representativos de coberturas pedológicas vermelho-amarelas e argilosas que caracterizam os materiais em escala de vertente.

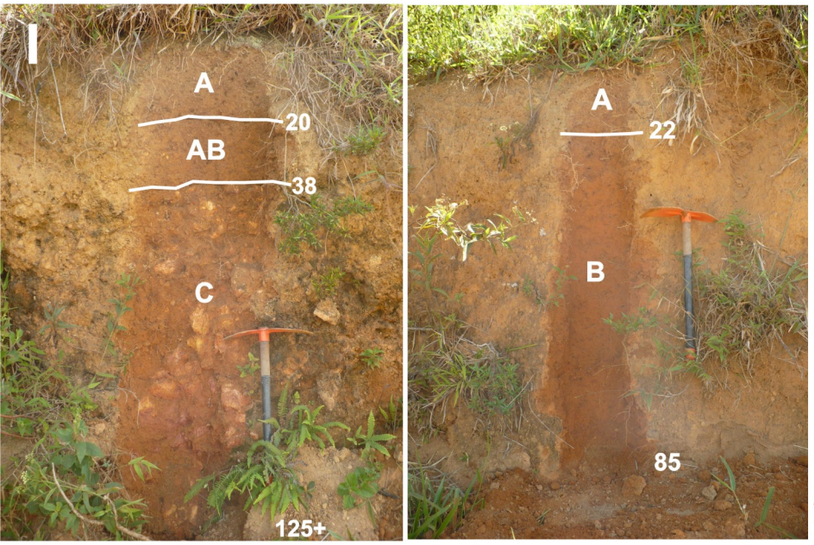
Os trabalhos de campo realizados na área de estudo e as descrições morfológicas de perfis pedológicos permitem sumarizar as seguintes características referentes ao regolito:

- Predominam solos argilosos profundos, > 100 cm e ≤ 200 cm, desconsiderando o horizonte C – (EMBRAPA, 2006), com inclusões significativas de Neossolos e Cambissolos.
- De modo geral, os mantos de alteração apresentam horizontes C próximos à superfície e em diferentes estágios de intemperismo.
- As transições entre os horizontes B e C são geralmente onduladas a irregulares, comumente marcadas por linhas de pedra no planalto inferior.
- Há presença frequente de térmites nos dois compartimentos planálticos em posições de baixa, média e alta vertente.
- Cupinzeiros acinzentados demonstram solos com características atuais e pretéritas de gleização e/ou acúmulo de matéria orgânica.
- Tanto no alto quanto no baixo planalto são comuns perfis pedológicos em posição de média/baixa vertente com acúmulo de matéria orgânica e/ou características de

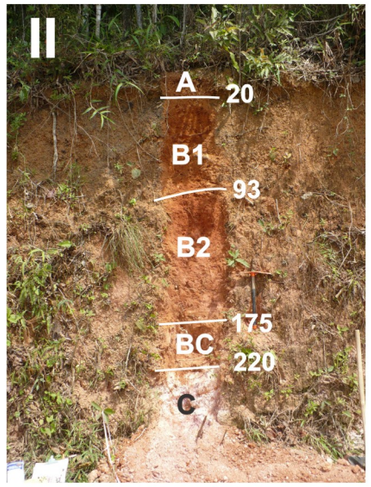
gleização. Acredita-se que essas características indicam que o nível freático ou o leito vazante já esteve mais alto que o proporcionado pelo atual talvegue.

- Solos com horizontes B pouco espessos, inclusive nos topos de morro, em relação ao que seria de se esperar para uma região marcada predominantemente por Latossolos. Todavia, os horizontes C são espessos e encontrados a profundidades variadas.
- Maior indício de coluvionamentos nas médias e baixas vertentes do planalto inferior em relação ao planalto superior.
- Maior número de movimentos de massa superficiais e profundos no baixo planalto em comparação ao alto planalto. Contudo, muitos deles estão associados à atividade antrópica de abertura de estradas.
- Presença comum de linhas de pedra constituídas por cascalhos, calhaus e matacões de quartzo mal selecionados angulosos a sub-arredondados entre horizontes B/C ou BC/C.

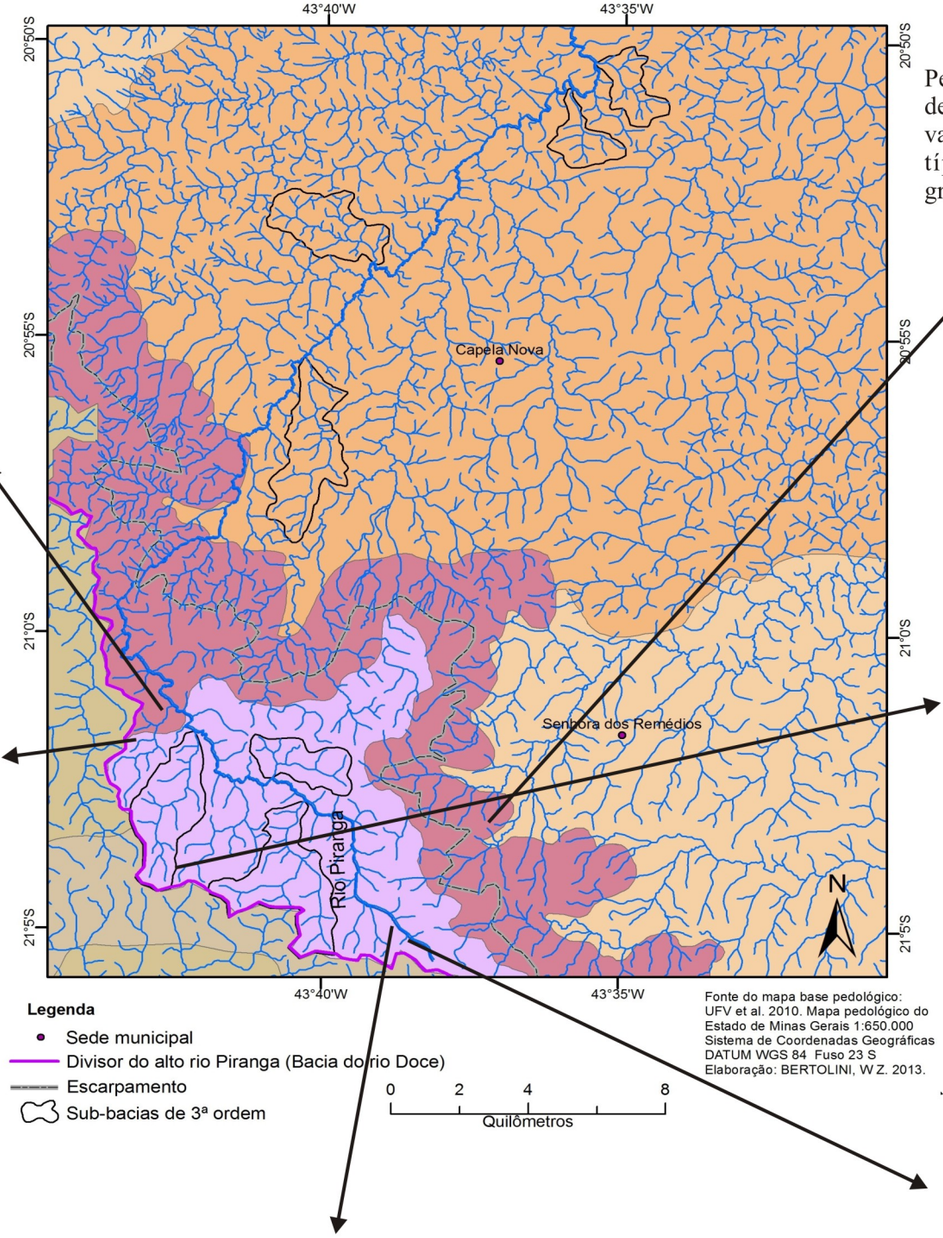
A presença comum de linhas de pedra nas coberturas do planalto inferior é um intrigante indício a ser confrontado com a morfodinâmica atual e pretérita. Diferentemente do planalto superior onde se verificam pseudo linhas de pedra (FIGURA 87 III) relacionadas à fragmentação intempérica de veios de quartzo *in situ*, no planalto inferior os cascalhos de quartzo que compõem essas linhas encontram-se dispostos na forma de lentes que muitas vezes acompanham claramente o declive da vertente. Aí sim se constituem em linhas de pedra típicas (FIGURAS 88 V, VI e VII). Comuns em todo o embasamento cristalino da região, os veios de quartzo são as fontes primárias desses cascalhos que formam linhas perfeita e imperfeitamente expostas em vários cortes do manto de alteração. O baixo grau de seleção dos fragmentos de quartzo associado ao variado grau de arredondamento desses fragmentos em uma mesma linha sugerem duas coisas: (i) que estas podem ter se formado sob condições energéticas diferentes o que, por sua vez, sugere uma gênese mista e diferentes fases morfogenéticas; (ii) que as linhas com estas características podem, para além do (sub)arredondamento pelo intemperismo químico dos cascalhos, ter se deslocado por pequenas distâncias vertente abaixo, o que caracterizaria uma gênese alóctone das mesmas por movimentação descendente dos sedimentos mais grosseiros (FIGURA 89) (RIQUIER, 1969). Esta ideia parece muito plausível e aplicável a várias linhas de pedra do planalto inferior como por exemplo aquelas mostradas na FIGURA 88 V, VI e VII. Conforme o seu posicionamento típico em média/baixa vertente é de se considerar que a mobilização de quartzo fragmentado de filões a montante seja facilmente empreendida pelo escoamento

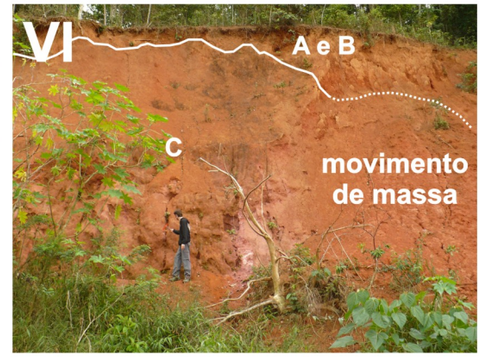


Dois perfis distantes entre si cerca de 10 m e em posição de média vertente. Marcam a transição de um possível cambissolo (à esquerda), de provável natureza coluvial, para um latossolo (à direita). Neste o hor C encontra-se bem mais profundo. Hor A, AB e B de textura areno-argilosa. Hor C com cascalhos e blocos em estágio inicial de intemperização entremeados a material areno-argiloso dos horizontes superiores.

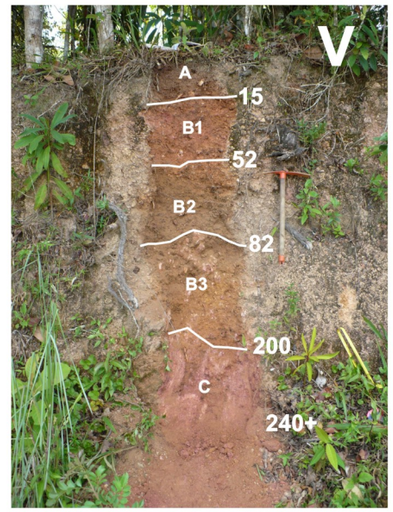


Perfil típico de latossolo ou argissolo em posição de alta-média vertente, à margem direita de afluente de 1ª ordem do córrego Soares. Hor A, B1, B2 e BC argilosos com grau de desenvolvimento moderado a forte, estrutura em blocos (B) e presença de cupins e canais preenchidos por matéria orgânica. Hor B1 com calhaus angulosos. Saprolito (C) com cor predominante branca e manchas rosadas, típico de alteração do embasamento granítico.

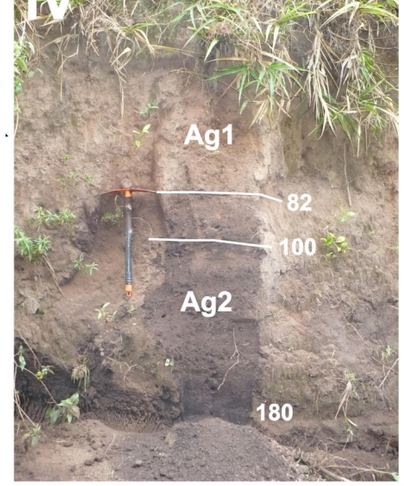




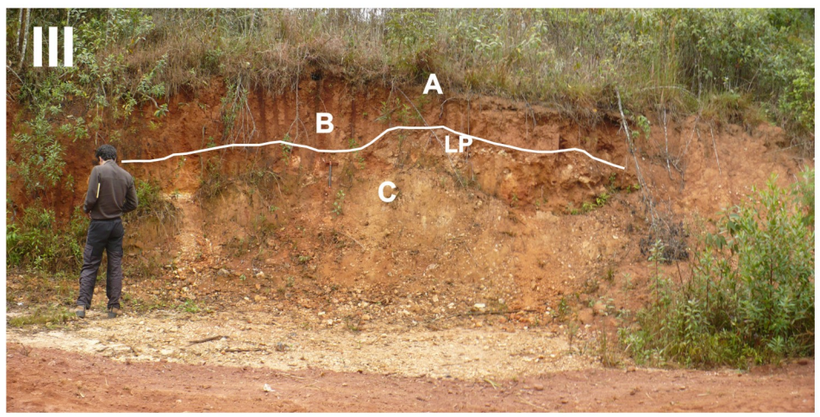
Perfil na escarpa em posição de topo. Hor B de espessura variável e um C profundo típico do embasamento granítico.



Provável cambissolo, em posição de alta vertente (topo) sob vegetação arbórea. Hor A e B1 areno-argilosos, estrutura granular pequena, grau de desenvolvimento fraco e cascalhento. B2 possui textura argilo-arenosa e as mesmas características anteriores. B3 areno-argiloso nos primeiros centímetros, com nível de calhaus em estágio primário de intemperização seguido de camada amarela com cascalhos finos, seguido de saprolito maciço com predomínio de cor arroxeada (C). Perfil incompatível com uma pedogênese *in situ*.



Perfil em baixa vertente à margem esquerda do rio Piranga. Com marcas de hidromorfismo e muita matéria orgânica é provável que já tenha sido um organossolo ou gleissolo sob condições de drenagem imperfeita. Hoje, encontra-se drenado e afastado cerca de 50 m do leito do rio Piranga. Horizonte superficial passa por lixiviação da matéria orgânica o que vem tornando sua cor mais clara. Hor Ag1 areno-argiloso e hor Ag2 argilo-arenoso. Presença de plintita a cerca de 1,5 m de profundidade. Na média e alta vertente material alaranjado nos cupinzeiros demonstra solo diferente deste.



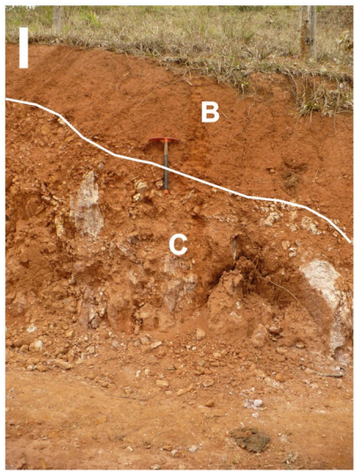
Corte de estrada à margem esquerda do rio Piranga, a cerca de 2 km a jusante de sua nascente. Em posição de baixa vertente, apresenta linha de pedra (LP) descontínua e não plana, com cerca de 20 cm de espessura nos primeiros centímetros do hor C. Provavelmente *in situ* (angulosos a subangulosos) sobre ela estão um A e B argilosos cuja transição para o C se faz de forma ondulada, condizente com uma morfologia movimentada.

Pedologia (UFV et al, 2010)

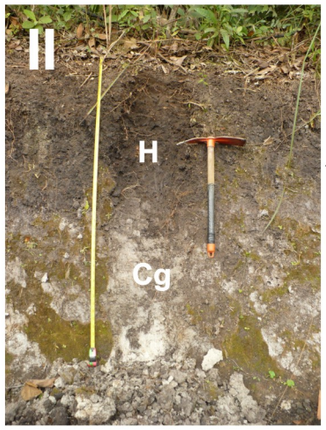
- CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico típicos
- CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico típico e léptico + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico + LATOSSOLO VA Distrófico típico
- CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (90 %) + LATOSSOLO VA Distrófico típico (10 %)
- LATOSSOLO VA Distrófico típico (50 %) + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (40 %) + ARGISSOLO VA Distrófico típico (10 %)
- LATOSSOLO VA Distrófico (50 %) + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb D t (30 %) + ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico t (20 %)
- LATOSSOLO VERMELHO D t (30 %) + LATOSSOLO VA D t (30 %) + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (25 %) + ARGISSOLO VA Distrófico típico (15 %)

Fotos e elaboração: William Zanete Bertolini

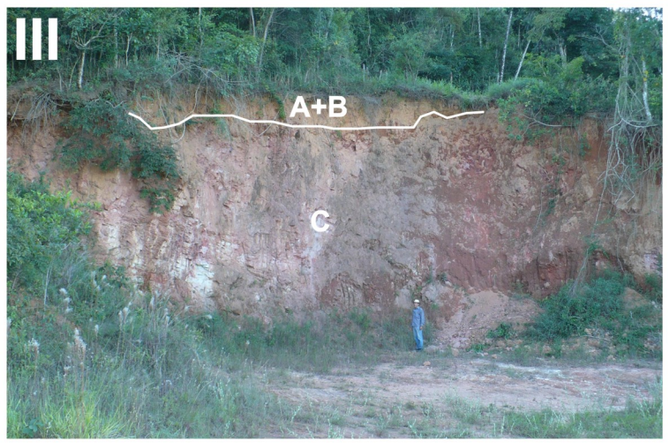
Figura 87. Perfis pedológicos característicos do planalto superior



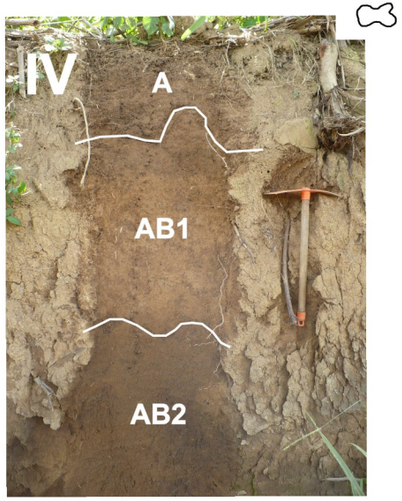
Perfil típico de cambissolo, em média vertente, com horizonte B de espessura variável em transição ondulada para um C em estágio inicial de intemperização.



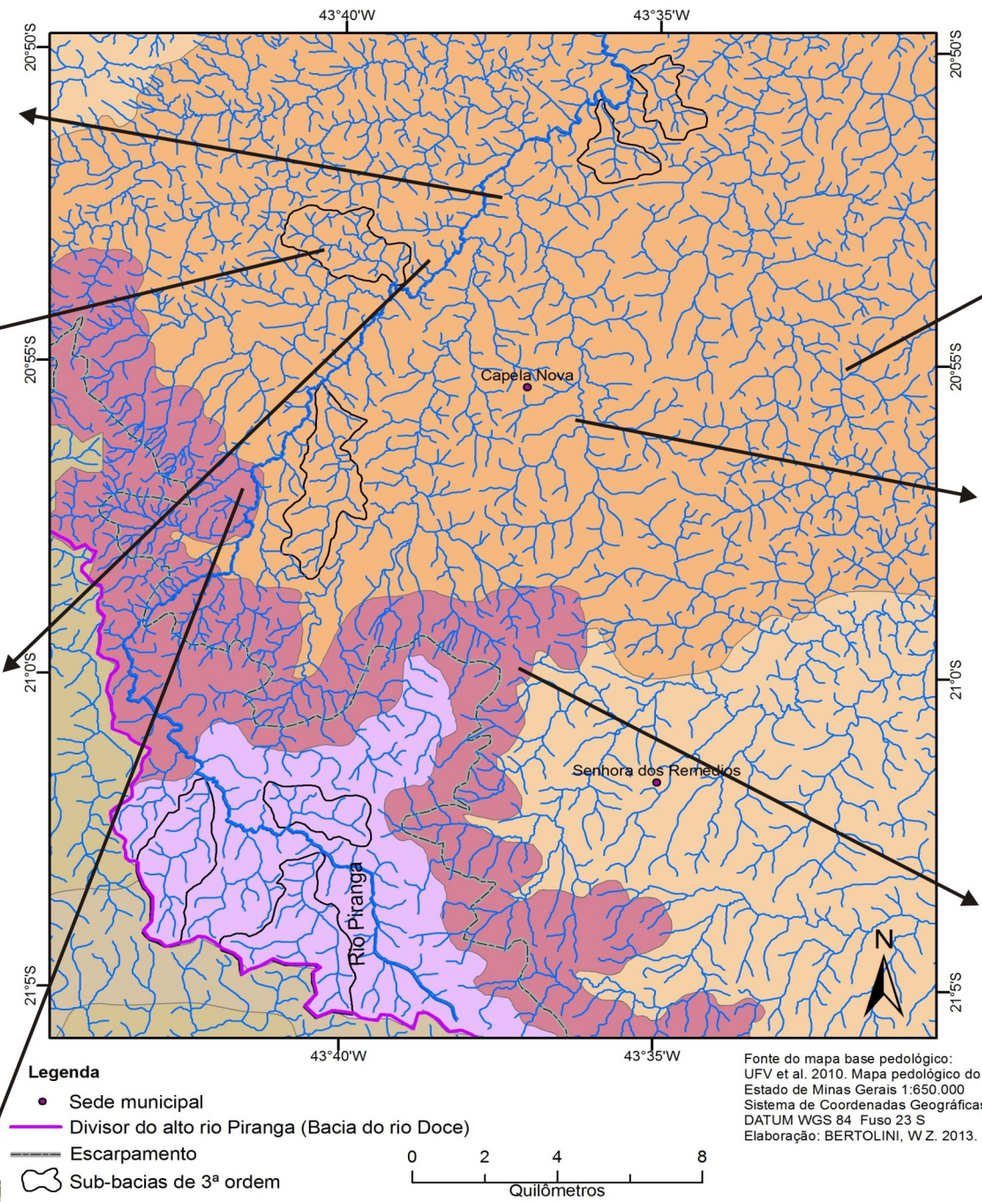
Perfil hidromórfico demonstrando o nível de alcance pretérito da planície de inundação do córrego Ponte Funda. Hoje este perfil encontra-se a cerca de 5 metros acima do nível de base local, aparentemente fora do alcance do nível das maiores cheias, aparentando ser um paleossolo hidromórfico.



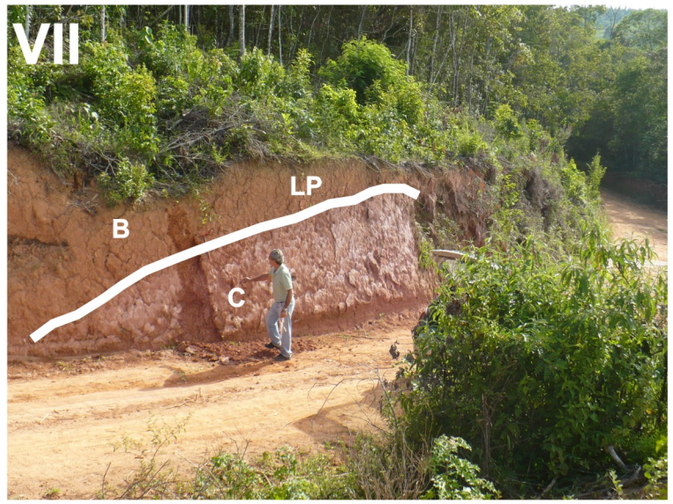
Exposição do regolito a cerca de 250 metros do leito do rio Piranga. Em média vertente e baixa declividade. Transição ondulada a irregular entre o hor B e o C.



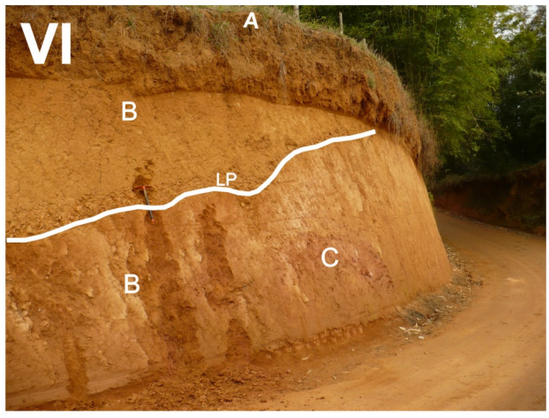
Perfil em corte de estrada no vale do rio Piranga, a cerca de 200 metros do seu leito atual e a 10 metros acima do nível deste. De texturas argilosas, as cores brunadas deste solo fazem supor a influência do ambiente de várzea em sua gênese. Hoje, encontra-se em boas condições de drenagem.

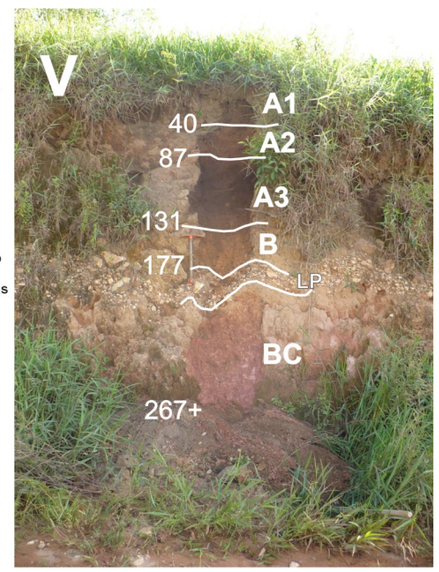


Cobertura pedológica com linha de pedras separando o hor B do C. Posição de média-baixa vertente.



Perfil com linha de pedras irregular (subangulosas a subarredondadas) acompanhando a transição alta/ média vertente.





Perfil em corte de estrada em média vertente com horizonte A enterrado (A3). Apresenta linha de pedras angulosas a subangulosas e irregular (LP). Perfil representativo de uma morfogênese ativa e que influencia em grande medida o desenvolvimento de coberturas pedológicas coluviais como esta. O perfil em frente a este, do outro lado da estrada não se apresenta diferenciado nesses mesmos sub-horizontes. Além de possuir o hor B mais espesso não aparecem nem a linha de pedras nem o BC.

Pedologia (UFV et al, 2010)

- CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico típicos
- CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico típico e léptico + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico + LATOSSOLO VA Distrófico típico
- CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (90 %) + LATOSSOLO VA Distrófico típico (10 %)
- LATOSSOLO VA Distrófico típico (50 %) + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (40 %) + ARGISSOLO VA Distrófico típico (10 %)
- LATOSSOLO VA Distrófico (50 %) + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb D t (30 %) + ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico t (20 %)
- LATOSSOLO VERMELHO D t (30 %) + LATOSSOLO VA D t (30 %) + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico (25 %) + ARGISSOLO VA Distrófico típico (15 %)

Figura 88. Perfis pedológicos característicos do planalto inferior

superficial e pela gravidade em meio tropical úmido no contexto de um relevo ondulado. Vale lembrar conforme Riquier (1969) que cada linha de pedra pode ser o resultado de várias fases de mobilização e remobilização, o que, por sinal, é algo condizente com o baixo grau de seleção de muitas linhas verificadas em campo.

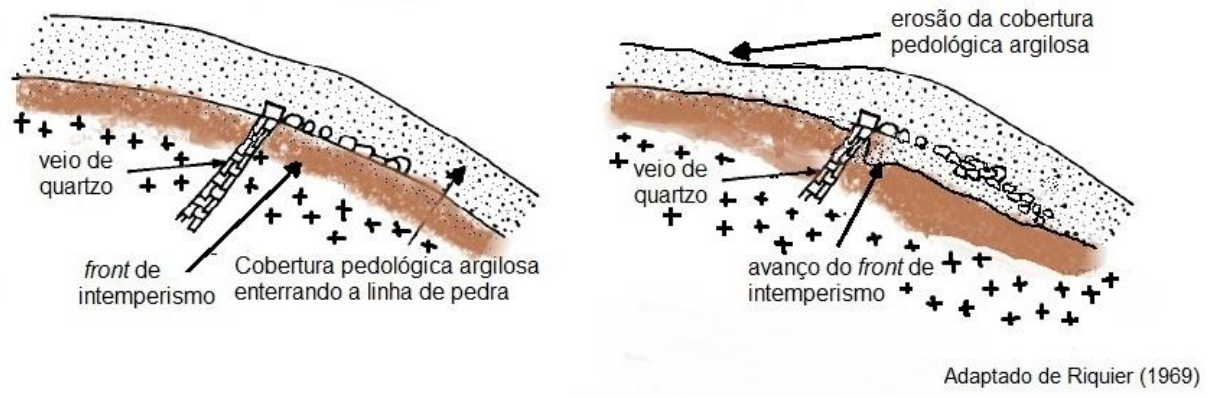


Figura 89. Modelo explicativo da gênese das linhas de pedra típicas do alto rio Piranga: movimento descendente dos fragmentos grosseiros de quartzo e avanço do *front* de intemperismo.

Provenientes da alteração de veios de quartzo e da própria rocha matriz, as linhas de pedra têm na relação com o avanço do *front* de intemperismo uma retroalimentação positiva que explica a sua gênese. O avanço do *front* intempérico desmantela os veios de quartzo preparando os cascalhos para serem mobilizados pelos processos superficiais que os remanejaram vertente abaixo.

A variação de profundidade dos horizontes C, apesar da tendência à sua proximidade com relação à superfície, pode ser interpretada como relíquia de um antigo *front* de intemperismo desnivelado após uma fase morfogenética anterior ou concomitante ao início da atual fase morfogenética desequilibrada, na qual um longo período erosivo teria sido capaz de retirar grande quantidade de material que recobria a rocha permitindo a gênese das linhas de pedra, o espessamento e a renovação do *front* de intemperismo. É difícil explicar tal situação sem a influência de uma atividade tectônica recente (neotectônica) já que, sem dúvida, um soerguimento e rejuvenescimento do terreno são fatores que podem acelerar as taxas de alteração química e aprofundamento do *front* de intemperismo (THOMAS, 1994). Acreditamos que a simples alternância de fases climáticas não seja responsável por essa dinâmica de decapeamento erosivo de coberturas antigas e renovação do *front* de intemperismo. Sob influência tectônica ascendente, tal período erosivo pode ter alavancado o afloramento de corpos ígneos com consequente fraturamento por alívio de pressão e início do

período marcado pelo desnivelamento do *front* intempérico, em função dessas zonas mais fraturadas. Aí estaria a explicação para o desnivelamento do *front* de intemperismo ou o que Twidale (1991) denominou de intemperismo subsuperficial diferencial (FIGURA 90). De fato, a presença de associações mais densas de juntas em corpos graníticos e a sua textura são fatores que explicam a desintegração diferencial desse tipo de rocha e a gênese de volumes também diferenciados de mantos intempéricos daí resultantes (TWIDALE, 1993; MIGON, 2006). Naturalmente, toda essa sequência de eventos demandaria um tempo que ultrapassasse os limites do Holoceno, adentrando o Pleistoceno, e absorvendo as impressões de mudanças climáticas.

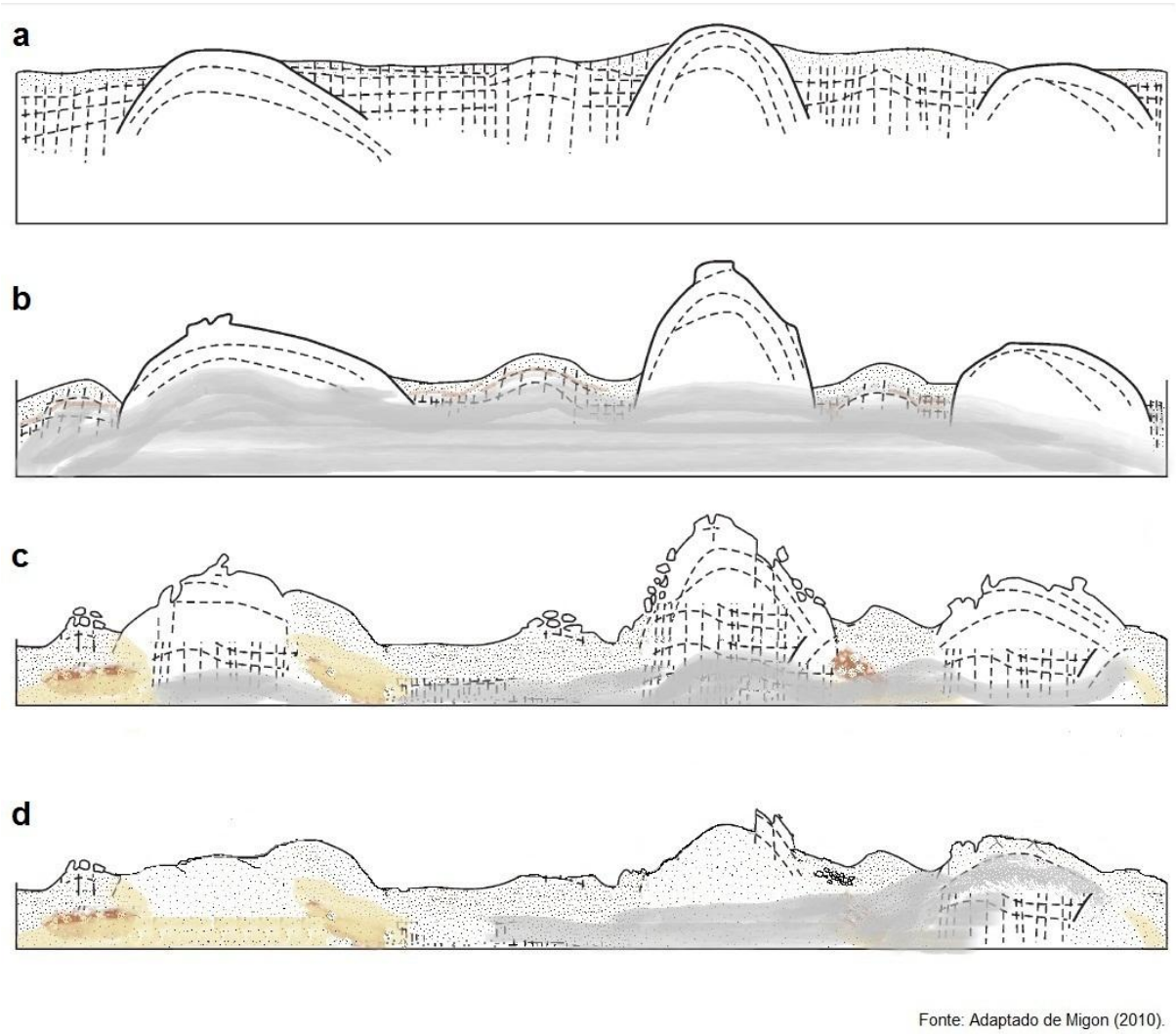


Figura 90. Modelo morfodinâmico de terrenos graníticos mostrando o desnivelamento do *front* de intemperismo: a) domínio estrutural rochoso; b) tectônica ascendente com bombeamento de corpos ígneos e formação de alterita; c) predomínio de desnudação física aliada com pedogênese; d) retrabalhamento da cobertura pedológica e esculturação da morfologia em manto de alteração de espessura variada.

As transições onduladas entre horizontes, a pequena profundidade de muitos horizontes BC e C e o decapeamento de muitos horizontes B são indícios de um balanço que pende para a morfogênese em prejuízo da pedogênese e corroboram uma situação de desequilíbrio morfodinâmico do relevo levada a cabo também pelo desequilíbrio da cobertura pedológica no contexto regional. Dado o clima tropical, os índices pluviométricos mantêm ativo o avanço do *front* de intemperismo em função do relevo e da declividade enquanto fator de gênese.

A presença de horizontes subsuperficiais com características de gleização pretérita encontrados nem sempre nas proximidades dos atuais talvegues permite supor, nesses casos, que a simples incisão fluvial não daria conta de explicar a sua existência e localização. Para tanto seria preciso pensar em mudanças do nível freático induzidas por variações climáticas ou uma tectônica ascendente. No quadro de indícios já apontados para uma neotectônica na porção centro-sul de Minas (SAADI, 1991), suportados por alguns dos índices morfométricos verificados pelas análises aqui empreendidas, acreditamos que de fato um alçamento neotectônico desses horizontes gleizados é plausível junto ao contexto ambiental atual. Caso contrário, somente a incisão da drenagem em áreas de fundo de vale não produziria o efeito de paleohorizontes glei em interflúvios rebaixados como o verificado no divisor da sub-bacia do córrego Ponte Funda (FIGURA 14B).

Pontualmente, este é um perfil pedológico de características peculiares segundo sua posição topográfica. Situado em interflúvio rebaixado (colo) no divisor da sub-bacia do córrego Ponte Funda trata-se de um perfil de textura argiloarenosa nos horizontes A (0-18 cm), B1 (18-66 cm) e B2 (66-100^{+} cm) com coloração cinza claro no horizonte B2, típica de gleização. Contudo, como as atuais condições locais de drenagem não permitem explicar esse (paleo)horizonte glei, acreditamos tratar-se de um perfil que comprova, além do rebaixamento do nível de base local, um processo de separação de canais responsável pela origem da drenagem colinear existente na área. Por isso, constitui-se atualmente em um paleossolo abandonado na posição interfluvial em função do que se julga ser a separação e escoamento em direções opostas de um canal anteriormente único.

9. Conclusão e Considerações Finais

As condições dos materiais, processos e formas associados ao relevo, às coberturas pedológicas e à rede de drenagem verificadas no alto rio Piranga são condizentes com uma situação geomorfológica de desequilíbrio recente e em vigência. Situação desencadeada sobretudo pelo processo de captura fluvial do alto rio Piranga, acredita-se que há também a influência de uma neotectônica regional. Todavia, uma questão que ainda deixa dúvidas é se tal influência neotectônica é ativa ou se já cessou deixando apenas marcas recentes na paisagem. Saadi (1991) afirma que as bordas leste, oeste e sul do Cráton São Francisco foram reativadas no Cenozoico, com maior intensidade no Plioceno (5,3 Ma), mas continuando ativas durante o Quaternário. Se houve uma retomada ascendente ou apenas uma variação na intensidade dos movimentos tectônicos quaternários na área de estudo não é possível afirmar pelos resultados obtidos neste trabalho. Portanto, se por um lado esses resultados são condizentes com uma morfogênese quaternária condicionada tectonicamente, por outro os dados não permitem supor claramente o estilo de manifestação dessa atividade: se na forma de um arqueamento regional isostaticamente determinado ou por falhamento de blocos, para citar apenas duas maneiras plausíveis para um possível soerguimento tectônico recente da região.

Os reflexos desse condicionamento tectônico se fazem presentes em uma reorganização da rede de drenagem e no rejuvenescimento do relevo e dos solos, aliado ao condicionamento estrutural por parte do arcabouço geológico. Pela dispersão dos indícios na área de estudo, acredita-se que um soerguimento tectônico de caráter mais ou menos regional com possíveis intensidades locais variadas tenha sido capaz de fornecer energia ao sistema para mudanças em vários elementos do meio físico durante o Quaternário. Muitas formas e marcas na paisagem suportam tal ideia. Dentre elas estão as verificadas em relação às coberturas pedológicas, à rede de drenagem e ao relevo.

De maneira geral, acreditamos que a proximidade à superfície dos horizontes C de muitos perfis pedológicos, tanto no alto quanto no baixo planalto, seja demonstrativa de um processo de rejuvenescimento dos solos proporcionado pelas atuais condições morfogenéticas. Condições estas incompatíveis com um contexto em que os processos pedogenéticos sejam preponderantes aos morfogenéticos. Na tentativa de integrar as transformações pedológicas a uma narrativa geomorfológica, admite-se que a pedogênese quaternária esteja associada ao desnivelamento do manto de intemperismo ao longo de pelo menos duas fases; a primeira e

mais antiga, quando houve um aprofundamento do regolito e a segunda e atual, quando se processa o afinamento desse manto e o reafeiçoamento do relevo sob condições de um desequilíbrio morfológico. Esta proposta encontra respaldo pelas análises de Meis e Machado (1978) para os complexos de rampa e coberturas superficiais no médio vale do rio Doce onde também se constatou uma condição de morfogênese mais ativa que a de pedogênese. Provavelmente esta última fase tenha se iniciado quando da captura fluvial do alto rio Piranga e as coberturas pedológicas vêm respondendo mais recentemente às modificações impostas pelas alterações na rede de drenagem e no relevo, decorrentes dessa captura. Trata-se justamente de uma área onde o balanço pedogênese/morfogênese pende para a segunda. Em termos pedológicos, tal balanço está associado a uma erosão e afinamento dos horizontes B de latossolos e argissolos e a uma pedogênese progressiva (PHILLIPS, 1993) mediante o avanço da atual frente de intemperismo. Os perfis com horizontes Bw ou Bt relativamente pouco espessos indicam que, tendo sido outrora mais espessos, as atuais condições morfogenéticas sob as quais se encontram levam-nos a uma perda erosiva maior que a taxa de pedogênese, o que explica o seu afinamento e a transformação de solos maduros (Latossolos e Argissolos) em solos jovens (Neossolos e Cambissolos). As taxas de erosão superiores às de pedogênese, aliadas ou não a um soerguimento tectônico, fazem com que os horizontes B sejam erodidos e os horizontes C se tornem mais próximos à superfície. Isto acontece mediante o avanço da frente de intemperismo.

A rede de drenagem apresenta feições associadas a um condicionamento estrutural e tectônico, largamente atestadas na literatura (BULL e MCFADDEN, 1977; HOLBROOK e SCHUMM, 1999). Ressalta-se a presença de *knickpoints*, drenagens colineares, vales estreitos e curvas anômalas dos canais como exemplos dessas feições.

Nem todos os indícios justificam uma movimentação neotectônica, nem precisam ser explicados por tal mecanismo. É o caso dos baixos índices de elongação de bacia, estreitamentos de vale e da posição assimétrica de muitos cursos d'água em suas planícies aluviais. Estes dois últimos casos podem estar associados a um controle estrutural passivo, controle que uma vez desengatilhado poderia ter afetado a morfologia de muitos canais e de suas planícies aluviais de modo a gerar trechos de drenagem mais lenta. No entanto, as assimetrias verificadas no âmbito da rede de drenagem e representadas ora pela exclusiva presença de canais de 1ª ordem em apenas uma margem de determinado canal principal ora pela discrepância no padrão de ramificação sugerem uma influência tectônica não notada no âmbito dos canais mas apenas no da rede de drenagem.

A alternância entre trechos correntes e trechos onde a drenagem dos canais encontra-se em ambiente brejoso e, portanto, impedida, pode estar ligada a controles estruturais e ser um reflexo do soerguimento tectônico. Essa alternância é marcada morfologicamente pelo alargamento e estreitamento dos fundos de vale e das planícies fluviais. No entanto, é difícil precisar a influência tectônica nesse sentido já que se pode tratar apenas de reflexos da mudança de gradiente dos canais, vazão ou até mesmo haver uma influência das atividades humanas sobre a morfologia das várzeas. Seja como for, essa incisão espacialmente irregular dos cursos d'água implicaria em um lapso temporal ainda longo para o alcance de um ajuste equilibrado entre processos e materiais de canais e vertentes como um todo dentro das bacias de drenagem.

Embora a existência de *knickpoints* possa ser atribuída a fatores que nada têm a ver com um condicionamento tectônico, como a resistência diferenciada da litologia ou à presença de falhas e fraturas, acredita-se que no contexto de uma litologia mais ou menos homogênea como a da área de estudo essas rupturas de declive nos leitos rochosos estejam associadas a causas extrínsecas à natureza e disposição das camadas rochosas. A existência de desníveis abruptos em muitos trechos fluviais é mais um indicativo de um possível soerguimento tectônico que faz com que muitos desses trechos estejam em estágios diferentes de incisão no relevo. Tal afirmação é corroborada pela espacialização do índice de Hack para a maioria dos canais principais das sub-bacias de 3ª ordem. Este índice permitiu identificar um padrão comum na maioria das sub-bacias analisadas. Padrão que demonstra a franca incisão dos canais nos trechos de médio curso. Na comparação com os valores deste índice para os trechos de baixo e alto curso e na relação destes valores com aqueles calculados para sub-bacias localizadas em área de soerguimento tectônico já bem conhecida (junção tripla de Mendocino na Califórnia – EUA) é possível dizer que o índice de Hack suporta a ideia de um soerguimento tectônico para o alto rio Piranga.

A organização espacial dos canais também aparece como um indício da reorganização da rede de drenagem. A existência de porções ramificadas conectadas por um segmento fluvial único, geralmente com a presença de curvas anômalas ou cotovelos nas imediações, parece indicar que tal rede já possuiu sub-bacias de menor ordem desaguando diretamente nos subafluentes de maior ordem ou mesmo no próprio rio Piranga. Existe uma discrepância nos padrões de ramificações dendríticas da rede de drenagem. As de 3ª ordem, por exemplo, tendem a ter um padrão dendrítico simétrico enquanto as sub-bacias de 4ª e 5ª ordem tendem a apresentar um padrão dendrítico assimétrico, como se fossem formadas pela junção de sub-bacias menores

de diferentes direções espaciais. Vale ressaltar que apesar do índice de simetria baixo a médio, a distribuição espacial dos canais dentro das sub-bacias apresenta-se de forma irregular, ora com afluentes concentrados em uma das margens do canal principal, ora com trechos sem afluente algum. Daí se pode concluir que a análise areal da drenagem não pode ser substituída por índices que mensuram variáveis lineares matematicamente.

A captura fluvial do alto rio Piranga representa um fenômeno de baixa frequência e grande magnitude e também um limiar ultrapassado (*threshold*) na evolução quaternária do sistema geomorfológico da alta bacia dos rios Piranga e Doce. As implicações decorrentes de um evento como este são profundas na paisagem. Impressas na reorganização da rede de drenagem tais implicações podem ser observadas a curto e médio prazos (sistema talvegue/encosta/topo de morro) e longo prazo (modelado regional). Portanto, um evento de tal magnitude como a captura fluvial do alto rio Piranga é capaz de desequilibrar o sistema geomorfológico regional, transmitindo uma onda energética que pode se manifestar diferencialmente em termos locais mas que, no geral, é responsável por mudanças de ordens variadas na rede de drenagem.

No que se refere à relação entre os gradientes de vertente e os gradientes fluviais, segundo Strahler (1950; 1977) vertentes íngremes seriam esperadas em correspondência com gradientes íngremes dos canais; declives baixos de vertente com baixos declives de canal. Contudo, não é isto o verificado para as sub-bacias de 3ª ordem do alto rio Piranga. Valores do coeficiente de correlação de Pearson próximos de 0 tanto no planalto superior quanto no planalto inferior demonstram uma baixa correlação entre as variáveis declividade dos canais e declividade média das vertentes. Assim a análise dos dados permite dizer ainda que não há diminuição contínua dos gradientes fluviais de montante para jusante. Os declives de vertente em relação aos setores de alta, média e baixa bacia apresentam distribuição aleatória sem um declínio contínuo dessa variável da alta para a baixa bacia.

A morfologia das vertentes associada à morfologia do manto de alteração permite dizer que não há uniformidade na espessura do regolito nem no planalto superior nem no inferior. Tendo em vista que "o sistema vertente só alcança um equilíbrio dinâmico entre seus componentes quando a taxa de intemperismo torna-se igual à taxa de desnudação e, assim, a espessura do regolito torna-se uniforme e constante em todo o perfil da vertente" (AHNERT, 1987, p.8), pode-se dizer que a análise das coberturas pedológicas foi fundamental para se concluir que a atual condição de desequilíbrio morfodinâmico também se aplica às coberturas

superficiais do alto rio Piranga. A espessura do manto de alteração é, aliás, um fator que pode explicar a variação nas taxas de desnudação geoquímica. Volumes diferenciados do manto de intemperismo contêm quantidades diferentes de minerais primários, secundários e óxidos que podem ser liberados ou retidos conforme os fluxos subsuperficiais da água e outros fatores condicionadores locais.

As taxas de desnudação geoquímica anual do relevo, agrupadas numa faixa que varia de 3,46 a 7,91 t/km^2.ano, não demonstraram um padrão espacial que se possa associar a um determinado comportamento morfodinâmico relacionado à compartimentação morfológica do alto rio Piranga, por exemplo. Com isso, acredita-se que a variação dessas taxas se deva mais a fatores de ordem local no contexto das bacias de drenagem. Associadas às taxas de desnudação, taxas de rebaixamento do relevo da ordem de 1,28 a 2,93 m/Ma indicam uma média condizente com as calculadas por Cherem *et al* (2012) para áreas também de substrato granítico nas terras altas de Minas Gerais. Todavia, as taxas desnudacionais baseadas apenas na carga dissolvida devem ser consideradas com cautela na análise da evolução do relevo já que para os canais de menor ordem e de maior gradiente a carga de fundo constitui material que não deve ser negligenciado nesses cálculos. Tampouco a erosão superficial, que deve ser a principal responsável pelo remanejamento de materiais e evolução do relevo a longo termo. Para se ter uma ideia, considerando apenas uma taxa média de rebaixamento de 2,5 m/Ma, baseada na desnudação geoquímica, seriam necessários 126 milhões de anos para que o desnível que separa o planalto superior do inferior alcançasse os atuais 315 metros, em média.

A análise do manto de alteração associada a outros fatores em termos da evolução regional do relevo permite indicar com base nessas observações pelos menos duas fases morfogenéticas que estão bem marcadas na paisagem do alto rio Piranga. Uma mais antiga quando se desenvolveram as *stone lines* provavelmente associada a um soerguimento tectônico proeminente e outra mais recente e atual que se refere ao desequilíbrio geomorfológico em vigência. Como durante esta última fase o relevo parece ter passado por um reafeiçoamento significativo não consideramos que a primeira e a segunda fase possam ser apenas estágios diferentes dentro de uma mesma fase. Possivelmente esteja até associada a uma mudança climática a transição entre elas. No entanto, evidências de mudanças no clima não foram distinguidas neste estudo em função dos métodos adotados e dos objetivos propostos. Vale considerar também que mudanças no relevo condicionadas climaticamente são comuns em escalas temporais inferiores a 10^5 anos mas podem ser ineficientes na transformação da topografia média de uma paisagem (BURBANK, 2002). Ressalta-se com isso que embora

mudanças no clima possam ter condicionado o direcionamento das ações dos agentes morfogenéticos parece que o principal fator no reafeiçoamento geomorfológico quaternário se deve à reorganização da rede de drenagem e ao rejuvenescimento do relevo. Assim, na primeira fase se processou um remanejamento das coberturas pedológicas e a formação das linhas de pedra no limite superior dos horizontes C. Já na fase atual que se acredita ter iniciado com a captura do alto rio Piranga, necessariamente num período úmido, a transformação da paisagem se processa mais pelo *feedback* entre a incisão fluvial e o avanço do *front* de intemperismo.

Fases mais antigas que estas devem estar relacionadas com antigas superfícies de aplainamento terciárias, praticamente impossíveis de serem reconstituídas na área de estudo em função dos sucessivos ciclos degradacionais do relevo. Nesse sentido, e a respeito dos diferentes níveis planálticos deste importante teto do Planalto Atlântico e da sua evolução geomorfológica, as evidências aqui elencadas não sustentam a ideia de superfícies aplainadas e seus remanescentes. Na verdade, tais evidências não provam a sua inexistência mas suportam um contexto evolutivo no qual a falta de estabilidade tornaria inviável a manutenção destas tais superfícies durante o Quaternário. James (1946) afirmou que a ampla ocorrência da superfície de 1000 a 1100 metros e também da de 800 metros numa larga variedade de tipos de rocha e em diferentes unidades estruturais, pareceria indicar uma superfície peneplanizada anteriormente, abaixo da qual as formas presentes de erosão e desnudação se desenvolvem (p.114). Se assim "começou" a história geomorfológica miocênica ou pliocênica dessa região, é quase impossível afirmar para uma área tão desmantelada em termos topográficos e sujeita a muitos movimentos tectônicos secundários no Cenozoico. Desse modo, acredita-se que a provável ocorrência de movimentações tectônicas desde o Terciário destruíram quase por completo evidências que possam indicar uma antiga superfície peneplanada ou aplainada nos tetos desta área planáltica.

Por fim, se considerarmos que um sistema esteja em equilíbrio após ter terminado de manifestar as mudanças ou respostas decorrentes das perturbações pelas quais passou (PHILLIPS, 2006) ou após ter alcançado um estado de estabilidade dessas mudanças pode-se dizer, em princípio, que nem o planalto superior nem o planalto inferior encontram-se em tal condição, embora seja possível dizer que os dois compartimentos encontram-se em condições morfodinâmicas um pouco diferentes. Enquanto no planalto superior se processa uma incisão fluvial mais agressiva sem muitos indícios de retenção de material nas vertentes, na forma de depósitos coluviais, por exemplo, no planalto inferior os indícios relacionados a

coluvionamentos são mais frequentes o que parece indicar que neste compartimento os processos de vertente já estabeleceram uma conexão maior entre os fundos de vale e as encostas. Enquanto no compartimento superior esta conexão é ditada predominantemente pela incisão fluvial. Tal diferenciação se dá ainda em função da história geomorfológica diferente para cada um desses compartimentos, embora os dois venham se comportando como altas bacias desde um tempo anterior à captura fluvial. O planalto superior, tendo feito parte do planalto do alto rio Grande (bacia do rio Carandaí), ao ser incorporado à bacia do rio Doce passa por um reafeiçoamento do relevo propiciado pela reorganização e reincisão da rede de drenagem. O planalto inferior, ao receber um aumento de descarga proporcionado pela captura também reorganiza sua rede de drenagem em função dessas novas características hidráulicas do seu nível de base local, o rio Piranga.

Do ponto de vista teórico-metodológico o conceito de equilíbrio do relevo demonstra ser um conceito e um critério metodológico profícuo na pesquisa das transformações do relevo ao longo do tempo. Ele direciona a análise das formas da superfície para o trabalho realizado pelos seus diferentes agentes esculturais e para as marcas desse trabalho. Ao contrário do que afirma Howard (1988), demonstra ser perfeitamente aplicável ao sistema geomorfológico como um todo e não apenas a relações específicas entre alguns de seus componentes. Considerar a relação entre formas e processos é ao mesmo tempo uma abordagem essencialmente sistêmica e um meio eficaz para a análise das mudanças morfológicas da paisagem. É, aliás, nesse sentido geosistêmico que tal tarefa produz resultados mais interessantes na medida em que considera as relações de interdependência em escalas espaciais e temporais variadas e não apenas entre dois fatores ou variáveis em uma única escala de tempo. Entretanto, o modo de se considerar o equilíbrio, conforme os parâmetros adotados para tanto, encontra-se atrelado inevitavelmente à questão da escala temporal. Porque processos diferentes têm importâncias temporais diferentes. Nesse sentido, e para além da já desafiadora questão de que quanto mais recuamos no tempo mais difícil se torna remontar os processos e fenômenos esculturadores do relevo em termos de magnitude, frequência e duração, é preciso ter bem claro que quando se fala de equilíbrio em uma escala temporal da ordem de dezenas, centenas ou no máximo milhares de anos uma concepção de equilíbrio se impõe de modo que os fenômenos aí abrangidos tendem a apresentar oscilações mais marcadas do que quando se considera uma escala temporal da ordem de milhares e milhões de anos, em que para além de uma avaliação da atual condição do sistema em questão

deve-se considerar também uma tendência histórica na direção ou não do estado do qual se deseja falar.

Se por um lado o princípio fundamental do jogo dinâmico de forças externas e internas em qualquer sistema geomorfológico afirma, com certa lógica, que após determinado tempo o sistema alcança um estado de equilíbrio dinamicamente estável, por outro é preciso ter clareza se os materiais e formas são capazes de demonstrar isso, considerando as condições do meio em que materiais, formas e processos se manifestam. Matmon *et al* (2003) afirmam que a ideia de equilíbrio não é apropriada para as áreas de cabeceiras. De fato, a avaliação da condição de equilíbrio no alto rio Piranga assim o corrobora. No entanto, talvez fosse melhor dizer, como Ahnert (1987), que quanto mais a montante, na direção das cabeceiras de drenagem, o progresso da tendência ao equilíbrio torna-se mais demorado de se alcançar. Ou, de maneira mais cautelosa, em função de perturbações no sistema, quanto mais a montante maior a tendência da manifestação de um desequilíbrio morfológico pela maior propensão da inter-relação entre os componentes da paisagem em ultrapassar mais facilmente determinados limiares que podem mudar o comportamento morfodinâmico de um sistema. Assim, a condição de equilíbrio se estabelece muito mais pela resultante de um jogo dinâmico de forças que não ultrapassam determinados fatores ou condições limites do que por taxas erosivas constantes.

Se por um lado, a concepção de equilíbrio dinâmico como proposto por Hack não se aplica ao alto rio Piranga, por outro não significa que suas ideias não são aplicáveis ou, muito menos, que a concepção de equilíbrio (dinâmico, estático, ou qualquer adjetivação que se possa dar a ela) não possa se manifestar em sistemas geomorfológicos de terras altas. Não é pela ausência de evidências a favor do equilíbrio que a teoria é demonstrada falsa. É, aliás, na contraposição das entradas de energia, distribuição e manifestação dessa energia no sistema com as resistências oferecidas pelos seus materiais componentes que se pode afirmar com maior clareza a respeito da condição ou da tendência ao equilíbrio do relevo. Esta opinião é bastante afim a de que as formas do relevo se desenvolvem como resposta aos ajustes entre energia e matéria em um sistema aberto (DAVIS, 1899; HACK, 1960; LEOPOLD e LANGBEIN, 1962; CHORLEY, 1962) e a de que a paisagem envolve a disponibilidade e a distribuição de energia no sistema (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962) sem necessariamente considerar o cálculo da entropia em termos matemáticos e estatísicos neste último caso.

Muitas das concepções de equilíbrio em geomorfologia não são, portanto, contraditórias embora algumas delas se baseiem em concepções de ciclicidade excludentes, como é o caso das concepções de Davis (1899) e Hack (1960). Enquanto a primeira é abertamente cíclica, a segunda é claramente acíclica. Mas as duas concepções de equilíbrio em si não se opõem completamente porque estão baseadas em fatores comuns como a atuação processual e desnudacional dos agentes morfogenéticos e as características do meio que condicionam e podem restringir ou amplificar o trabalho dos agentes erosivos. Apenas os modos de se considerar a evolução do relevo a longo termo é que se distinguem um do outro nas concepções cíclica e acíclica. E em ambas a evolução morfológica das vertentes ainda carece de melhores explicações, sobretudo na interface com a influência tectônica quaternária.

A colocação em questão do princípio do equilíbrio dinâmico aqui serviu para problematizar sua testabilidade e confirmar que a condição de equilíbrio/estabilidade do sistema geomorfológico pode ser testada com base na organização dos seus materiais constituintes, na estruturação de suas formas e no comportamento das suas variáveis, condicionantes e/ou processos. Além disso, comprova que taxas erosivas semelhantes, estimadas a partir da geoquímica de águas fluviais, podem existir em condição de não equilíbrio geomorfológico, como é o caso da alta bacia do rio Piranga.

Enfim, a abordagem multiescalar aplicada nesta pesquisa demonstrou resultados complementares de grande valia para a avaliação das condições dinâmicas superficiais da crosta na área de estudo. Os resultados obtidos corroboraram e reforçam estudos prévios sobre a influência neotectônica na região e aliaram novos indícios nesse sentido, relacionados sobretudo à dissecação do relevo, às coberturas superficiais e à rede de drenagem que suportam uma condição de desequilíbrio morfodinâmico para a alta bacia do rio Piranga. Contudo, como a ciência nunca resolve um problema sem criar outros permanecem dúvidas quanto ao ritmo e à própria natureza da influência tectônica em escala local/regional. Trata-se de um movimento de soerguimento diferencial de blocos por falhamentos, basculamento, ou talvez algum tipo de compensação isostática? Considerando uma morfogênese ativa, o ritmo da morfodinâmica atual pode ser caracterizado como progressivamente acelerado ou desacelerado? Qual é a origem das rupturas de declive dos canais na região e em que medida elas são indicadoras da atividade neotectônica? Em que medida a morfologia das vertentes reflete uma influência neotectônica ou estrutural passiva? Estas são algumas das questões que parecem merecer estudos futuros a fim de melhor compreender a evolução geomorfológica das terras altas do sudeste brasileiro.

10. Referências

AB'SABER, Aziz N. (1950) Sucessão de quadros paleogeográficos no Brasil do Triássico ao Quaternário. **Anuário da Faculdade de Filosofia – Sedes Sapientiae** 1950-1951; Universidade Católica de São Paulo, p.61-69.

AB'SABER, Aziz N. (1962) Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. **Boletim da Universidade do Paraná**. Geografia Física. Curitiba. 2, p.1-32.

AB'SABER, Aziz N. (1964) O relevo brasileiro e seus problemas (capítulo 3). In: AZEVEDO, Aroldo de. **Brasil. A Terra e o Homem**. v.1, Cia. Editora Nacional, São Paulo.

AB'SABER, Aziz N. (1965) O papel das regiões de circundesnudação na compartimentação do relevo brasileiro. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da USP. São Paulo. Tese de livre docência.

AB'SABER, Aziz N. (1969) Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, nº18, São Paulo. IGEO/USP; p.1-23.

AB'SABER, Aziz N. (2000) Summit surfaces in Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. 30 (3), p.515-516.

ABRAHAMS, Athol D. (1968) Distinguishing between the concepts of steady state and dynamic equilibrium in Geomorphology. **Earth Science Journal**, v.2, nº2, p.160-166.

ABREU, Adilson Avansi de. (1980) Surell e as leis da morfologia fluvial. **Revista do IG-USP**. São Paulo. (Caderno Craton e Intracraton, nº 7).

ABREU, Adilson Avansi de. (2003) A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: Análise Crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 4, n.2. p.51-67.

ANA – AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. (2005) Diagnóstico Consolidado da bacia do rio Doce.

ANDERSON, S. P.; DIETRICH W. E.; BRIMHALL JR G. H. (2002) Weathering profiles, mass-balance analysis, and rates of solute loss: linkages between weathering and erosion in a small, steep catchment. **Geol. Soc. Amer. Bull**, 114(9):1143-1158.

AHNERT, Frank. (1987) Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.12, p.3-15.

AHNERT, Frank. (1994) Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology. **Geomorphology**, 11, p.125-140.

ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica – (2001) **Inventário Hidrelétrico da Bacia do Rio Doce**. Documento elaborado pela FUMEC.

ANZGG - Australian and New Zealand Geomorphology Group. (2008) **First Circular of 7th International Conference on Geomorphology: Ancient Landscapes – Modern Perspectives.** ANZGG. 1:2p. http://www.geomorphology2009.com/pdf/Geomorphology_2009_1st_ Circular.pdf

BAUER, Bernard O. (2006) Geomorphology. In: GOUDIE, A. (org) **Encyclopedia of Geomorphology**. p. 428-435.

BAULIG, Henri. (1950) **Essais de Géomorphologie**. Publications de la Faculté des Lettres de L'Université de Strasbourg. Fascicule 114. Paris VI^{e}

BAULIG, Henri. (1957) Les méthodes de la géomorphologie d'après M. Pierre Birot (premier article). **Annales de Géographie**, nº 354 – LXVIe année.

BIGARELLA, João J.; MOUSINHO, Maria R. (1965) Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia** n.16/17, p.153-197.

BISHOP, Paul. (1995) Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography** 19: p.449-473.

BISHOP, Paul. (2007) Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms** 32, p.329-365.

BRACKEN, Louise J.; WAINWRIGHT, John. (2006) Geomorphological equilibrium: myth and metaphor? **Transactions Institute British Geography**, p.167-178.

BRAUN, Jean.; SIMON-LABRIC, Thibaud.; MURRAY, Kendra E.; REINERS, Peter W. (2014) Topographic relief driven by variations in surface rock density. **Nature Geoscience**. v.7, pp.534-540.

BRUNSDEN, D. (1993) Barriers to geomorphological change. In: Thomas, D.S.G.; Allison, R.J (Eds) **Landscape Sensitivity**. Wiley, Chichester. p.7-12.

BOULET, R.; LUCAS, Y.; FRITSCH, E.; PAQUET, H. (1997) Geochemical processes in tropical landscapes: role of the soil covers. In: PAQUET, H.; CLAUER, N. (Eds) **Soils and Sediments**, Mineralogy and Geochemistry. Springer. Germany.

BULL, W.; McFADDEN, L. (1977) Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault California; In: **Geomorphology in Arid regions** (ed.) Doehring D O (Binghamton: State University of New York) 115-138.

BULL, William B. (1991) **Geomorphic responses to climatic change**. Oxford University Press, Newyork. Oxford.

BULL, William B. (2007) **Tectonic geomorphology of mountains**: a new approach to paleoseismology. Blacwell Publishing Ltd.

BURBANK, Douglas W.; ANDERSON, Robert S. (2001) **Tectonic Geomorphology**. Blackwell Publishing.

BURBANK, D.W. (2002) Rates of erosion and their implications for exhumation. **Mineralogical Magazine**. V.66(1), p.25-52.

CARVALHO, D. F. de.; MONTEBELLER, C. A.; FRANCO, E.M.; VALCARCEL, R.; BERTOL, I. (2005) Padrões de precipitação e índices de erosividade para as chuvas de Seropédica e Nova Friburgo, RJ. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.9, n.1, p.7-14.

CETEC – FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. (1982) **Mapa Geomorfológico do Estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte. Escala da base cartográfica: 1:1.000. 000.

CHEREM, Luis. F.S.; VARAJÃO, César A.C.; SALGADO, André A.R.; VARAJÃO, Angélica F.D.C.; BRAUCHER, Regis.; BOURLÉS, Didier.; MAGALHÃES JÚNIOR, Antonio P.; NALINI JÚNIOR, Hermínio A. (2012) Denudação química e rebaixamento do relevo em bordas interplanálticas com substrato granítico: dois exemplos no SE de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. V.13, nº.1. p.73-84.

CHEREM, Luis F.S.; VARAJÃO, César A.C.; MAGALHÃES JUNIOR, Antonio P.; SALGADO, André A.; OLIVEIRA, Letícia A.F.de.; BERTOLINI, William Z.; VARAJÃO, Angélica F.D.C. (2013) O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v.14, n.4. p.299-308.

CHOLLEY, A. (1950) Morphologie structurale et morphologie climatique. **Annales de Géographie**. LIX^{e} année. p.317-335.

CHORLEY, Richard. (1962) Geomorphology and general systems theory. **U.S.Geological Survey Professional Paper**. 500B. p.1-10.

CHORLEY, Richard. (1971) Geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais. **Notícia Geomorfológica**. 11(21); p.3-22. Campinas. Tradução de Antonio Christofoletti.

CHORLEY, R.; KENNEDY, B.A. (1971) **Physical Geography**: a systems approach. Prentice-Hall, London, 370 p.

CHRISTOFOLETTI, A. (1973) As teorias geomorfológicas. **Notícia Geomorfológica**. 13(25); Campinas: p.3-42.

CHRISTOFOLETTI, A. (1974) **Geomorfologia**. Editora Edgar Blucher. São Paulo.

CHRISTOFOLETTI, A. (1979) **Análise de sistemas em geografia**. São Paulo. Editora Hucitec/Editora da Universidade de São Paulo. (Geografia, teoria e realidade).

CHRISTOFOLETTI, A. (1981) **Geomorfologia Fluvial**. Edgar Blücher, São Paulo.

CHRISTOFOLETTI, A. (1981) La noción de equilíbrio en geomorfologia fluvial. **Revista de Geografía Norte Grande**, 8: p.69-86.

CHRISTOFOLETTI, A. (1999) **Modelagem de sistemas ambientais**. Editora Edgar Blucher, São Paulo. 236 p.

CHURCH, Michael. (1996) **Space, time and the mountain – how do we order what we see?** The scientific nature of geomorphology: proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology. Edited by Bruce L. Rhoads and Colin E. Thorn. John Wiley & Sons Ltd.

COX, Randel T. (1994) Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississipi embayment. **Geological Society of American Bulletin**. V.106, p.571-581.

COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais; CPRM – Serviço Geológico do Brasil. (2003) **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais**. Escala 1:1.000.000, Belo Horizonte, MG.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. (2001) **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais**. Escala 1:1.000.000, Belo Horizonte, MG.

DAVIS, William M. (1899) The Geographical Cycle. **Geographical Journal of Royal Society** nº 14. p. 481-504.

DAVIS, William M. (1902) Base level, grade and peneplain. **Journal of Geology**. V.10, p.77-111.

_____, William M. (1954) Base-level, grade and peneplain. In: **Geographical Essays**. Edited by Douglas Wilson Johnson. Dover Publications, INC. p.381-411.

DELGADO, I. de M.; SOUZA, J.D de.; SILVA, J.C.da.; FILHO, N.C.da S.; SANTOS, R A.dos.; PEDREIRA, A.J.; GUIMARÃES, J.T.; ANGELIM, J.A.de A.; VASCONCELOS, A.M.; GOMES, I.P.; FILHO, J.V de L.; VALENTE, C.R.; PERROTTA, M.M e HEINECK, C.A. (2003) Geotectônica do Escudo Atlântico (cap. V). In: BIZZI, L.A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVEZ, J.H (eds). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília.

DENBIGH, Kennet. (1951) **Thermodynamics of the Steady State**. L.: Methuen.

DIETSCH, Craig.; DORTCH, Jason M.; REYNHOUT, Scott A.; OWEN, Lewis A.; CAFFEE, Marc W. (2015) Very slow erosion rates and landscape preservation across the southwestern slope of Ladakh Range, India. **Earth Surface Processes and Landforms**. 40, pp.389-402.

DURY, G.H. (1966) The concept of grade. In: DURY, G.H (editor). **Essays in Geomorphology**. Elsevier, New York, NY. pp.211-233.

ECOPLAN-LUME Consórcio. (2010) **Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Doce**. V.1 – Relatório Final. 472 p.

ELETROBRÁS. (1989) Estudos de Inventário da Bacia do Rio Doce.

EMBRAPA (2006) Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.** Rio de Janeiro.

EPA – Environmental Protection Agency (1997) Office of Water. **Monitoring Water Quality**. United States. 227 p.

FIORENTINO, Mauro.; CLAPS, Pierluigi.; SINGH, Vijay P. (1993) An entropy-based morphological analysis of river basin networks. **Water Ressources Research**, v.29, nº.4, p.1215-1224.

FOSTER, G.R.; McCOOL, D.K.; RENARD, K.G.; MOLDENHAEUR, W.C. (1981) Conversion of the Universal Soil Loss Equation to SI units. **Journal of Soil and Water Conservation**, Baltimore v.36 p. 335-359.

FREITAS, Ruy O de. (1951) Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, n.7. p.3-19.

GERRARD, John A. (1988) **Rocks and landforms**. Unwin Hyman, London.

GERRARD, John. (1993) Soil geomorphology – present dilemmas and future challenges. **Geomorphology**, 7, p.61-84.

GILBERT, K. G. (1877) Report on the Geology of Henry Mountains. **U.S. Geog. And Geol. Surv., Rocky Mountain Region**.

GILBERT, K. G. (1909) The convexity of hilltops. **The Journal of Geology**, v.17, n.4. p. 344-350.

GIUSTI, C. (2004) Geologues et geographes français face à la theorie davisienne (1896 - 1909): retour sur l'intrusion de la géomorphologie dans la géographie. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, nº 3, p.241-254.

GLOCK, Waldo S. (1931) The development of drainage systems: a synoptic view. **The Geographical Review**. v.XXI, n.3. p.475-482.

GOMES, Newton S.; EVANGELISTA, Hanna J.; MEDEIROS JUNIOR, Edgar B.de.; FILIPPO, Raphael C.; GERMANO, Luciano F. (2010) Ocorrência de rochas da fácies granulito no Cinturão Mineiro, Minas Gerais, Brasil. **Revista da Escola de Minas**. Ouro Preto 63(3), p.433-440.

GRIGORYEV, A A. (1968) The theoretical fundamentals of modern physical geography. In: **The interactions of sciences in the study of the Earth**. Progress Publishers, Moscou. p.77-91.

GUEDES, Ivan C.; ETCHEBEHERE, Mario L de C.; MORALES, Norberto.; STEVAUX, José C.; SANTONI, Gisele de C. (2009) Análise morfotectônica da bacia do rio Santo

Anastácio, SP, através de parâmetros fluvio-morfométricos e de registros paleossísmicos. **Geociências** v.28, n.4, UNESP, São Paulo. p.247-362.

HACK, John.T. (1960) Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, 258A, p.80-97.

HACK, John T. (1965) **Geomorphology of the Shenandoah Valley Virginia and West Virginia and Origin of the Residual Ore Deposits**. U.S. Geological Survey. Professional Paper 484 Washington, U.S.

HACK, John T. (1973) Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal Research U.S. Geol. Survey** v.1, n.4 p.421-429.

HACK, John.T. (1975) Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: MELHORN, W.; FLEMAL, R. (eds) **Theories of Landform Development** (chapiter 5): Publications in Geomorphology. SUNY Binghanton.

HANCOCK, Gregory.; KIRWAN, Matthew. (2007) Summit erosion rates deduced from ^{10}Be: implications for relief production in the central Appalachians. **Geology**, v.35; nº 1; p.89-92.

HASUI, Y.; HARALY, N.L.E; COSTA, J.B.S. (1993) Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Geociências**, v.12, n.1, São Paulo, p.7-31.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F de. (1984) Província Mantiqueira – Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M.de; HASUI, Y (coord). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo. Edgar Blucher, 378p.

HIRUMA, Sílvio T. (2007) Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de seixos. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 27-28 (1/2).

HOLBROOK, John.; SCHUMM, Stanley A. (1999) Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, 305, p.287-306.

HOWARD, Alan D. (1965) Geomorphological systems – equilibrium and dynamics. **American Journal of Science**, v.263, p.302-312.

HOWARD, Arthur D. (1967) Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **Bulletin American Association of Petroleum Geologists** 51(11) p.2246-2259.

HOWARD, Alan. D. (1973) Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos. **Notícia Geomorfológica** 13 (26), Campinas; p.3-20. Tradução de Antonio Christofoletti.

HOWARD, Alan D. (1980) Thresholds in river regimes. In: COATES, D.R, e VITEK, J.D. (Eds) **Thresholds in Geomorphology**: Allen and Unwin, p. 227–258.

HOWARD, Alan. D. (1988) Equilibrium models in geomorphology. In: ANDERSON, M.G. **Modelling Geomorphological Systems**. New York, Wiley and Sons, Ch. 3, p. 49-72.

HUDDART, D.; STOTT, T. (2010) Fluvial processes and landform – sediment assemblages. In: **Earth Environments**: past, present and future. Wiley-Blackwell. West Sussex, UK.

HUGGET, R. (2007) A history of the systems approach in geomorphology. **Géomorphologie: relief, processus, environement,** nº 2, p.145-158.

HUNTINGTON, E. (1914) **The climatic factor as illustrated in arid America**. Carnegie Inst. Wash. Pub. 192, 341p.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia (2015). Disponível em: http://www.inmet.gov.br/html/observacoes.php?lnk=Gráficos. Acesso em março de 2015.

INKPEN, Robert. (2005) **Science, philosophy and physical geography**. Ed. Routledge. 164p.

JAMES, Preston. (1946) A configuração da superfície do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**. v.4, n.45. Rio de Janeiro.

KALE, Vishwas S.; SHEJWALKAR, Nikhil. (2008) Uplift along the western margin of the Deccan Basalt Province: is there any geomorphometric evidence? **Journal of Earth Systems Science**. 17, n.6, p.959-971.

KELLER, Edwar A.; PINTER, N. (2002) Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape. 2ªed. New Jersey, Prentice Hall. 362 p.

KING, Lester. (1956) A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano XVIII, n.2, p.147-265.

KLEIN, Claude. (1959) Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation. **Annales de Géographie** n.368, p.292-317.

KLEIN, Claude (1985) La notion de cycle en géomorphologie. **Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique**. v.26, fasc.2, p.95-107.

LEEDER, Mike R. (1991) Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill. **Geologische Rundschau**. 80 (2). p.441-458.

LEOPOLD, L. B.; LANGBEIN, W.B. (1962) The concept of entropy in landscape evolution. **Theoretical Papers in the Hydrologic and Geomorphic Sciences**. 20p.

LEUZINGER, Victor R. (1948) **Controvérsias geomorfológicas**. Jornal do Commercio. Rio de Janeiro.

LIMA, Adalto G. (2013) Índice de gradiente de canal: significados e diretrizes para aplicação. **Brazilian Geographical Journal**. V.4, n.2, p.680-692.

MACHADO, F.B. MOREIRA, C.A; ZANARDO, A.; ANDRE, A.C.; GODOY, A.M.; FERREIRA, J.A.; GALEMBECK, T.; NARDY, A.J.R.; ARTUR, A.C.; OLIVEIRA,

M.A.F.de. **Enciclopédia Multimídia de Minerais** (online). Disponível na internet via www.rc.unesp.br/museudpm. Consultado em 04 de outubro de 2013.

MACKIN, H. (1948) Concept of graded river. **Bulletin of the Geological Society of America.** v. 59, pp.463-612.

MAYER, Larry. (1992) Some comments on equilibrium concepts and geomorphic systems. **Geomorphology** 5, p.277-295.

MATMON, A.; BIERMAN, P.R.; LARSEN, J.; SOUTHWORTH, S.; PAVICH, M.; CAFFEE, M. (2003) Temporally and spatially uniform rates of erosion in the southern Appalachian Great Smoky Mountains. **Geology**. v.31; nº 2; p.155-158.

MEIS, Maria Regina M. de; MACHADO, Marisa B. (1978) A morfologia de rampas e terraços no Planalto do Sudeste do Brasil – médio vale do rio Doce. **Finisterra** - Revista Portuguesa de Geografia. vol XIII, n.26. Lisboa.

MÁXIMO, Antônio.; ALVARENGA, Beatriz. (1993) **Curso de Física** – volume 2. 3ª Ed. Editora Harbra Ltda. São Paulo.

MESSIAS, Cassiano G.; TROVÓ, Danilo F.G. (2013) Dissecação do relevo do setor nordeste da carta de São José dos Campos: uma comparação entre os métodos de mapeamento manual e Índice de Concentração de Rugosidades. Anais do 14º **EGAL – Encuentro de Geografos de America Latina**. Peru.

MIGON, Piotr. (2006) **Granite landscapes of the world**. Oxford University Press, Oxford.

MIGON, Piotr. (2010) Spitzkoppe: the world of granite landforms. In: Migon, P (ed). **Geomorphological landscapes of the world**. Springer.

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). (2005) **Brasil em Relevo.** Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Disponível em: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>. Acesso em: 18 out. 2011.

MONTGOMERY, Keith. (1989) Concepts of equilibrium and evolution in geomorphology: the model of branch systems. **Progress in Physical Geography**, v.13, p.47-66.

MOREIRA, Ceres V.; FERREIRA, Omar C.; MARTINS Junior, Paulo P. (2003) Aplicação da Termodinâmica para Avaliação do Equilíbrio das Redes Fluviais – a Bacia do Rio Santo Antonio. **Economia & Energia**, n.36.

MOUSINHO, Maria R.; BIGARELLA, João J. (1965) Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**, n.16-17, Curitiba - p.43-83.

MURRAY, Brad.; FONSTAD, Mark A. (2007) Preface: complexity (and simplicity) in landscapes. **Geomorphology** 91, p.173-177.

NUNES, Elizon D.; ROMÃO, Patrícia. A.;. FERREIRA, Nilson C. (2008) Otimização de Medidas de Entropia da Paisagem Como Subsídio ao Planejamento Ambiental - Região de Goiânia -GO. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 28, n.2, p. 123-138.

ORD, A.; HUNT, G.W.; HOBBS, B. E. (2010) Patterns in our planet: defining new concepts for the application of multi-scale non-equilibrium thermodynamics to Earth-system science. **Philosophical Transactions of The Royal Society**, 368, pp.3-8.

PEDROSA-SOARES, Antonio C; DARDENNE, Marcel A; HASUI, Yociteru; CASTRO, Flávio D. C. de; CARVALHO, Marcus Vinicius A. de. (1994) **Nota Explicativa dos Mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais**. Escala 1:1.000.000, Belo Horizonte: COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais. 97p.

PENCK, Walther. (1953) **Morphological analysis of landforms**. New York, St. Martin'Press. Tradução de Hella Czeck e K.C. Boswell.

PERUCCA, Laura P.; ROTHIS, Martín.; VARGAS, Horacio N. (2014) Morphotectonic and neotectonic control on river pattern in the Sierra de la Cantera piedmont, Central Precordillera, province of San Juan, Argentina. **Geomorphology**. 204. Pp.673-682.

PHILLIPS, J.D. (1992a) The end of equilibrium? **Geomorphology.** 5; pp.195-201.

_____, J.D. (1992b) Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution? **Geomorphology.** 5; pp.219-229.

_____, J.D. (1993) Progressive and regressive pedogenesis and complex soil evolution. Quaternary **Research**, 40, pp.169-176.

_____, J.D. (2006) Deterministic chaos and historical geomorphology: a review and look forward. **Geormorphology,** 76, pp.109-121.

_____, J.D.; LUTZ, J.David. (2008) Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology**, 102, pp.554-566.

_____. J.D. (2009) Changes, perturbations and responses in geomorphic systems. **Progress in Physiscal Geography** 33 (1); pp.17-30.

_____. J.D. (2011) Emergence and pseudo-equilibrium in geomorphology. **Geomorphology**, 132, pp.319-326.

PINET, Patrick; SORIAU, Marc. (1988) Continental erosion and large-scale relief. **Tectonics**. 7; pp.563-582.

PRIGOGINE, Illya. (1955) **Introduction to thermodynamics of irreversible processes**: C. Thomas, Springfield, Ill., 115 p.

QUEIROZ, Luiza A. V.de.; SILVEIRA, Carla S.; DE MELLO, William Z.; ALVIM, Renata B.; VIEIRA, Méri D. (2012) Hidrogeoquímica e poluição das águas fluviais da bacia do rio Paquequer, Teresópolis (RJ). **Geociências**. São Paulo, UNESP, v.31, n.4, p.606-621.

RADAM BRASIL (1983) **Mapa geomorfológico**. Folha Rio de Janeiro/Vitória SF23/24. Escala 1:1.000.000. Levantamento de Recursos Naturais. v.32. Ministério das Minas e Energia.

REID, Leslie M.; DUNNE, Thomas. (2003) Sediment budgets as an organizing framework in fluvial geomorphology (chap 16). In: KONDOLF, G.M.; PIÉGAY, H. (editors) **Tools in fluvial geomorphology**. John Wiley & Sons.

RIEBE, Clifford S.; KIRCHNER, James W.; GRANGER, Darryl E.; FINKEL, Robert C. (2000) Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in alluvial sediment. **Geology**, v.28, n.9, p.803-806.

RIEBE, C. S.; KIRCHNER J. W.; FINKEL R. C. (2003) Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 67**:** pp.4411-4427.

RIBEIRO, A., TROUW, R.A. J., ANDREIS, R.R., PACIULLO, F.V.P., VALENÇA, J.G. (1995) Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasiliano na margem sul do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p.235-248.

RIQUIER, J. (1969) Contribution a l'étude des "*stone lines*" en regions tropicale et équatoriale. **Cahiers Orstom**, sér. Pédologie, 7(1): 71-110.

RÖMER, Wolfgang. (2008) Accordant summit heights, summit levels and the origin of the "upper denudation level" in the Serra do Mar (SE-Brazil, São Paulo): a study of hillslope forms and processes. **Geomorphology** n.100, p.312-327.

ROSS, Jurandyr L. S. (2003) **Geomorfologia Ambiente e Planejamento**. Ed. Contexto. São Paulo. 85 p.

SAADI, Allaoua. (1991) **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais**: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese. Belo Horizonte. Instituto de Geociências – UFMG. (Tese de livre docência). 290 p.

SALGADO, André A.R.; SOBRINHO, Leilane C.G.; CHEREM, Luis F.S.; VARAJÃO, César A.C.; BOURLÈS, Didier.; BRAUCHER, Régis e MARENT, Breno R. (2012) Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.2 pp.213-222.

SCHEIDEGGER, Adrian E. (1983) Instability principle in geomorphic equilibrium. **Zeitschrift für Geomorphologie.** N.F. v.27, n.1, Berlin – Stuttgart, p.1-19.

SCHOBBENHAUS, Carlos.; BRITO NEVES, Benjamin B de. (2003) A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVEZ, J.H (eds). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília.

SCHUMM, Stanley A. (1971) In: SHEN, H.W (editor). Fluvial geomorphology in river mechanics. **Water Resources Publication**, Fort Collins, Colorado, chapters 4 and 5.

SCHUMM, Stanley A.; LICHTY, R W. (1965) Time, space and causality in geomorphology. **American Journal of Science**, 263, p.110-119.

SCHUMM, Stanley A. (1991) **To interpret the Earth:** ten ways to be wrong. Cambridge University Press, Cambridge, 133 p.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. (1983) River profiles along the Himalayan Arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics** 92 p.335-367.

SELBY, M. J. (1985) **Earth's changing surface**: an introduction to geomorphology. Clarendon Press. Oxford.

SILVA, Telma M da.; MONTEIRO, Hevelyn da S.; CRUZ, Marcela A.; MOURA, Josilda R da S de. (2006) Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências** – UFRJ, v.29 – 2. p.210-224.

SOUZA, Carla J. de O. (1995) **Interpretação morfotectônica da bacia do rio Doce**. Instituto de Geociências (UFMG) – Dissertação de mestrado. 146 p.

SOUZA, Lázaro F de.; SAMPAIO, Tony V.M. Aplicação do Índice de Concentração da Rugosidade à identificação de classes de dissecação do relevo: uma proposta de quantificação e automatização em ambiente SIG. (2010) **Anais** do III Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação. Recife, Pernambuco.

STRAHLER, Arthur N. (1950) Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. **American Journal of Science**, v.248, p.673-696 (Parte I) e p.800-814 (Parte II).

STRAHLER, Arthur N. (1977) **Geografía Física**. 3ªed. Ediciones Omega S.A. Barcelona.

SUMMERFIELD, Michael A. (1991) **Global Geomorphology**: an introduction of the study of landforms. Essex. Longman Scientific & Technical.

SZIKSZAY, Maria. (1993) **Geoquímica das águas**. Boletim IG-USP. Sér. Didática. n.5, pp.1-166.

TERRIZZANO, Carla M.; CORTÉS, José M.; ZECH, Roland.; MORABITO, Ezequiel G. (2014) Drainage anomalies as indicators of soft-linked deformation zones between neotectonic structural highs in the Precordillera, Central Andes of Argentina. **Geomorphology**, 224, p.1-15.

THOMAS, Michael. (1994) **Geomorphology in the Tropics**. Wiley, Chichester.

THORN, C. E. (1982) **Space and time in Geomorphology**. London, George Allen & Unwin. 379 p.

THORN, C.E.; WELFORD, M. R. (1994) The equilibrium concept in geomorphology. **Annals of the Association of American Geographers**, 84 (4), p.666-696.

TRICART, Jean.; CAILLEUX, Andre. (1965) **Introduction à la Géomoprhologie Climatique**. Societé d'Editions d'Enseignement Superieur. Paris.

TRICART, Jean. (1966) As descontinuidades nos fenômenos da erosão. **Notícia Geomorfológica**, v.6, nº 12, Campinas. p.3-14. Transcrito da publicação nº 59 do A.I.H.S., Commission d'erosion continentale, p.233-243. Paris. 1962. Tradução de Antonio Christofoletti.

TWIDALE, C.R. (1991) A model of landscape evolution involving increased and increasing relief amplitude. **Z. Geomorph.** N.F 35, 1, p.85-109.

UFV – Universidade Federal de Viçosa.; Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais (CETEC).; Universidade Federal de Lavras (UFLA).; Fundação Estadual do Meio Ambiente (FEAM). (2010) **Mapa de Solos do Estado de Minas Gerais**. Escala 1:650.000. Belo Horizonte.

VALADÃO, Roberto C. (1998) **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental**. Universidade Federal da Bahia, Salvador; 242 p. (Tese de Doutorado).

VAN DER BEEK, Peter.; SUMMERFIELD, Michael.; BRAUN, Jean.; BROWN, Roderick W.; FLEMING, Alastair. (2002) Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escapment) margin. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.B12.

WHITE, A.F.; BULLEN, T.D.; SCHULZ, M.S.; BLUM, A.E.; HUNTINGTON, T.G.; PETERS, N.E. (2001) Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.65, n.6, p.847-869.

WHITE, A. F.; BLUM, A. E. (1995) Effects of climate on chemical weathering in watersheds. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 59:1729-1747.

WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. (1960) Magnitude and frequency of geomorphic processes. **Journal of Geology** 68 (1), p.54-74.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. (2005) Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozoicos do sudeste do Brasil. **Boletim Geociências Petrobrás**, v. 13, n. 2, p. 269-300.

ZANCOPÉ, M.H de C.; PEREZ FILHO, A.; CARPI Jr. (2009) Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do Rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, n.1; p.31-42.

ZDENKOVIC, M.L.; SCHEIDEGGER, A.E. (1989) Entropy of landscapes. **Z.Geomorph**., 33, p.361-371.

11. Apêndice A – FICHAS DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DOS SOLOS DESCRITOS EM CAMPO

FICHA 1 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 13/02/2013

Ponto: D53 Coordenadas: 633.261 long/7.673.779 lat

Sub-bacia: córrego Soares Altitude: 1140 m

Referência: corte de estrada à margem direita do córrego na alta bacia

Posição na vertente: alta/média Relevo local: ondulado

Declividade: 8 a 15% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: mata secundária Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 20 cm, bruno (7.5 YR 4/4, seco); argilosa; moderado, média granular; solta, muito friável, plástica; transição plana e clara.

B1 20 - 92 cm, vermelho-amarelado (5 YR 5/6, seco); argilosa, moderado, média em blocos; macia, friável, plástica; transição ondulada e clara.

B2 92 - 174 cm, vermelho-amarelado (5 YR 5/8, seco); argilosa, forte, média a grande em blocos; ligeiramente dura, friável, não plástica; transição plana e abrupta.

BC 174 - 220 cm, rosado com manchas brancas (5 YR 7/3, seco); argilosiltosa, forte, grande em blocos; ligeiramente dura, friável, não plástica; transição ondulada e clara.

C 220 - 250^{+} cm, saprolito de coloração variegada com predomínio de branco com manchas rosadas

RAÍZES: finas com presença de canais de cupins preenchidos com matéria orgânica.

FICHA 2 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 13/02/2013

Ponto: D55 Coordenadas: 633.899 long/ 7.674.679 lat

Sub-bacia: córrego Soares Altitude: 1099 m

Referência: corte de estrada à margem esquerda do córrego na baixa bacia

Posição na vertente: média Relevo local: forte ondulado

Declividade: 21 a 31% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide/samambaia Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 20 cm, bruno (10 YR 5/3, seco); arenosa; fraco, média granular; macia, muito friável; não plástica; transição plana e clara.

AB 20 - 38 cm, bruno-amarelado-claro (10 YR 6/4, seco); arenoargilosa; fraco, pequena em blocos; macia, friável, não plástica; transição plana e abrupta.

C 38 - 125^{+} cm, amarelo-brunado (10 YR 6/6) arenoargilosa cascalhenta; fraco, pequena em blocos; macia, friável, não plástica;

RAÍZES: comuns e finas no A e AB.

OBS: Blocos rochosos angulares e cascalhos em estágio inicial de intemperização no horizonte C

FICHA 3 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 14/02/2013

Ponto: D64 Coordenadas: 643.508 long/7.677.454 lat

Sub-bacia: ribeirão Carrancas Altitude: 838 m

Referência: corte de estrada de terra próximo ao sopé da escarpa (Carrancas).

Posição na vertente: média/baixa Relevo local: forte ondulado

Declividade: 3 a 8% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide (capim meloso) Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A1 0 - 40 cm, bruno (7.5 YR 4/2, seco); argilosa; moderada, média em blocos; ligeiramente dura, friável, plástica; transição plana e clara.

A2 40 - 87 cm, bruno (7.5 YR 5/4, seco); argilosa, moderada, média em blocos; ligeiramente dura, friável, plástica; transição ondulada e clara.

A3 87 - 131 cm, bruno escuro (7.5 YR 3/4, seco); argilosa, moderada, média em blocos/granular; macia, friável, ligeiramente plástica; transição ondulada e gradual.

B 131 - 177 cm, bruno amarelado (10 YR 5/6, seco); argilosa cascalhenta, moderada, média a pequena em blocos; macia, muito friável, ligeiramente plástica; transição ondulada e clara.

Linha de pedras com cascalhos, calhaus e matacões de quartzo angulosos a subangulosos mal selecionados 177 - 198 cm.

BC 198 - 267^{+} cm, rosado (5 YR 7/3, seco); argilosa, forte, média a grande em blocos; dura, friável, ligeiramente plástica.

OBS: presença comum de cupins e canais de preenchimento no horizonte A

FICHA 4 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 14/02/2013

Ponto: D70 Coordenadas: 638.685 long/7.675.620 lat

Sub-bacia: córrego Amargoso Altitude: 1035 m

Referência: corte de estrada para a Vargem do Amargoso no contexto da escarpa

Posição na vertente: média Relevo local: escarpado

Declividade: 8 a 15% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 12 cm, vermelho-acinzentado (2.5 YR 4/2, seco); argilosa; moderado, pequeno granular; macia, muito friável; ligeiramente plástica; transição ondulada e clara.

AB 12 - 34 cm, vermelho-acinzentado (2.5 YR 4/2, seco); argilosa; forte, média em blocos; ligeiramente dura, friável, plástica; transição irregular e clara.

B1 34 - 105 cm, bruno-amarelado (10 YR 5/6) argilosa; forte, grande em blocos; ligeiramente dura, friável, plástica; transição ondulada e gradual.

B2 105 - 175 cm, bruno-amarelado (10 YR 5/6) argilosa; fraco, pequena a média em blocos; macia, friável, ligeiramente plástica; transição ondulada e clara.

B3 175 - 220^{+} cm, amarelo-brunado (10 YR 6/8) argilosa; forte, média a grande em blocos; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica.

FICHA 5 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 14/02/2013

Ponto: D76 Coordenadas: 634.198 long/7.670.173 lat

Sub-bacia: córrego do Açude

Referência: corte de estrada no divisor da bacia

Posição na vertente: alta Relevo local: forte ondulado

Declividade: 21 a 31% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: arbórea Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: ligeiramente pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 15 cm, cinzento escuro (7.5 YR 4/1, seco); areno-argilosa com cascalho; fraco, pequena granular; macia, muito friável, não plástica; transição plana e clara.

B1 15 - 52 cm, bruno-avermelhado-claro (5 YR 6/4, seco); areno-argilosa cascalhento, fraco, pequena granular; macia, muito friável, não plástica; transição plana e gradual.

B2 52 - 82 cm, bruno (7.5 YR 5/3, seco); argiloarenosa, fraco, pequena granular muito cascalhenta; macia, muito friável, não plástica; transição ondulada e abrupta.

B3 82 - 200 cm; arenoargiloso nos primeiros centímetros, em blocos maciço.

OBS: Horizonte B3 diferenciado em nível de calhaus em estágio de intemperização primária seguido de sub-horizonte amarelo cascalhento fino seguido por um maciço de cor variegada com predomínio de croma rosado.

FICHA 6 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 14/02/2013

Ponto: D81 Coordenadas: 646.560 long/ 7.673.521 lat

Sub-bacia: córrego Lava-pés Altitude: 849 m

Referência: corte de estrada

Posição na vertente: alta Relevo local: forte ondulado

Declividade: 0 a 3% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 11 cm, bruno (7.5 YR 4/2, seco); argilosa; moderado, pequena em blocos; ligeiramente dura, friável, plástica; transição plana e gradual.

B 11 - 90 cm, bruno-forte (7.5 YR 5/8, seco); argilosa, moderado, média em blocos; ligeiramente dura, friável, plástica; transição ondulada e gradual

BC 90 - 200 cm, bruno (7.5 YR 5/2, seco); argilosa, moderado, grande em blocos; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica.

RAÍZES: comuns e finas no horizonte A e B

OBS: Presença comum de cupins nos horizontes A e B.

FICHA 7 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 15/02/2013

Ponto: D89 Coordenadas: 637.450 long/ 7.682.033 lat

Sub-bacia: alta bacia do córrego Maria Luisa Altitude: 792 m

Referência: corte de estrada

Posição na vertente: média Relevo local: forte ondulado

Declividade: 3 a 8% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 22 cm, bruno (7.5 YR 4/2, seco); argilosa; forte, média em blocos; ligeiramente dura, friável, plástica; transição ondulada e gradual.

B 22 - 100^{+} cm, bruno-forte (7.5 YR 5/8, seco); argilosa, forte, média a grande em blocos; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica.

RAÍZES: comuns e finas no horizonte A

OBS: Presença comum de cupins em todos os horizontes

FICHA 8 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 15/02/2013

Ponto: D98 Coordenadas: 636.011 long/7.682.398 lat

Sub-bacia: rio Piranga Altitude: 773 m

Referência: corte de estrada no vale do rio Piranga, à sua margem esquerda a cerca de 200 metros do leito vazante

Posição na vertente: média Relevo local: forte ondulado

Declividade: 8 a 15% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 30 cm, bruno-acinzentado muito escuro (10 YR 3/2, seco); argilosa; forte, pequena a média em blocos; ligeiramente dura, friável; ligeiramente plástica; transição irregular e gradual.

AB1 30 - 94 cm, bruno-acinzentado escuro (10 YR 4/2, seco); argiloarenosa; forte, média a grande em blocos; macia, friável, plástica; transição ondulada e clara.

AB2 94 - 150 cm, bruno-acinzentado muito escuro (10 YR 3/2); argilosa; moderado, média a grande em blocos; macia, friável, plástica.

RAÍZES: poucas e finas em todos os horizontes.

OBS: Presença de cupins em todos os horizontes.

FICHA 9 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 15/02/2013

Ponto: D103 Coordenadas: 639.364 long/7.684.934 lat

Sub-bacia: cabeceira de afluente direto do rio Piranga Altitude: 789 m

Referência: corte de estrada de terra, próximo à escarpa, à margem direita do rio Piranga

Posição na vertente: alta/média Relevo local: ondulado

Declividade: 8 a 15% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: arbórea Uso atual: mata preservada

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 21 cm, bruno-acinzentado muito escuro (10 YR 3/2, seco); argilosa; moderado, pequena em blocos; macia, friável, ligeiramente plástica; transição ondulada e clara.

AB 21 - 70 cm, bruno (7.5 YR 5/4, seco); argilosa, moderado, pequena em blocos; macia, friável, ligeiramente plástica; transição plana e gradual.

B 70 - 170 cm, bruno-forte (7.5 YR 5/8, seco); argilosa, moderado, média em blocos; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica.

RAÍZES: finas e muitas em todos os horizontes.

OBS: Presença de nódulos de argila bruno-acinzentado muito escuro na parte superior do horizonte AB. Presença de cupins e formigas em todos os horizontes.

FICHA 10 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 15/02/2013

Ponto: D108 Coordenadas: 638.607 long/7.689.649 lat

Sub-bacia: córrego Ponte Funda Altitude: 779 m

Referência: corte de estrada de terra

Posição na vertente: alta/média Relevo local: ondulado

Declividade: 21 a 31% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide e arbórea Uso atual: pasto sujo

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 22 cm, vermelho-amarelado (5 YR 5/8, seco); argilosa; moderado, pequena em blocos; ligeiramente dura, friável, plástica; transição ondulada e gradual.

B 22 - 200 cm, amarelo-avermelhado (5 YR 6/8, seco); argilosa com cascalho, moderado, média a grande em blocos; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica; transição plana e gradual.

RAÍZES: finas e comuns no horizonte A.

FICHA 11 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 15/02/2013

Ponto: D110 Coordenadas: 639.696 long/ 7.689.310 lat

Sub-bacia: baixa bacia do córrego Ponte Funda Altitude: 737 m

Referência: corte de estrada

Posição na vertente: baixa Relevo local: ondulado

Declividade: 8 a 15% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 26 cm, cinzento-avermelhado (5 YR 5/2, seco); argilosa; forte, médio em blocos; ligeiramente dura, friável; plástica; transição irregular e clara.

B 26 - 180 cm, amarelo-avermelhado (5 YR 6/8, seco); argilosa com cascalho; forte, grande em blocos; dura, friável, plástica.

RAÍZES: comuns e finas.

OBS: Manchas vermelhas escuras de ferro oxidado na parte inferior do horizonte B; presença de cascalho em estágio inicial e secundário de intemperização.

FICHA 12 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

2º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 16/02/2013

Ponto: D117 Coordenadas: 647.423 long/7.692.012 lat

Sub-bacia: córrego dos Alves Altitude: 795 m

Referência: acima do divisor da sub-bacia do córrego Tiradentes

Posição na vertente: alta Relevo local: ondulado

Declividade: 8 a 15% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 22 cm, bruno-acinzentado-escuro (10 YR 4/2, seco); argiloarenosa; moderada, grande em blocos; macia, friável; plástica; transição ondulada e clara.

B1 22 - 130 cm, bruno-amarelado (10 YR 5/8, seco); argilosa; moderada, média a grande em blocos; macia, friável, plástica; transição ondulada e gradual.

B2 130 - 250 cm, amarelo-brunado (10 YR 6/8, seco); argilosa; moderada, média a grande em blocos; dura, friável, ligeiramente plástica; transição plana e gradual.

BC1 250 - 287 cm, vermelho-claro-acinzentado (10R 6/4, seco); argilo-siltosa; forte, média em blocos; dura, muito friável, ligeiramente plástica; transição plana e gradual.

BC2 287 - 319^{+} cm, vermelho-acinzentado (7,5 R 5/3, seco); argilo-siltosa; moderado, média em blocos; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica.

FICHA 13 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

5º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 14/01/2015

Ponto: D186 Coordenadas: 637.330 long/7.676.599 lat

Sub-bacia: ribeirão das Lobas ou Pinta Pau Altitude: 823 m

Referência: corte de estrada

Posição na vertente: alta Relevo local: forte ondulado

Declividade: 31 a 45% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

AB 0 - 22 cm, vermelho (2.5 YR 5/6, seco); argilosiltosa; forte, pequeno em blocos; muito dura, friável; ligeiramente plástica; transição ondulada e clara.

B1 22 - 43 cm, bruno-avermelhado (2.5 YR 4/4, seco); argilosiltosa; fraco, muito pequeno em blocos; macia, muito friável, plástica; transição irregular e gradual.

B2 43 - 210 cm, vermelho (2.5 YR 4/8) argilosa; forte, grande em blocos; ligeiramente dura, friável, plástica; transição plana e gradual.

BC 210 - 270^{+} cm, vermelho (10 R 4/6) siltoargilosa; moderado, média em blocos; macia, friável, não plástica; transição ondulada e clara.

OBS: Presença de mica em todos os horizontes

FICHA 14 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

5º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 14/01/2015

Ponto: D190 Coordenadas: 640.647 long/7.668.346 lat

Sub-bacia: alto rio Piranga (próximo à sua nascente) Altitude: 1167 m

Referência: corte de estrada à margem da ferrovia

Posição na vertente: média Relevo local: ondulado

Declividade:0 a 3% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: capoeira Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 11 cm, bruno-avermelhado (5 YR 4/4, seco); argilosa; moderada, muito pequena em blocos; macia, friável; ligeiramente plástica; transição ondulada e clara.

B 11 - 75 cm, vermelho (2.5 YR 4/8, seco); argilosa e cascalhenta na porção inferior; moderada, grande em blocos; ligeiramente dura, friável, plástica; transição plana e gradual.

C 75 - 186 cm, variegada com manchas brancas e predomínio de vermelho (10 R 4/8, seco); argilo-siltosa; fraca, média em blocos; macia, muito friável, não plástica. Presença de veios de coloração clara e textura arenosa em avançado estágio de intemperismo.

RAÍZES: muitas e finas no A e parte superior do B.

FICHA 15 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

5º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 14/01/2015

Ponto: D199 Coordenadas: 646.347 long/7.669.319 lat

Sub-bacia: ribeirão da Mutuca Altitude: 831 m

Referência: corte de estrada

Posição na vertente: média Relevo local: forte ondulado

Declividade: 8 a 15% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

BA 0 - 49 cm, bruno (10 YR 4/3, seco); argilosa; fraco, pequena em blocos; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica; transição irregular e clara.

B 49 - 140 cm, bruno (10 YR 6/8, seco); argilosa, forte, grande em blocos; dura, firme, ligeiramente plástica; transição plana e gradual.

C 140 - 240 cm, cor variegada com manchas vermelhas e amarelas; siltoargilosa micácea, moderada, média em blocos; ligeiramente dura, solta, não plástica; transição ondulada e gradual.

FICHA 16 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

5º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 14/01/2015

Ponto: D202 Coordenadas: 650.928 long/7.669.942 lat

Sub-bacia: córrego dos Alves Altitude: 761 m

Referência: corte de estrada

Posição na vertente: média/baixa Relevo local: forte ondulado

Declividade: 15 a 21% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: graminoide Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 - 12 cm, bruno (7.5 YR 4/3, seco); argilosa; fraca, muito pequena em blocos; macia, muito friável, plástica; transição plana e clara.

B 12 - 98 cm, bruno-forte (7.5 YR 5/8, seco); argiloso, fraca, média em blocos; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica; transição ondulada e abrupta.

Linha de pedras com cascalhos e calhaus de quartzo subangulosos e subarredondados mal selecionados 98 - 143 cm.

RAÍZES: muitas e finas no A; comuns e finas no B.

FICHA 17 DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE SOLO

5º Trabalho de campo – Alta bacia do rio Doce

DESCRIÇÃO GERAL

Data: 15/01/2015

Ponto: D215 Coordenadas: 652.394 long/7.686.124 lat

Sub-bacia: ribeirão do Melo Altitude: 781 m

Referência: corte de estrada

Posição na vertente: média/baixa Relevo local: forte ondulado

Declividade: 8 a 15% Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: mata secundária Uso atual: pastagem

Umidade: seco Pedregosidade: não pedregoso

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 – 12 cm, bruno-avermelhado (5YR 4/4 seco); argilosa; moderada pequena em blocos; ligeiramente dura, friável, ligeiramento plástica; transição ondulada e clara.

B 12 – 81 cm, vermelho-amarelado (5YR 5/8 seco); argilosa com cascalho; forte grande em blocos; dura, friável, plástica; transição ondulada e abrupta.

Linha de pedra de cascalhos e calhaus de quartzo mal selecionados 81 – 99 cm

BC 99 – 126^{+} cm, vermelho (10R 4/6 seco); argiloso; moderada grande em blocos; ligeiramente dura, muito friável, não plástica.

Nom omnis moriar.
Horacio (65 a.C – 8 a.C)