

Universidade Federal de Minas Gerais
Departamento de Geografia

Simone Garabini Lages

**ANÁLISE PEDOLÓGICA APLICADA À IDENTIFICAÇÃO DE
DESCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS: VERTENTES DO
CÓRREGO DO QUEBRA, DEPRESSÃO DE GOUVEIA, MG.**

Minas Gerais. Brasil
Agosto de 2005

L174a
2005

Lages, Simone Garabini.

Análise pedológica aplicada à identificação de descontinuidades estratigráficas : vertentes do Córrego do Quebra : depressão de Gouveia. MG [manuscrito] / Simone Garabini Lages. - 2005.

100 f. enc. : il. color.

Orientador: Cristiane Valéria de Oliveira.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2005.

Área de concentração: Análise Ambiental.

Bibliografia: f. 96-100.

1. Mineralogia – Gouveia (MG) – Teses. 2. Geologia estratigráfica – Teses. 3. Ciência do solo – Teses. 4. Geomorfologia – Teses. I. Oliveira, Cristiane Valéria de. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.7

Simone Garabini Lages

**ANÁLISE PEDOLÓGICA APLICADA À IDENTIFICAÇÃO DE
DESCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS: VERTENTES DO
CÓRREGO DO QUEBRA, DEPRESSÃO DE GOUVEIA, MG.**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado
do Instituto de Geociências da Universidade
Federal de Minas Gerais como requisito parcial
à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental

Orientadora: Dra. Cristiane Valéria de Oliveira

Belo Horizonte.

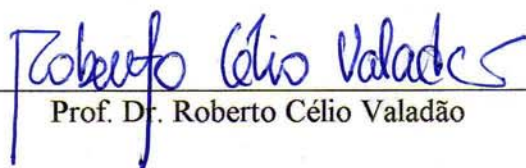
Departamento de Geografia da UFMG

2005

Dissertação defendida e aprovada, em 29 de agosto de 2005, pela Banca Examinadora constituída pelos professores:



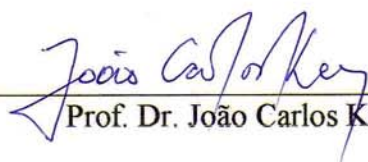
Prof.^a. Dr.^a. Cristiane Valéria de Oliveira



Prof. Dr. Roberto Célio Valadão



Prof.^a. Dr.^a. Wilma Lúcia Macagnan Carvalho



Prof. Dr. João Carlos Ker

Para minhas sobrinhas:

Laura e Carol.

AGRADECIMENTO

Agradeço a Deus por esta valiosa etapa de crescimento pessoal e profissional e a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para sua conclusão.

Agradeço de modo especial:

- à orientadora Dra. Cristiane Valéria de Oliveira, professora do Instituto de Geociências da UFMG, pelos ensinamentos, pelo incentivo e pela confiança no trabalho;
- à geógrafa Alessandra Vasconcelos pelo apoio e acompanhamento das etapas da pesquisa;
- ao geólogo Walter de Brito, do CNEM-CDTN, pelas análises mineralógicas e pelas valiosas aulas;
- aos professores Roberto Célio Valadão e Vilma Macagnam pela avaliação da pesquisa nas etapas de seminário e defesa;
- ao professor Dr. João Carlos Ker pela participação na etapa final de avaliação do trabalho;
- aos meus amigos e familiares, sempre presentes.

Agradeço ainda às instituições que apoiaram a realização da pesquisa:

- a Comissão Nacional de Energia Nuclear e Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear e (CNEN / CDTN) de Belo Horizonte pela realização das análises mineralógicas;
- o Laboratório de Difração de Raio X do Instituto de Geociências da UFOP pelo apoio na preparação das amostras.

Obrigada!

Uma das coisas mais fascinantes na história da ciência foram as investigações que Kepler realizou, por 18 anos, a fim de determinar matematicamente as órbitas dos planetas. As três leis que ele enunciou podem ser apreendidas em poucos minutos. São o resultado. Quebra-cabeça pronto. Nada fazem com a inteligência. O fascinante foi seu caminho ou, mais precisamente, os seus caminhos e descaminhos, por 18 anos. Seguindo os seus caminhos aprende-se não um resultado (para que saber o resultado, se ele se encontra escrito nos livros?), mas a arte de pensar.

Gilberto Dimenstein e Rubem Alves.¹

¹ DIMENSTEIN, Gilberto; ALVES, Rubem. **Fomos maus alunos**. 3ªed. Campinas: Papyrus, 2003. 125 p.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	12
2. REFERENCIAL TEÓRICO.....	14
2.1 Pedologia: processos e interfaces.....	14
2.1.1 Intemperismo e pedogênese.....	14
2.1.2 Processos e características pedogenéticas.....	17
2.1.3 Mineralogia aplicada à pedogênese.....	19
2.2 Pedogênese, morfogênese e a análise estratigráfica.....	23
2.2.1 Pedogênese e Morfogênese.....	23
2.2.2 Processos morfogenéticos.....	27
2.2.3 A análise estratigráfica.....	36
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	41
3.1 Localização e clima.....	41
3.2 Geologia.....	43
3.3 Geomorfologia e Pedologia.....	48
4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	52
4.1 A análise pedológica.....	52
4.2 A análise estratigráfica.....	55
4.3 Descrição geral dos procedimentos metodológicos.....	59
5. RESULTADOS.....	65
5.1 Caracterização dos pontos de campo.....	65
5.1.1 Descrição do ponto P1: Cambissolo Háplico.....	65
5.1.2 Descrição do ponto P2: Latossolo Vermelho-Amarelo.....	71
5.1.3 Descrição do ponto P3: Cambissolo Háplico.....	74
5.1.4 Descrição do ponto P4: Latossolo Vermelho-Amarelo.....	79
5.1.5 Descrição do ponto P5: Neossolo Flúvico.....	83
5.2 Discussão geral dos resultados.....	86

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	94
------------------------------	----

7. REFERÊNCIAS.....	96
---------------------	----

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Principais tipos de movimentos de massa.....	31
Figura 2	Localização do Município de Gouveia.....	41
Figura 3	Vertentes da bacia do córrego do Quebra.....	42
Figura 4	Mapa geológico da área de estudo.....	44
Figura 5	Perfis estratigráficos simplificados das unidades geológicas da Folha Diamantina.....	47
Figura 6	Localização dos principais pontos de análise.....	53
Figura 7	Exemplo de classificação aloestratigráfica para três depósitos contíguos de similar litologia.....	56
Figura 8	Aloformações propostas por Bernal <i>et al</i> (2004).....	60
Figura 9	Vista geral da vertente da margem direita do córrego do Quebra.....	62
Figura 10	Foto do perfil de Cambissolo Háplico P1.....	65
Figura 11	Fragmento rochoso em matriz de Cambissolo Háplico P1.....	70
Figura 12	Foto do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P2.....	71
Figura 13	Foto do perfil de Cambissolo Háplico P3.....	75

Figura 14	Foto de montante para jusante da voçoroca 2, vertente da margem direita do córrego do Quebra.....	79
Figura 15	Foto do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P4.....	80
Figura 16	Foto do perfil de Neossolo Flúvico, Córrego do Quebra.....	84
Figura 17	Aloformações da área de estudo.....	91
Figura 18	Seção XY representando aloformações da margem direita.....	92

LISTA DE QUADROS

Quadro 1	Classificação simplificada de Sharpe (1958) para os tipos de movimentos de massa.....	29
Quadro 2	Caracterização pedológica do perfil de Cambissolo Háplico P1.....	66
Quadro 3	Resultado granulométrico do perfil do Cambissolo Háplico P1.....	67
Quadro 4	Caracterização mineralógica do perfil de Cambissolo Háplico P1.....	68
Quadro 5	Alterações observadas no perfil de Cambissolo Háplico P1.....	69
Quadro 6	Caracterização pedológica do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P2.....	72
Quadro 7	Resultado granulométrico do perfil do Latossolo Vermelho-Amarelo P2.....	72
Quadro 8	Caracterização mineralógica do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo, ponto P2.....	73

Quadro 9	Alterações observadas no perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P2.....	73
Quadro 10	Caracterização pedológica do perfil de Cambissolo P3.....	76
Quadro 11	Resultado granulométrico do perfil do Cambissolo P3.....	77
Quadro 12	Caracterização mineralógica do perfil de Cambissolo Háplico P3.....	78
Quadro 13	Alterações observadas no perfil de Cambissolo Háplico P3.....	78
Quadro 14	Caracterização pedológica do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P4.....	81
Quadro 15	Resultado granulométrico do perfil do Latossolo Vermelho-Amarelo P4.....	81
Quadro 16	Caracterização mineralógica do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P4.....	82
Quadro 17	Alterações observadas no perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P4.....	83
Quadro 18	Caracterização estratigráfica do perfil de Neossolo Flúvico P5.....	84
Quadro 19	Relação entre as alterações observadas no perfil de Cambissolo Háplico P1 e suas aloformações.....	87
Quadro 20	Relação entre as alterações observadas no perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P4 e suas aloformações.....	88
Quadro 21	Relação entre as alterações observadas no perfil de Cambissolo Háplico P3 e suas aloformações.....	89
Quadro 22	Relação entre as alterações observadas no perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P2 e suas aloformações.....	89
Quadro 23	Aloformações identificadas na área de estudo.....	90

RESUMO

A Depressão de Gouveia vem sendo alvo de diversas pesquisas acadêmicas que buscam, entre outros objetivos, caracterizar seus sedimentos quaternários regionalmente descritos como depósitos aluviais e coluviais. Essa área também é marcada por processos pedogenéticos intensos, responsáveis pela perda dos traços de estratificação dos sedimentos quaternários. Este trabalho tem por objetivo contribuir para a identificação e caracterização de descontinuidades estratigráficas em vertentes do córrego do Quebra a partir da análise pedológica.

A pesquisa foi construída a partir da comparação entre os processos pedogenéticos e os registros estratigráficos das formações superficiais, estes últimos previstos no Código Estratigráfico Norte Americano (NACS, 1983). Além das observações de campo, foram realizadas análises granulométricas e mineralógicas por difratometria de Raio X.

Foram identificados quatro perfis principais para a análise da área de estudo: P1, P2, P3 e P4. No P1 foi admitida uma descontinuidade entre os horizontes C₁ e C₂, associada à ocorrência de linha de pedra. No P2 não foi admitida ocorrência de descontinuidade. No P3 foi admitida a ocorrência de descontinuidade entre os horizontes Bi e C a partir do aumento da caulinita em profundidade, em detrimento da muscovita. Já no P4 foi admitida descontinuidade entre os horizontes BA e Bw₁.

A ocorrência de linhas de pedra no perfil não foi considerada como indicativo de descontinuidade estratigráfica. Os resultados obtidos não indicaram um padrão de ocorrência entre as descontinuidades estratigráficas admitidas e as linhas de pedra registradas nos perfis. Com base na interpretação dos resultados, foram propostas seis aloformações: cinco de natureza coluvionar e uma de natureza aluvionar. Identificou-se ainda uma superfície de natureza eluvionar.

Palavras-chave: mineralogia, estratigrafia, pedologia, geomorfologia.

ABSTRACT

The Gouveia Depression has been the research object of several academic studies which are looking to characterize its Quaternary sediments, which has always been described as alluvial and colluvial deposits. This area is also identified by its intense pedogenetic processes which are responsible of the lost of the stratification traces of the quaternary sediments. The objective of this study was to contribute to the identification and characterization of the stratigraphic discontinuities in the slopes of the Quebra stream taking as reference a pedological analysis.

The study was built on the base of comparison between the pedogenetic processes and the stratigraphic registers of the superficial landscape. These registers as explained in the North American Stratigraphic Code (NASC, 1983). Besides field observations, there were made granulometric and mineralogic analysis by X-ray diffraction.

There were identified four main profiles for the study area analysis: P1, P2, P3 and P4. In P1 it was observed the occurrence of a discontinuity between Horizons C₁ and C₂ which were associated with the occurrence of a stone line. In P2 there was not the presence of any discontinuity. In P3 there was a discontinuity between Horizons Bi and C starting from the increase of kaolinite and the decrease of muscovite at a certain depth. In P4 there was a discontinuity between Horizons BA and Bw₁.

The occurrence of stone lines in the profile was not considered as an indicator of stratigraphic discontinuity. The obtained results did not indicate a standard occurrence between the admitted stratigraphic discontinuities and the stone lines registered at the profiles. Based on the interpretation of the results there were proposed six alloformations: five of colluvial nature and one of alluvial nature. It was also identified one of eluvial nature.

Key-words: mineralogy, stratigraphy, pedology, geomorphology.

1. INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica do Córrego do Quebra está inserida predominantemente na Depressão de Gouveia, unidade geomorfológica encravada no Planalto da Serra do Espinhaço Meridional. Os processos morfológicos e pedológicos dessa área são tema de diversos estudos acadêmicos, entre os quais se destacam dissertações e teses elaboradas nos cursos de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da UFMG.

A morfodinâmica dessa bacia se destaca pela ocorrência de numerosos voçorocamentos, além de apresentar uma particular inserção regional, o que alimenta o contínuo desenvolvimento de pesquisas. Além disso, a riqueza de dados disponíveis decorrente dos referidos estudos possibilita que as pesquisas alcancem resultados consistentes.

Este trabalho tem como objetivo geral identificar a ocorrência de descontinuidades estratigráficas a partir da análise pedológica de duas vertentes da bacia do Córrego do Quebra. São objetivos específicos:

- a) identificar vestígios pedológicos, físicos ou químicos que possam ser associados à mudança do material de origem;
- b) aplicar a mineralogia de solos na identificação de descontinuidades estratigráficas;
- c) aplicar uma metodologia interdisciplinar na investigação dos processos quaternários de evolução da paisagem;
- d) relacionar, quando possível, as descontinuidades estratigráficas aos pacotes coluvionares e aluvionares da área de estudo, assim como a seus processos de formação.

A pesquisa foi construída a partir da comparação entre os processos pedogenéticos e os registros estratigráficos das formações superficiais, estes últimos previstos no Código Estratigráfico Norte Americano (NACS, 1983). Além

das observações de campo, foram realizadas análises granulométricas e mineralógicas por difratometria de Raio X.

A pesquisa foi estruturada em sete capítulos, sendo a primeira parte formada pelo capítulo de introdução e pelo referencial teórico, que foi dividido em dois temas principais: "Pedologia: processos e interfaces" e "Pedogênese, morfogênese e análise estratigráfica".

Na primeira parte do referencial teórico, são discutidas (1) as relações entre os processos intempéricos e pedológicos, (2) os processos pedológicos de ocorrência na área de estudo e (3) as características mineralógicas de perfis pedológicos. Na segunda parte, são apresentadas (1) a relação entre os processos morfogenéticos e pedogenéticos, (2) os principais processos morfogenéticos e (3) os conceitos da análise estratigráfica previstos no Código Estratigráfico Norte Americano (NACSN).

O capítulo 3 apresenta a caracterização da área de estudo a partir de seus aspectos climáticos, geológicos, geomorfológicos e pedológicos. O capítulo 4 apresenta os procedimentos metodológicos da pesquisa a partir de três tópicos: a análise pedológica, a análise estratigráfica e a descrição geral dos procedimentos metodológicos. A última parte da dissertação (capítulos 5, 6 e 7) apresenta os resultados da pesquisa, as considerações finais e as referências bibliográficas.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Pedologia: processos e interfaces

2.1.1 Intemperismo e pedogênese

O intemperismo e a pedogênese possuem grande interface. Em razão disso, o próprio termo solo muitas vezes é utilizado como produto do intemperismo. Essa multiplicidade terminológica é apresentada por Bloom (1996, p. 51):

O termo solo é usado na descrição da camada, que na superfície da Terra, foi suficientemente intemperizada por processos físicos, químicos e biológicos, de modo a suportar o crescimento de plantas com raízes. Essa é uma definição agrícola que dá ênfase ao fato do solo ser um material tanto geológico quanto biológico. Os engenheiros são menos específicos na sua definição de solo. Para eles, qualquer material rochoso solto, inconsolidado ou quebrado na superfície da Terra, independente da origem, é solo. Para o “solo” dos engenheiros o termo “regolito” é mais apropriado. Os geólogos, igualmente como os engenheiros, são inclinados a considerar solo apenas como material rochoso intemperizado.

O solo é resultado de interações entre muitos processos e materiais, sendo cinco os fatores principais de sua formação: (1) material original, (2) clima, (3) vegetação, (4) declividade e (5) tempo (BLOOM, 1996; OLIVEIRA *et al*, 1992; BARSHAD, 1955). Esses fatores terão maior ou menor influência no processo pedogenético em função da interação estabelecida entre os mesmos. Como exemplo, um clima tropical úmido pode propiciar o desenvolvimento de solos profundos em uma área de topografia suave, enquanto o mesmo clima pode não ser capaz de condicionar essa evolução em áreas de elevada declividade. Do mesmo modo, uma superfície plana favorável ao prolongamento do processo pedogenético não experimentará ao aprofundamento do perfil de solo se as condições climáticas não forem favoráveis.

O intemperismo é classicamente dividido em três tipos: físico, químico e biológico. No entanto, a atuação do mesmo não se dá de forma compartimentada, conforme apresentado por Chorley, Schumm e Sugden (1984, p. 205):

Nenhum intemperismo químico acontece sem a produção do stress físico; a desintegração da rocha por expansão térmica provavelmente não ocorre na ausência de processos químicos, associados à presença de água; e até mesmo na companhia de uma vegetação esparsa, o intemperismo químico é alimentado, em parte, pelo bioquímico. (tradução da autora)¹

Os processos pedológicos que atuam sobre uma determinada superfície não podem ser “congelados” no tempo, mas suas condições de ocorrência variam, registrando no perfil pedológico os vestígios dessas alterações. A preservação de solos que se formaram sob condições ambientais diversas das observadas no presente pode, portanto, ocorrer de forma parcial na paisagem. Nesse caso, o perfil de solo recebe a denominação de paleossolo. Segundo Espíndola (1982, p. 9) *“um paleossolo não é uma relíquia colocada em um cofre, continua a viver e evoluir em função das modificações do clima e da cobertura vegetal, mas também das vicissitudes geomorfológicas”*. Dependendo do grau de alteração observado em um paleossolo, tem-se a formação de um novo solo ou a transformação de uma classe pedológica em outra, passando o próprio solo a constituir o material de origem, como apresentado por Barshad (1955, p. 2):

é preciso reconhecer que o material de origem de um perfil de solo pode ser constituído de uma variedade de materiais: pode ser a rocha sã, a rocha alterada, pode ser um material inconsolidado como nos depósitos aluviais, ou pode ser constituído de um perfil de solo anterior. (tradução da autora)²

Destaca-se que, mesmo sob condições ambientais climáticas semelhantes, a evolução de um perfil de solo pode ser interrompida, na medida em que sua condição topográfica é alterada, como no caso dos perfis de solos enterrados. Já

¹ Texto original em inglês.

² Texto original em inglês.

as condições do clima e da vegetação influenciam sobretudo as alterações intempéricas dos solos.

A diferenciação entre processos pedogenéticos e processos intempéricos nem sempre é colocada de forma clara na literatura. No entanto, há que se considerar uma diferença fundamental entre os mesmos. O primeiro, o processo pedogenético, envolve não apenas alterações e perdas químicas do material de origem, predominantemente rochoso, mas a reorganização desses elementos segundo estratos ou horizontes. Já a ocorrência de estratos e horizontes não é condição para a constatação do processo intempérico.

Segundo Palmieri e Larach (1996, p. 73), *“os processos de formação de solos consistem em um conjunto de eventos que diretamente afetam e expressam seus efeitos, através de características dos horizontes”*. Acrescente-se a isso a incorporação de matéria orgânica que compõe o horizonte mais superficial dos diversos perfis de solos e que propicia o desenvolvimento de estruturas e propriedades específicas associadas ao processo pedogenético.

Sobre as vicissitudes geomorfológicas que promovem mudanças nas condições de desenvolvimento pedológico e, conseqüentemente, do processo então instaurado, conforme mencionado por Espíndola (1982), observa-se a mudança do processo pedogenético em antigas planícies de inundação, desencadeada pelo entalhamento dos cursos d'água, com conseqüente formação de terraços aluviais. Essa mudança repercute nas condições de drenagem do solo, alterando o processo pedogenético.

A condição topográfica tem grande influência sobre a pedogênese, estando o solo associado necessariamente a uma forma herdada de relevo que sofreu alterações pouco significativas desde a referida pedogênese (TRICART, 1968).

2.1.2 Processos e características pedogenéticas

O mapeamento de solos proposto por Diniz (2002) para a bacia hidrográfica do Córrego do Quebra, mais especificamente para a área objeto desta dissertação, identificou a ocorrência das seguintes classes de solo:

- a) Cambissolo Háplico;
- b) Latossolo Vermelho-Amarelo, que ocorre em associação com o Latossolo Vermelho;
- c) Latossolo Vermelho;
- d) Neossolo Flúvico.

Destaca-se em ordem decrescente de desenvolvimento pedogenético, a ocorrência de Latossolos, Cambissolos e Neossolos. Os Latossolos são formados pela latolização: processo de formação de solo caracterizado pela remoção de sílica e bases do perfil após o intemperismo dos minerais. Em consequência verifica-se o acúmulo relativo de ferro, alumínio e mesmo titânio, por serem menos solúveis.

Os solos formados por esse processo são tidos como os mais desenvolvidos e se localizam nas partes da paisagem há muito tempo expostas. Como são submetidos à intensa lixiviação e intemperismo, apresentam como características: grande profundidade, pouca diferenciação entre os subhorizontes, predomínio de óxidos de ferro (Fe) e de alumínio (Al) e argilominerais de estrutura 1:1 (caulinita) de baixa capacidade de retenção de bases, virtual ausência de minerais primários facilmente decomponíveis, estrutura granular e boa drenagem, sendo na maioria dos casos macios quando secos e de alta friabilidade quando úmidos (RESENDE; 1999).

O horizonte diagnóstico dos Latossolos é o B latossólico (Bw) - horizonte mineral de aspecto poento e coloração homogênea, que varia do amarelo ao vermelho, com espessura superior a 50 cm, podendo atingir ou mesmo ultrapassar 10

metros. Apresenta a mineralogia da argila dominada por caulinita e óxidos de ferro e de alumínio, o que reflete sua acentuada intemperização. O coeficiente de intemperismo, dado pela expressão $K_i = (1,7 \times \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3)$, é menor que 2,2. Não apresenta quantidade de argila muito maior que aquela verificada no horizonte A sobrejacente nem cerosidade (OLIVEIRA *et al*, 1992).

As demais classes de solos identificadas na área de estudo e apresentadas no levantamento de Diniz (2002), a saber: Cambissolos e Neossolos Flúvicos apresentam características específicas previstas no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999).

Os Cambissolos são geralmente constituídos por material mineral com horizonte B incipiente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial, exceto o hístico com 40 cm ou mais de espessura, ou horizonte A chernozêmico, quando o B incipiente apresentar argila de atividade alta e saturação por bases (EMBRAPA, 1999). Apresenta ainda teores elevados de silte, K_i superior a 2,2 e uma relação silte/argila maior que 0,7.

Já a classificação de Neossolos é dada aos solos pouco evoluídos, ou seja, com pouca expressão dos processos de formação, constituídos por material mineral ou por material orgânico com menos de 20 cm de espessura, não apresentando qualquer tipo de horizonte B diagnóstico (EMBRAPA, 1999). Os Neossolos Flúvicos, classe identificada na área de estudo, representam os solos derivados de sedimentos aluviais cujo horizonte A encontra-se assentado diretamente sobre camadas estratificadas, sem relação pedogenética entre si.

2.1.3 Mineralogia aplicada à pedogênese

O solo evolui a partir de profundas alterações em seu material de origem, principalmente de alterações em sua constituição mineralógica. A alteração da rocha leva à transformação de minerais primários em secundários e envolve fenômenos de decomposição e de síntese, que resultam em diferentes compostos: uns mais simples, como os óxidos, e outros mais complexos, como os silicatos (FASSBENDER e BORNEMISZA, 1987).

A fonte básica de minerais de um solo é seu material de origem, cujo conhecimento torna-se fundamental para a apreensão da gênese do solo. O material de origem pode ser uma rocha ou mesmo um depósito sedimentar de natureza coluvionar ou aluvionar. Os principais elementos químicos que constituem os minerais da crosta terrestre, em ordem decrescente, são: oxigênio, silício, alumínio, ferro, cálcio, sódio, potássio e magnésio. O oxigênio representa 47% do peso relativo da crosta terrestre; o silício, 27,5% e o alumínio, 8,6% (BETEJTIN, 1977)

Como reflexo da sensibilidade dos vários elementos ao intemperismo, observa-se a diminuição habitualmente rápida de sódio, cálcio e magnésio, a diminuição mais lenta de potássio e silício, e a diminuição ainda mais lenta de alumínio e ferro (KRAUSKOPF, 1972). Ao contrário dos minerais presentes nos depósitos geológicos, os minerais do solo oferecem maior dificuldade de estudo por apresentarem tamanho muito pequeno, serem mal cristalizados ou de cristalinidade mal expressa e freqüentemente apresentarem substituição isomórfica (RESENDE *et al*, 2005).

- **Minerais Primários**

Os minerais primários são aqueles que não sofreram alterações após a cristalização do magma. Devido à abundância de oxigênio e silício na crosta terrestre, 80% dos minerais primários do solo são silicatados e boa parte desses

são aluminossilicatos. Dentre os minerais primários silicatados, destacam-se o feldspato, a biotita, a muscovita e o quartzo.

A biotita e a muscovita são silicatos formados pelo empilhamento de camadas muito delgadas, com estrutura em forma de lâminas. São fundamentalmente formados a partir da reunião de tetraedros, constituídos de Si^{4+} no centro e O nos vértices, e octaedros, constituídos de Al^{3+} no centro e O, HO^- nos vértices. A justaposição de lâminas tetraédricas e octaédricas forma as camadas. A muscovita é mais comumente encontrada nos solos devido a sua maior resistência ao intemperismo. Os feldspatos são tectossilicatos de Al em cuja estrutura aparecem íons de Na, K, Ca e Ba. Estão entre os mais abundantes minerais, dando origem a argilominerais durante o processo de intemperismo (RESENDE *et al*, 2005). Os principais representantes dos feldspatos são o ortoclásio, a albita e a anortita (LUCHESE *et al*, 2002).

O quartzo é um dióxido de silício em estado cristalino e corresponde ao mineral de ocorrência mais comum e abundante dos solos. Em solos argilosos, sua ocorrência é menos significativa. Devido a sua alta resistência, quando em ambiente intempérico, tende a se acumular com o tempo, na medida em que os minerais mais susceptíveis ao processo se decompõem e decrescem em quantidade. Os quartzos, quando encontrados em tamanhos maiores que a fração argila, são praticamente indecomponíveis, sendo por isso o componente mais comum da fração areia dos solos.

Os minerais primários não silicatados compõem cerca de 20% do total e são formados por carbonatos, fosfatos e sulfatos. Existem muitos tipos de carbonatos, porém sua participação nos solos não é expressiva, sendo os mais comuns a calcita (CaCO_3) e a dolomita (CaCO_3 , MgCO_3). Dos fosfatos o mais comum é a apatita - mineral de fácil alteração que ocorre naturalmente em veios de rochas, comumente encontrado em solos jovens. Os sulfatos são os minerais que ocorrem em menor quantidade nos solos, por serem mais solúveis que os carbonatos.

- **Minerais Secundários**

Os minerais secundários são resultantes da decomposição dos minerais primários, podendo ser classificados em silicatados e não silicatados. Como os minerais primários silicatados perfazem 80% do total, da mesma forma a maior parte dos minerais secundários são silicatados. Os minerais secundários são representados pelas argilas bilaminares do grupo 1:1, pelas argilas trilaminares do grupo 1:2, pelas argilas tetralaminares do grupo 2:2, por minerais amorfos e minerais interestratificados (LUCHESE *et al*, 2002).

As argilas bilaminares do grupo 1:1 são formadas pelo arranjo de uma lâmina tetraédrica e uma lâmina octaédrica. A lâmina tetraédrica contém silício envolvido por oxigênios e a octaédrica contém alumínio envolvido por oxigênios e hidroxilas. O principal representante dessa classe de minerais é a caulinita (LUCHESE *et al*, 2002).

A caulinita pode se formar a partir de vários tipos de rochas e ou sedimentos, sendo resultado do intemperismo de diferentes minerais, tanto primários como secundários (OLIVEIRA, 1999). Trata-se de um dos minerais mais comuns da fração argila, principalmente quando em condições climáticas tropicais, e sua formação contribui para uma boa estrutura física dos solos (FASSBENDER e BORNEMISZA, 1987).

As argilas trilaminares do grupo 2:1 são formadas por duas lâminas tetraédricas de silício intercaladas por uma lâmina octaédrica de alumínio. Seus principais representantes no solo são as vermiculitas, as esmectitas e as montmorilonitas (LUCHESE *et al*, 2002).

As argilas tetralaminares do grupo 2:1 têm sua estrutura formada por uma lâmina tetraédrica associada a duas lâminas octaédricas, sendo uma delas a brucita. São bem menos frequentes nos solos que as vermiculitas ou as montmorilonitas.

Os óxidos ocorrem desde solos jovens até solos muito evoluídos. Quando em grandes quantidades, são indicativos de solos altamente intemperizados e evoluídos, sendo encontrados em grande quantidade nos solos das regiões tropicais.

A forma mais comum de óxido de ferro é a goethita e a segunda é a hematita (FASSBENDER e BORNEMISZA, 1987). A goethita é responsável pela coloração amarela dos solos, ocorrendo também em solos vermelhos, já que o pigmento vermelho tem maior capacidade de coloração. São importantes agentes cimentantes, que conferem ao solo estrutura do tipo granular. A hematita é responsável pela coloração vermelha nos solos, sendo comum ocorrer juntamente com a goethita em solos vermelhos. A hematita tende a ocorrer em ambiente com teores de ferro mais elevados, sendo um mineral estável, porém, se o ambiente apresentar drenagem restrita, o teor de ferro reduz perdendo a capacidade de pigmentação e tornando-se instável.

Os óxidos de alumínio contribuem para a estabilidade dos agregados do solo. O único óxido de alumínio comum no solo é a gibbsita, originário tanto de minerais primários como de secundários. Trata-se de um importante agregador do solo, favorecendo a estrutura do tipo granular (FASSBENDER e BORNEMISZA, 1987).

2.2 Pedogênese, Morfogênese e a Análise Estratigráfica

2.2.1 Pedogênese e Morfogênese

Em meados da década de 1960, Jean Tricart já evidenciava a estreita relação entre os processos morfogenéticos e pedogenéticos, conforme apresentado a seguir (TRICART, 1968, p.5):

É evidente que o objeto específico de geomorfologia está bem próximo das preocupações dos pedólogos. Com efeito, a pedologia não estuda as modificações superficiais da litosfera provocadas por seres vivos, modificações que dão origem aos solos? Mesmo se aceitássemos para a pedologia um sentido mais largo mas menos justificado, o da modificação da litosfera em contato com a atmosfera, as relações não seriam menos estreitas. A pedologia engloba, então, certos temas que são partes integrantes da geomorfologia, como a fragmentação e a alteração das rochas. Há, pois, um entrelaçamento.

A relação entre morfogênese e pedogênese é tradicionalmente abordada sob dois enfoques principais. O primeiro diz respeito ao condicionamento dos processos pedológicos pelos geomorfológicos. Como exemplo, cita-se o rejuvenescimento dos solos pela desnudação mecânica da paisagem, conforme evidenciado por Tricart (1968, p. 9):

...em um sítio geomorfológico submetido à ablação e ao transporte, a pedogênese está sob a dependência estreita da morfodinâmica. Pode-se falar de um verdadeiro balanço da morfogênese-pedogênese cujo resultado muda de sentido conforme o lugar e as circunstâncias.

O segundo enfoque diz respeito ao condicionamento dos processos geomorfológicos pelos pedológicos. Como exemplo, observa-se a pré-disposição de algumas unidades pedológicas à ocorrência de processos de desnudação mecânica da paisagem.

Chorley *et al* (1984, p. 220) apresentam duas condições de desenvolvimento intempérico relacionadas à ocorrência dos processos geomorfológicos:

...dois desenvolvimentos intempéricos contrastantes podem ser identificados. (1) intemperismo limitado: onde os processos de transporte são mais rápidos que os processos intempéricos. Aqui pouco ou nenhum solo é livre para se desenvolver, e a forma da superfície é dominada por controles litológicos e estruturais. (...) (2) transporte limitado: onde as taxas de intemperismo são mais rápidas que os processos de transporte. Aqui o solo ou a cobertura superficial se desenvolve e a forma da superfície é dominada pela ação dos movimentos de massa. (tradução da autora)³

Suguio (2000, p. 84) também destaca a importância da relação geomorfológica na gênese dos solos:

...os processos e produtos pedogenéticos antigos e modernos dependem não somente do tipo de rocha matriz, mas também da geomorfologia. Entre outros fatores envolvidos nesses processos, não devem ser esquecidos o clima e a vegetação. Deste modo, existe uma ligação inalienável entre a geomorfologia e os tipos de solos e paleossolos, podendo-se pensar até em morfopedologia.

Já Guerra e Botelho (1998, p. 85-86) apresentam uma condição de ocorrência de processos morfológicos caracterizada por aspectos pedológicos:

São solos com horizonte B textural (Bt), caracterizado por acumulação de argila, por iluviação, translocação lateral interna ou formação no próprio horizonte. Em geral apresentam diferenças significativas no teor de argila entre os horizontes A e B (relação textural mais alta do que os Latossolos), passando de um horizonte superficial mais arenoso, para um horizonte subsuperficial mais argiloso. Tal fato pode representar um obstáculo à infiltração da água ao longo do perfil, diminuindo sua permeabilidade e favorecendo o escoamento superficial e subsuperficial na zona de contato entre os diferentes materiais. Desse modo os Podzólicos, apesar de suas características de agregação e boa estruturação (horizonte Bt em blocos angulares ou subangulares), apresentam certa suscetibilidade aos processos erosivos, que serão tão mais intensos quanto maiores forem as descontinuidades texturais e estruturais ao longo do perfil.

As características das coberturas superficiais de uma dada área são, portanto, decorrentes da interação entre os processos geomorfológicos e pedológicos. Dentre os fatores que influenciam os processos geomorfológicos e pedológicos e, portanto, a relação entre os mesmos, estão a litologia, o relevo, a cobertura

³ Texto original em inglês.

vegetal, o clima, a disponibilidade hídrica e o tempo. Vários autores evidenciam a influência desses fatores, como Moreira e Pires Neto (1998), ao explicitar a influência do relevo na intensidade erosiva. Segundo esses autores, os terrenos com maiores declividades e maiores comprimentos de rampa apresentam maiores velocidades do escoamento superficial e, conseqüentemente, maior capacidade erosiva. Entretanto uma encosta com baixa declividade e comprimento de rampa grande também pode ter alta intensidade erosiva, desde que sujeita a grande vazão de escoamento das águas superficiais.

Como resultado do balanço entre os processos morfo e pedogenéticos, as unidades pedológicas tendem a apresentar um forte vínculo com sua área de ocorrência ou unidade geomórfica. KER (1997, p. 30) apresenta uma relação clássica entre a ocorrência de uma classe pedológica e sua correspondente unidade geomórfica: *“praticamente todos os estudos desenvolvidos objetivando estabelecer correlações entre a ocorrência dos Latossolos com superfícies geomórficas, destacam que esta classe de solos, ocupa preferencialmente as partes mais estáveis da paisagem.”* Neste caso, os processos morfogenéticos perdem importância em relação aos processos pedogenéticos, ganhando importância o tempo de residência da cobertura superficial e, conseqüentemente, de exposição da mesma. No entanto, essa relação só é válida no contexto da desnudação mecânica da paisagem.

A desnudação geoquímica, que está diretamente relacionada à ocorrência do processo pedogenético, vem ganhando destaque nos estudos geomorfológicos como agente modelador efetivo da paisagem, na medida em que promove significativos rebaixamentos de uma dada superfície. Esse rebaixamento está associado à dinâmica das superfícies onde a cobertura vegetal não é perturbada e permite o rebaixamento geral do solo durante um longo processo de desnudação geoquímica (THOMAS, 1994). Esse novo contexto, mais abrangente que o primeiro, encerra a dicotomia, até então existente, entre os processos morfogenéticos e pedogenéticos.

A morfogênese, portanto, atua promovendo a degradação e a agradação das superfícies no contexto dos processos de desnudação mecânica da paisagem; e promovendo o rebaixamento das superfícies, no contexto de desnudação geoquímica. Já a pedogênese tende a homogeneizar os pacotes sedimentares, especialmente aqueles movimentados em ambientes de encosta, imprimindo a essas características físico-químicas específicas e tendendo a apagar os vestígios de transporte do material. Como exemplo, pacotes coluvionares de grande extensão areal e caracterizados por baixíssima seleção granulométrica do material transportado podem ter suas características estratigráficas “camufladas” por um longo período de atuação da pedogênese.

Em relação à identificação de materiais coluvionares já homogeneizados pelo processo pedogenético, destaca-se a ocorrência de descontinuidades como as linhas de pedra. Estas têm sua origem associada a dois processos distintos, sendo o primeiro de natureza alóctone, que confere às linhas de pedra sob este contexto de formação o caráter de descontinuidade, e o segundo, de natureza autóctone.

Segundo Thomas (1994), nenhuma discussão sobre depósitos superficiais nas áreas tropicais pode ser completa sem a abordagem sobre linhas de pedra (stone-lines). Linhas de pedra são finas camadas de clastos pouco intemperizados, orientados para jusante e encontrados em várias profundidades do manto de intemperismo, normalmente a 0,5 a 2 metros abaixo da superfície. A formação de linhas de pedra pode envolver a acumulação residual, resultante da dissolução e remoção do material fino do manto de intemperismo sob condições úmidas, e a redistribuição e concentração de material por escoamento superficial pluvial e atividade coluvionar. Neste último processo, a linha constitui um indicador de descontinuidade estratigráfica.

2.2.2 Processos morfogenéticos

Os processos morfogenéticos continentais podem ser divididos em dois grandes grupos: os denudacionais e os deposicionais. A compreensão de tais processos, especialmente dos deposicionais, é importante para a análise genética de depósitos coluviais e aluviais assim como para a análise de suas descontinuidades estratigráficas.

Nas paisagens tropicais, destacam-se como processos exógenos modeladores do relevo os erosivos, especialmente os promovidos pelo escoamento pluvial e os movimentos gravitacionais de massa.

Os processos erosivos podem ser promovidos pela ação do vento, do gelo ou da água. A ação da água como agente dos processos erosivos é, para as áreas tropicais, mais efetiva e se dá através da ação mecânica das gotas da chuva e do escoamento pluvial. Já os movimentos gravitacionais de massa são promovidos pela força da gravidade (GUIDICINE e NIEBLE, 1984; BLOOM, 1996. CRISTOFOLETTI, 1980). Conforme definição de Bloom (1996, p. 57):

O termo coletivo para os movimentos gravitacionais ou de encosta abaixo de fragmentos rochosos alterados é movimento do regolito. O termo implica que a gravidade é a única força importante e que nenhum meio de transporte, como vento, água em movimento, gelo ou lava em fusão, é envolvido. Apesar da água em movimento, por definição, estar excluída do processo, ela, não obstante, exerce papel importante no movimento do regolito, por reduzir o coeficiente de fricção, como lubrificante, e por aumentar o peso da massa rochosa alterada, preenchendo os espaços entre poros. O gelo também poderá lubrificar e aumentar o peso dos fragmentos rochosos, acelerando o movimento do regolito.

A água e o gelo podem participar do movimento gravitacional de massa, mas não são responsáveis pela ocorrência do mesmo. Esse papel eles exercem nos processos erosivos pluvial e glacial, respectivamente. A erosão está diretamente relacionada às fases de desagregação, transporte e deposição dos sedimentos. Segundo Horton (1945, p. 316):

Há sempre dois, e algumas vezes, três processos distintos, mas proximamente relacionados, envolvendo a superfície de erosão do solo: (1) desagregação e perda do material do solo; (2) transporte ou mobilização do material erodido por escoamento em lençol; (3) deposição do material em transporte ou sedimentação. Se (3) não ocorrer, o material erodido será carregado para o rio. (tradução da autora)⁴

Portanto, em ambiente de encosta, a sedimentação ocorre se o material movimentado não alcança o ambiente fluvial, onde também ocorrem processos de transporte e sedimentação.

O escoamento superficial pluvial constitui um grupo de processos que contempla desde os que estão próximos aos movimentos de massa até os que se assemelham aos fluviais. Tais processos são responsáveis pela dinâmica e pelo relacionamento funcional das partes da vertente (CRISTOFOLETTI, 1980).

O escoamento superficial não se dá de modo uniforme ao longo da vertente: ele apresenta comportamento distinto em função das características topográficas e da cobertura vegetal, podendo ser classificado como difuso ou concentrado. O impacto da chuva dá início à morfogênese pluvial, cuja ação é efêmera. O transporte mais efetivo é realizado pelo escoamento pluvial, que ocorre quando a quantidade de água precipitada é maior que a velocidade de infiltração. Quando as águas escoam através de minúsculos filetes, ocorre um escoamento superficial difuso. Os filetes de água que se formam são incessantemente freados e desviados de seu curso devido à aspereza da superfície e presença da cobertura vegetal, mas vão se concentrando e aumentando em volume à medida que descem a encosta (GUIDICINE e NIEBLE, 1984; CRISTOFOLETTI, 1980). No momento em que há maior concentração das águas, forma-se o escoamento superficial concentrado (GUERRA e GUERRA, 1998).

As taxas de escoamento pluvial ou superficial são controladas pelas taxas de infiltração de uma dada superfície. Essa relação é apresentada na teoria de infiltração do escoamento superficial de Horton (1945), baseada em dois

⁴ Texto original em inglês.

conceitos fundamentais. O primeiro prevê a existência de uma taxa máxima limitante, na qual, em uma dada condição, o solo consegue absorver a chuva. Essa taxa é denominada de *capacidade de infiltração*. O segundo conceito prevê que, quando o escoamento ocorre em uma superfície grande ou pequena, há uma relação funcional entre a profundidade da superfície de absorção, ou a quantidade de água que se acumula na superfície do solo, e a taxa de escoamento superficial. Cada solo, portanto, apresenta uma taxa específica de infiltração ou capacidade de infiltração, proporcional à profundidade do perfil de solo.

Os movimentos gravitacionais de massa também contemplam as fases de desagregação, deslocamento e deposição dos sedimentos, mas diferem dos processos erosivos pelo agente responsável pela ocorrência dos mesmos: a força da gravidade. A classificação proposta por Sharpe (1938, *apud* BLOOM, 1996) para os movimentos gravitacionais de massa, baseada na quantidade de água ou gelo incluído como lubrificante, na natureza do movimento e na velocidade do mesmo, é apresentada a seguir (quadro 1):

Quadro 1: Classificação simplificada de Sharpe (1958) para os tipos de movimentos de massa.

Natureza e velocidade do movimento		Transporte Glacial	Com progressivo aumento do conteúdo de gelo	← rocha ou solo →	Com progressivo aumento do conteúdo de água	Transporte Fluvial
Fluxo	imperceptível		solifluxão	rastejamento (rocha ou solo)	solifluxão	
	lenta ou rápida	avalancha de detritos		fluxo de terra fluxo de lama avalancha de detritos		
Deslizes	lenta ou rápida		desmoronamentos deslizes de detritos queda de detritos deslizes de rochas queda de rochas			

Fonte: Bloom, 1996 (p. 58, tabela 3-1)

O rastejo ou rastejamento se destaca nos domínios tropicais como o movimento mais lento do regolito. É caracterizado pelo movimento individual das partículas do solo e por apresentar um perfil de velocidade decrescente da superfície para a subsuperfície, chegando à velocidade zero com o aumento da profundidade. O rastejo tem ainda grande importância no modelado das vertentes, sendo associado ao controle da superfície superior convexa do perfil. A solifluxão, outro tipo de movimento de massa lento, é caracterizada pelo movimento coletivo das partículas, associado a um plano de deslocamento e ocorre principalmente em regiões sujeitas a ciclos periódicos de gelo e degelo. No entanto, alguns autores consideram que a solifluxão não é restrita ao solo congelado, sendo comum a qualquer zona onde a água não pode escapar de uma camada saturada de regolito (BLOOM, 1996).

Os escorregamentos ou deslizamentos constituem outra importante classe de movimentos gravitacionais de massa. Na classificação de Sharpe, esse tipo de movimento corresponde ao desmoronamento. Trata-se de um movimento coletivo, de curta duração, com plano de ruptura bem definido, cujo centro de gravidade se desloca para baixo e para fora do talude. Os escorregamentos podem ser divididos em translacionais, quando apresentam planos de ruptura retilíneos, e rotacionais, quando apresentam planos de ruptura curvilíneos. As quedas são definidas pela ação de queda livre a partir de uma elevação com ausência de superfície de movimentação (BLOOM,1996; GUIDICINE e NIEBLE, 1984). Segundo Chorley *et al* (1984) existem três tipos de quedas baseadas no material envolvido: queda de rochas (rock falls), que envolvem fragmentos rochosos; queda de terra (earthfalls) que envolvem alúvios, colúvios e elúvios; e queda de escombros (debris-falls), que envolvem todos os materiais anteriormente citados somados à vegetação, casas, carros ou pessoas.

As corridas ou fluxos também constituem uma classe dos movimentos gravitacionais de massa. Os fluxos, segundo Fernandes e Amaral (1996), são movimentos nos quais os materiais se comportam como fluidos altamente viscosos. A avalanche é a variedade mais rápida de fluxo de massa (BLOOM,

diversos os parâmetros utilizados como: presença ou não do lençol freático, profundidade e largura da feição.

Para Guerra e Guerra (1998), voçoroca é uma escavação ou rasgão do solo ou de rocha decomposta, ocasionada por erosão do lençol de escoamento superficial. Para Suguio (1998), voçoroca é uma ravina de grandes dimensões, com dezenas de metros de profundidade e centenas de metros de extensão, que ocorre geralmente em terreno arenoso. Para esse autor, ravina é uma feição erosiva originada por ação do escoamento de água superficial que, através da erosão laminar, provoca uma incisão no manto de intemperismo ou em rochas sedimentares pouco coerentes.

Guidicine e Nieble (1984) classificam os voçorocamentos como movimentos complexos de massa, que se caracterizam pela ocorrência de movimentos múltiplos e pela ação de vários agentes simultâneos ou sucessivos. Nesse contexto, as voçorocas se originam ao longo das linhas de drenagem superficiais, resultando inicialmente na formação de ravinas no solo com seção típica em V, promovidas pelo escoamento superficial. O avançar do entalhe original pode atingir o lençol freático, aumentando a contribuição das águas subterrâneas no avanço do processo. São relacionados ao processo de voçorocamento vários mecanismos, como: piping, desconfinamento lateral, descalçamento basal, queda de cunhas, transporte fluvial e erosão superficial. Diferenciam-se, portanto, os conceitos de ravina e voçoroca. O primeiro é resultante de um único processo e seu respectivo agente, a água, através do escoamento superficial.

Os processos morfogenéticos fluviais são desencadeados pela ação dos rios ou canais fluviais, sendo suas características responsáveis em grande medida pela variedade de interferências dos mesmos sobre a paisagem. Segundo Christofletti (1981, p. 53):

os rios funcionam como canais de escoamento. O escoamento fluvial faz parte integrante do ciclo hidrológico e a sua alimentação se processa através das águas superficiais e subterrâneas. O escoamento fluvial compreende, portanto, a quantidade total de

água que alcança os cursos d'água, incluindo o escoamento pluvial, que é imediato, e a parcela das águas precipitadas que só posteriormente, e de modo lento, vai se juntar a eles através da infiltração.

À infiltração, segue o processo de percolação, movimento da água em subsuperfície, responsável pelo abastecimento dos diversos aquíferos. Estes, por sua vez, funcionam como verdadeiras caixas d'água que, abastecidas durante o período de chuvas, garantem o caráter perene da maioria dos rios tropicais através da alimentação dos canais fluviais no período de estiagem. A evolução dos canais fluviais está diretamente relacionada aos processos de escoamento pluvial da encosta, conforme apresentado por Horton (1945, p. 333):

“Porque a bacia hidrográfica contém um sistema de drenagem? O escoamento superficial começa no interflúvio, com o verdadeiro escoamento em lençol, sem canais. Mesmo abaixo da distância crítica xc...” (referindo-se à porção abaixo da porção superior da vertente) “...ele pode aparentemente continuar como escoamento em lençol combinado com erosão em lençol. Porque, então, as ravinas dos canais se desenvolvem? A resposta é que canais começam a se desenvolver onde ocorre uma concentração acidental do escoamento em lençol.” (tradução da autora)⁵

A ação erosiva dos canais fluviais é responsável pelo entalhamento vertical dos canais, tendo grande influência no modelado das vertentes, especialmente de seus vales. A carga dedrítica do rio é em grande parte responsável pelos processos erosivos fluviais. Os rios não somente transportam os sedimentos fornecidos, mas também erodem as rochas sobre as quais as águas fluviais escoam. A carga dedrítica fornece os instrumentos com os quais a água corrente desgasta a rocha: a força da corrente pode elevar blocos soltos e bater uns de encontro a outros até sua fragmentação. Além disso, reações químicas com a água podem corroer o fundo do leito. Apesar da importância de sua ação erosiva, o maior destaque da ação fluvial está relacionado à transferência de sedimentos dos ambientes de encosta para o mar (BLOOM, 1996).

⁵ Texto original em inglês.

O transporte da carga fluvial se dá através de três tipos principais: carga dissolvida, carga em suspensão e carga de leito (BLOOM, 1996; CHRISTOFOLETTI, 1980 e 1981, SUGUIO E BIGARELA, 1979). A carga dissolvida é constituída pelos componentes intemperizados das encostas transportados em solução química; a carga de leito ou carga de fundo é constituída por partículas de granulometria maior, como areias, cascalhos ou fragmentos de rochas, transportadas através da saltação ou deslizamento ao longo da superfície do talvegue; e a carga em suspensão é constituída por partículas de granulometria reduzida como silte e argila, que se conservam em suspensão em condições de fluxo turbulento (SUGUIO e BIGARELLA, 1979).

Sobre a carga em suspensão, Chorley *et al* (1984, p. 283-284) afirmam que:

Embora o sedimento em suspensão seja fácil de descrever e de exemplificar, sua característica muda com o aumento da velocidade. Em baixa velocidade apenas partículas de silte e argila ficam em suspensão, mas com o aumento da velocidade e da turbulência partículas maiores, ao menos temporariamente, ficam em suspensão. (tradução da autora)⁶

As classificações dos diferentes tipos de canais fluviais contemplam não apenas suas feições, mas sobretudo a forma de interferência dos mesmos no modelado da paisagem relacionado aos fluxos de matéria e energia. Os canais fluviais podem ser classificados em reto, meandrante, entrelaçado e anastomosado (WALKER e CANT, 1984).

Segundo Bloom (1996), o hábito dos rios meandrantés é função da relação largura/profundidade do canal e do tamanho das partículas. À medida que a carga de sedimentos em suspensão aumenta em proporção à carga de leito, a relação largura/profundidade decresce, e o canal se estreita e aprofunda. Em razão desses ajustes, mais energia é despendida nas margens e menos no leito, aumentando a sinuosidade do canal e formando os meandros. Os meandros sofrem constantes migrações, que, segundo Chorley *et al* (1984), são inerentes

⁶ Texto original em inglês.

aos rios sinuosos. Através da migração, ocorre o retrabalhamento dos depósitos da planície de inundação.

Segundo Suguio (1998, p. 125), o canal entrelaçado corresponde a um padrão de canal caracterizado por subdivisão em inúmeros canais separados entre si por barras longitudinais de canal, normalmente compostas de areia, cascalho, ou mistura de ambos.

Ainda segundo Suguio (1998), o padrão “braided”, correspondente ao entrelaçado, até pouco tempo era traduzido no Brasil para “anastomosado”. Ao surgir o conceito de padrão “anastomosing” na literatura internacional, os autores passaram a usar o termo entrelaçado para referir-se ao “braided”. Esse fato explica a passagem apresentada a seguir, do texto traduzido de Bloom (1996, p. 81), correlacionando o termo “braided” ao padrão de canal anastomosado, quando na verdade o texto trata da formação do padrão de canal entrelaçado:

rios que recebem grande quantidade de areia e cascalho das cabeceiras tipicamente evoluem para canais rasos e largos, com o máximo de superfície do leito. Esta forma de canal é a mais eficiente para transportar a carga do leito. Se esta é excessiva, o rio adquire o padrão de canais anastomosados (“braided”), com a água correndo por canais rasos, em constante migração, anastomosantes, entre ilhotas e “point bars”.

O padrão anastomosado difere do entrelaçado principalmente por apresentar ilhas permanentes cobertas por vegetação, através das quais se dá a migração do fluxo de água.

2.2.3 A análise estratigráfica

Segundo Eicher (1988, p. 38):

A importância singular das rochas sedimentares, como documentos do tempo geológico, deu origem, nos meados do século dezenove, ao termo estratigrafia para ser aplicado no estudo de sua história. As rochas sedimentares são estratificadas; esta é sua característica mais conspícua. Cada estrato é uma camada de rocha que representa um episódio individual de sedimentação ou deposição. Estratos sucessivos são separados por limites chamados planos de estratificação. Planos de estratificação podem ocorrer em mudanças marcantes no tipo de rocha, como em camadas alternantes de arenito e folhelho, ou em mudanças sutis de cimentação ou tamanho dos grãos em uma sequência de litologia uniforme.

A maior parte dos depósitos sedimentares apresenta estratificação: termo utilizado tanto para representar a disposição dos sedimentos em camadas como para identificar certas estruturas internas dos depósitos considerados. A estratificação pode ser estruturada em camadas ou lâminas. Considerando-se o critério genético introduzido por Otto em 1938 (*apud* Mendes, 1984), a camada corresponde a uma unidade de sedimentação, depositada sob condições físicas essencialmente constantes, enquanto as lâminas correspondem a pequenas flutuações na velocidade da corrente durante a deposição das camadas, correspondendo a estruturas menores, subordinadas às camadas. Os planos de estratificação corresponderiam, nesse contexto, aos limites de individualização dos planos das camadas, a fases de paralisação da sedimentação, a mudanças bruscas nas condições da sedimentação ou, ainda, a superfícies de erosão.

O registro estratigráfico constitui elemento fundamental para a análise de formação da paisagem. Não apenas a localização e sua forma de exposição, mas principalmente as características dos sedimentos fornecem base indispensável para a análise estratigráfica. Mendes (1984, p. 14) afirma que “*os depósitos de um ambiente de sedimentação refletem não só os fatores ambientais como as condições climáticas e as atividades tectônicas.*”

A normatização da análise estratigráfica é realizada a partir do código estratigráfico, que formula as principais correntes de interpretação, princípios e procedimentos de realização dessa análise. Segundo o Código Estratigráfico Norte Americano (NACSN, 1983, p.20), “*a classificação estratigráfica organiza e divide de forma sistemática corpos rochosos ou de materiais inconsolidados da Terra em unidades baseadas em suas inerentes propriedades e atributos.*” (tradução da autora)⁷

O Código Estratigráfico Norte Americano (NACSN, 1983) introduziu duas novas unidades estratigráficas: a aloestratigrafia e a pedoestratigrafia. Segundo esse código, a unidade pedoestratigráfica é um material geológico que consiste em um ou mais horizontes pedológicos, desenvolvidos em uma ou mais unidades litológicas, e que se encontra soterrado por uma unidade litoestratigráfica ou aloestratigráfica formalmente definida, cuja unidade básica é o geosolo. O solo soterrado fornece a base material para a definição de uma unidade pedoestratigráfica. Já a unidade aloestratigráfica corresponde a um corpo estratiforme, mapeável, de material geológico sedimentar, definida e identificada com base em suas descontinuidades.

A aloestratigrafia surgiu como uma das subdivisões do código estratigráfico em um momento de busca do aprimoramento das metodologias de análise estratigráfica para os depósitos Quaternários. Antes de seu advento, vários autores já destacavam a necessidade de uma metodologia específica para a análise estratigráfica de depósitos Quaternários, haja vista o caráter disperso de seus registros e o curto intervalo de tempo geológico de ocorrência dos mesmos. Anteriormente, estudos relacionando a estratigrafia dos depósitos Quaternários com feições topográficas foram propostos por Frye & Willman, 1962 (*apud* Moura e Melo, 1991) através da criação de unidades morfoestratigráficas, visando a atender às especificidades de análise desses registros. No entanto, essa

⁷ Texto original em inglês.

metodologia apresentou uma subordinação excessiva da estratigrafia em relação às formas de relevo (Moura e Melo, 1991).

A proposta alostratigráfica prioriza a relação genética dos depósitos em detrimento de sua diferenciação litológica. Essa relação genética é analisada e identificada com base nas inconformidades estratigráficas do depósito considerado. Moura e Mello (1991, p. 238) apresentam alguns exemplos de inconformidades presentes nos depósitos fluviais e de encosta:

Nos depósitos fluviais são identificadas discontinuidades erosivas nítidas, ressaltadas ou não por variações litológicas, sendo a principal delas associada à diferenciação entre os níveis de terraços fluviais. Quanto aos depósitos coluviais, a distinção é evidenciada a partir de levantamentos estratigráficos detalhados, auxiliados pela presença de feições pedogenéticas (paleohorizontes A) ou por linhas de seixos.

Ainda segundo Moura e Mello (1991), existe certa dificuldade no reconhecimento estratigráfico dos depósitos sedimentares Quaternários, já que esses possuem caráter de discontinuidade gerado pelos processos geológicos ocorridos no passado. A gênese e o conhecimento do ambiente existente na época em que os depósitos do Quaternário surgiram podem ser de fácil interpretação, porém são de difícil identificação ao se realizar uma estratigrafia pelas similaridades e recorrência de fácies, bem como pela sua distribuição descontínua sob o relevo. No entanto, os depósitos Quaternários, que em geral têm similaridades litológicas, apresentam discontinuidades estratigráficas que representam as variações nos processos de sedimentação, os quais são fáceis de reconhecer.

As discontinuidades podem ser identificadas como relações anômalas das fácies litológicas, das mudanças na configuração das camadas e das quebras bioestratigráficas, diferenciando-se, dessa maneira, da litoestratigrafia, onde as unidades estratigráficas são identificadas, baseando-se quase exclusivamente na litologia.

Nesse contexto, a proposta aloestratigráfica, como metodologia de análise estratigráfica, apresenta-se mais apropriada para a análise dos depósitos Quaternários. A classificação genética das formações superficiais — coluvial, aluvial ou eluvial — pode ser realizada com base na análise aloestratigráfica.

O levantamento aloestratigráfico permite o mapeamento de unidades sedimentares neoquaternárias cartografáveis, possibilitando a correlação de registros dispersos na paisagem, fragmentados pela desnudação da paisagem e muitas vezes diferenciados pelos diversos processos pedogenéticos a que os fragmentos do depósito se submeteram. Destaca-se aqui a diferenciação dos depósitos eluvionais por seu caráter estático, não sendo o mesmo enquadrado como unidade aloestratigráfica de caráter sedimentar. No entanto, sua identificação é de grande importância no mapeamento e caracterização das formações superficiais e da definição de suas relações pedológicas e geomorfológicas.

Pelo caráter recente da abordagem aloestratigráfica, são poucos os estudos a contemplá-la. No Brasil, destaca-se a tese de Moura (1990), intitulada “*As transformações ambientais do Quaternário tardio no médio vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ)*.” Mais recentemente, outro trabalho de abordagem aloestratigráfica e de importância para a área de estudo é o de Ferreira (2002), que propôs o mapeamento das formações superficiais da bacia do Córrego do Rio Grande, bacia da qual o Córrego do Quebra faz parte.

A análise das características sedimentares constitui a base para a identificação de desconformidades e da relação genética dos depósitos considerados, o que auxilia na identificação das unidades estratigráficas. Sobre o enfoque genético da análise sedimentológica, Mendes (1984, p.15) esclarece que:

...as características ambientais determinam a fácies (facies) dos sedimentos acumulados em uma determinada unidade geomórfica. Nesse contexto (que não é o único) a fácies tem conotação genética, relacionando o sedimento ao ambiente de origem (fácies ambiental); por exemplo: fácies deltaica.

Walker (1984) destaca a importância da elaboração e do uso de modelos de fácies que funcionam como uma norma geral com a qual representações locais podem ser comparadas. Destaca ainda a natureza ambígua da interpretação de fácies no campo.

A interpretação dos sedimentos Quaternários pode ser auxiliada pela aplicação de análises granulométricas e mineralógicas. A importância dessas análises é apresentada por Barshad (1955, p. 4):

A análise mineralógica qualitativa é muito usada para diferenciar materiais de diferentes fontes. No entanto, não é sensível o suficiente para diferenciar pequenas diferenças existentes em um material de mesma fonte. Ela é aplicada com sucesso em solos para detectar estratificações do material de origem e a fonte dos mesmos.(tradução da autora)⁸

⁸ Texto original em inglês.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização e clima

A bacia hidrográfica do Córrego do Quebra encontra-se no município de Gouveia, que possui uma área de 867 km², localizada na porção centro-norte do Estado de Minas Gerais. Gouveia faz parte da região mineradora de Diamantina e faz limite, ao norte, com o município de Diamantina; ao noroeste, com Monjolos; ao sudoeste, com Presidente Juscelino; ao sul, com Santana do Pirapema e Conceição do Mato Dentro; e ao leste, com Datas (figura 2). O acesso à área de estudo é realizado por uma estrada vicinal, sem pavimentação, que liga a sede do município ao povoado de Cuiabá.

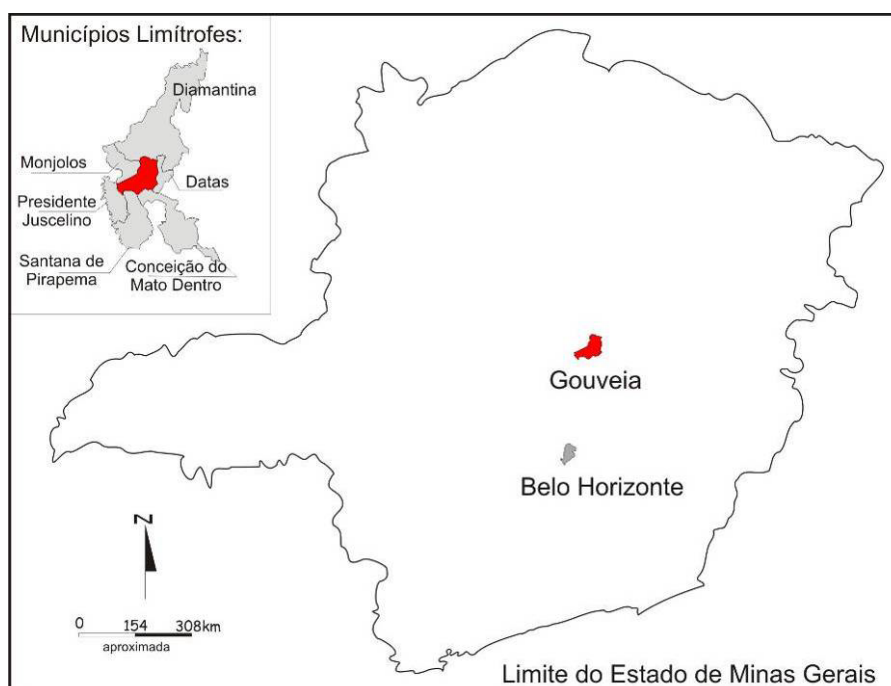


Figura 2: Localização do Município de Gouveia. Base Geominas.

A área de estudo está inserida na Depressão de Gouveia, encravada no grande compartimento da Serra do Espinhaço, mais especificamente em sua porção sul, denominada Planalto Meridional. A bacia hidrográfica da qual a área faz parte é a do Córrego do Quebra, afluente da margem esquerda do córrego do Rio Grande,

afluente da margem direita do Ribeirão do Chiqueiro. Este último nasce na serra do Juá, ao noroeste da Depressão de Gouveia, e atravessa a depressão em sentido norte-sul até desaguar no rio Paraúna. A área de estudo, no entanto, não abrange toda a bacia do Córrego do Quebra. Ela foi restrita às vertentes onde estão localizadas quatro feições de voçorocamento (figura 3).

O clima da área, segundo dados da Agência Nacional de Energia Elétrica, é caracterizado por verões brandos e úmidos e invernos secos e de baixas temperaturas, com uma precipitação média anual de 1.336mm, concentrados nos meses de dezembro a fevereiro. O período mais seco ocorre entre junho e agosto (IGA, 1983).

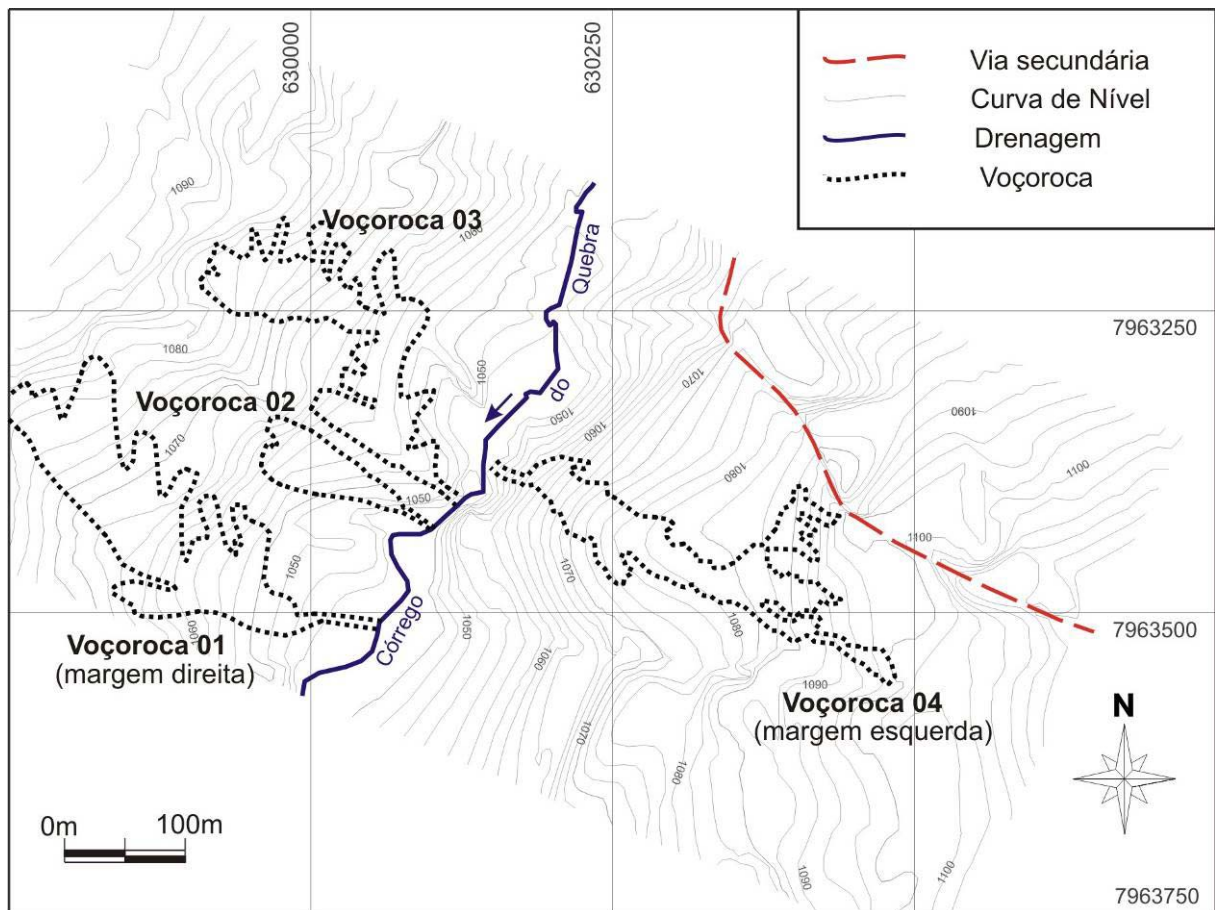


Figura 3: Vertentes da bacia do Córrego do Quebra. Mapa da autora.

3.2 Geologia

A bacia do Córrego do Quebra está inserida em grande parte na área de exposição do Complexo de Gouveia — unidade geológica arqueana, que reúne principalmente rochas granodioríticas, tonalíticas e graníticas, com faixas subordinadas de migmatitos e anfibólios. Os limites a oeste e a leste desse complexo são delimitados por zonas de cisalhamento de espessuras de até 10 metros de altura, constituídas por milonitos de fácies xisto verde. Sotoposto ao complexo de Gouveia encontra-se outra associação litológica arqueana: o Supergrupo Rio Paraúna, que na área de estudo está representado exclusivamente por metavulcânicas máficas e félsicas do Grupo Costa Sena (FOGAÇA, 1997).

Recobrimo discordantemente os terrenos arqueanos, emergem os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, de idade paleoproterozóica tardia a mezoproterozóica. Trata-se de uma sequência supracrustal de baixo grau metamórfico, dividida nos grupos Guinda e Conselheiro Mata e em oito formações, a saber (da base para o topo, figura 4):

- a) Grupo Guinda: Formações São João da Chapada, Sopa Brumadinho e Galho do Miguel;
- b) Grupo Conselheiro Mata: Formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande.

Os ambientes responsáveis pela acumulação desses depósitos foram sobretudo fluviais e marinhos costeiros, relativos ao Grupo Guinda e, posteriormente, marinhos rasos relativos ao Grupo Conselheiro Mata. As unidades superficiais estão representadas por coberturas detrito-lateríticas de idade terciária e aluviões Quaternários (FOGAÇA, 1997).

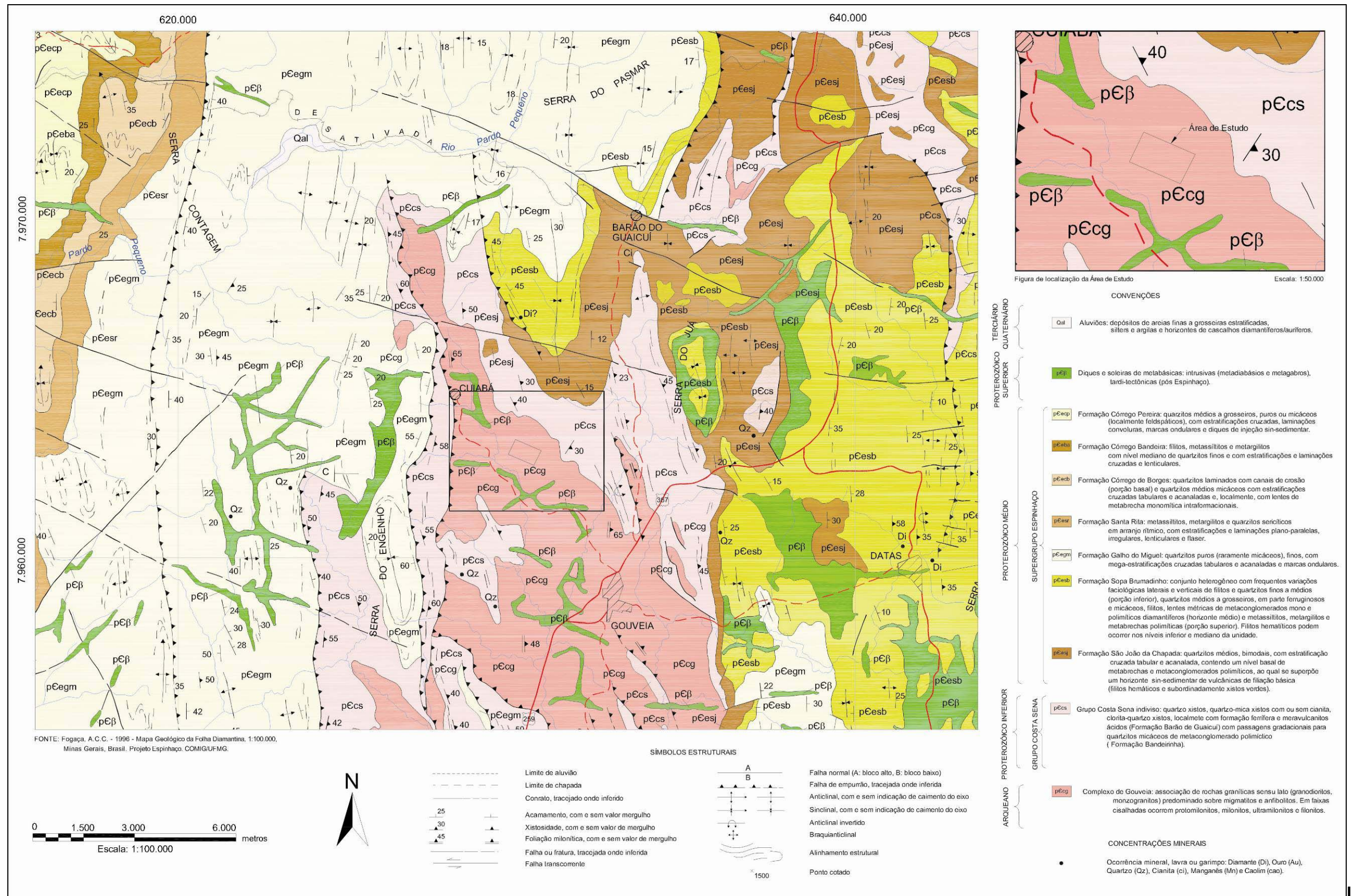


Figura 4: Mapa geológico da área de estudo.

Os ambientes de acumulação dos depósitos fluviais e marinhos estão relacionados à história geológica da área. Segundo Dussin e Dussin (1995, p. 19):

Durante o Mezoproterozóico, um sistema de forças em regime extensivo conduziu a um adelgaçamento da litosfera continental que se traduziu nas partes superiores desta pela ruptura e a fraturação da crosta frágil. Desenvolveu-se então um processo de rifting que resultou na instalação de uma ampla bacia de extensão suberidiana onde se depositou o Supergrupo Espinhaço.

A Serra do Espinhaço Meridional está associada ao processo orogenético brasileiro, representando uma faixa orogenética que limita o Sudeste do Cráton do São Francisco (ABREU, 1995). Constitui o resultado da seguinte sequência geotectônica (ALMEIDA ABREU e PFLUG, 1994, *apud* SAADI, 1995):

- a) rifteamento no final do Paleoproterozóico, dando início a uma bacia onde se acumularam mais de 5.000 metros de sedimentos predominantemente areníticos do Supergrupo Espinhaço;
- b) fechamento da bacia, com esforços compressivos de leste para oeste, gerando o orógeno do Espinhaço, em torno de 1.250 milhões de anos (Mesoproterozóico);
- c) sedimentação do Grupo Macaúbas nos 250 milhões de anos seguintes, mais desenvolvida na parte setentrional;
- d) evento distensivo no Neoproterozóico, responsável por intenso magmatismo basáltico e subsequente subsidência do Cráton do São Francisco, formando a bacia de acolhimento dos sedimentos pelítico-carbonáticos do Grupo Bambuí;
- e) ao final do Neoproterozóico, amalgamento do supercontinente Gondwana, induzindo a reativação de estruturas nucleadas anteriormente, resultando em empurrões de leste para oeste, impondo a superposição do Supergrupo Espinhaço aos grupos Macaúbas e Bambuí.

A exposição do Complexo de Gouveia está associada ao desmonte de uma das estruturas regionais dominantes do cinturão de dobramentos e empurrões da Cordilheira do Espinhaço Meridional: o Anticlinório de Gouveia, que pode ser descrito como uma culminação antiformal de cobertura, na qual a associação de

dobras e falhas de empurrão, ancoradas no embasamento cristalino, dominam o quadro estrutural. Possui o traço axial orientado segundo N-S e vergência geral para oeste (ALKMIM, 1995).

A área de estudo, que abrange parte da bacia hidrográfica do Córrego do Quebra, encontra-se assentada diretamente sobre os afloramentos dos granitos e migmatitos do Complexo de Gouveia. Trata-se de rochas compostas em sua maioria por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, muscovita e biotita, podendo ocorrer anfibólios como constituintes importantes. Nos flancos do anticlinório de Gouveia, afloram rochas do Grupo Costa Sena, representante exclusivo do Supergrupo Rio Paraúna na área de análise, cujas formações constituintes são a Barão de Guaicuí e a Bandeirinha. Essas rochas também se encontram tectonicamente encaixadas no Complexo de Gouveia (FOGAÇA, 1997).

A formação Barão de Guaicuí apresenta um conjunto de clorita-xistos aflorantes, sobretudo nos flancos leste do Anticlinório de Gouveia, imediatamente sobrejacentes aos granitóides do embasamento. O principal pacote e que melhor caracteriza a formação Barão de Guaicuí é constituído por xistos quartzosos, róseos ou cinzentos. O topo do Grupo Costa Sena é representado pela Formação Bandeirinha, de expressão restrita e não individualizada na Folha Diamantina (figura 5).

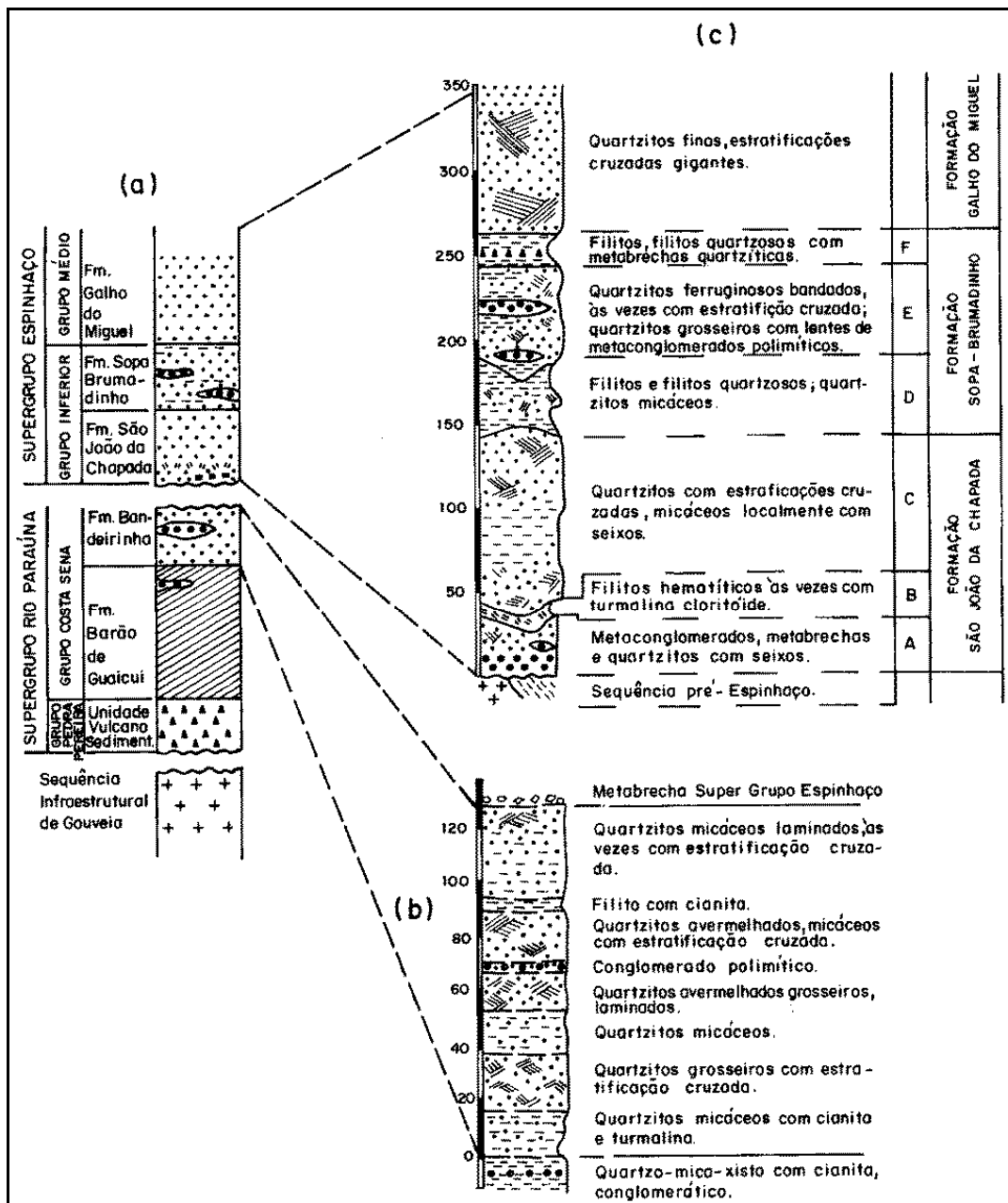


Figura 5: Perfis estratigráficos simplificados das unidades geológicas da Folha Diamantina. Fonte: FOGAÇA, 1997.

Destaca-se na área de estudo a ocorrência de veios de quartzo, que são muito frequentes em todos os terrenos constituídos pelas sequências arqueanas e proterozóicas da Folha Diamantina; sendo, contudo, mais presentes nas unidades basais do Supergrupo Espinhaço, que sofreram compressão tectônica mais intensa (FOGAÇA, 1997).

3.3 Geomorfologia e Pedologia

Geomorfologicamente a área de estudo representa uma depressão encravada no Planalto Meridional do Espinhaço. Segundo Saadi (1995, p.43), o Planalto Meridional *“inicia-se na extremidade meridional da serra, ou seja, nas nascentes do rio Cipó, alojadas em serra homônima a aproximadamente 50 km a norte de Belo Horizonte”*, onde predomina a ocorrência de quartzitos que compõem uma cobertura rígida densamente fraturada.

Segundo a compartimentação da paisagem proposta por Quintero (2000), a bacia hidrográfica do Córrego do Quebra está inserida predominantemente na unidade de paisagem III: “superfície residual do complexo granítico com vegetação de cerrado degradado” e corresponde à Depressão de Gouveia. Saadi (1995) propôs oito principais eventos para a formação dessa unidade morfológica:

- dissecação fluvial no Pleistoceno Inferior, estabelecendo o atual traçado da rede hidrográfica;
- nova dissecação fluvial no final do Pleistoceno Médio, aprofundando a calha por mais 9 metros;
- entulhamento dos vales com aproximadamente 3 metros de areias, com lentes de cascalho e argilas orgânicas, relacionadas ao Pleistoceno Superior;
- afogamento e regularização da morfologia por ocorrência de primeiro evento coluvial, representado atualmente por areias e siltes vermelhos sobrepostos a stone-lines;
- fraca dissecação por “vales em berço”, desenhada por uma segunda stone-line seguida de nova cobertura coluvial areno silto amarela;
- entulhamento total dos vales correlacionados à segunda fase de coluvionamento, realçando o nível de base em aproximadamente 10 metros;
- passagem do Pleistoceno superior para o Holoceno, marcada por reabertura dos vales, acrescida de entalhe suplementar da calha de 1 metro e recrudescimento dos processos de voçorocamento;

- por último, têm-se as planícies de inundação holocênicas, ocupadas por sequências ordenadas de cascalho, areias e argilas orgânicas, com aprofundamento das calhas no assoalho rochoso.

Saadi e Valadão (1987) definiram para a região de Gouveia os seguintes domínios morfoestruturais, representados por quatro níveis altimétricos diferenciados:

- o primeiro nível ocorre acima da cota de 1300 metros e é caracterizado pela ocorrência de colinas tabulares e cristas monoclinais com altitude média acima de 1400 metros, representando relevos residuais modelados a partir da dissecação de antigas superfícies, cujo alinhamento ao longo de linhas de falha atesta o controle tectônico dessa fase de dissecação;
- o segundo nível ocorre entre as cotas 1250 e 1300 metros, representado por uma superfície tabular dissecada que trunca as rochas dos Supergrupos Espinhaço e Paraúna;
- o terceiro ocorre entre as cotas 1000 e 1100 metros, com colinas e interflúvios moldados nos xistos e granitos das sequências inferiores que exibem topos nivelados em altitudes variando entre 1050 e 1100 metros;
- o quarto e último nível, representando o mais baixo, ocorre abaixo da cota de 1000 metros, onde os fundos de vales apresentam uma sucessão de alvéolos espremidos entre trechos estreitos nos cursos médios e extensas planícies colmatadas por várias sequências aluviais do Quaternário superior e atuais.

Augustin (1995) definiu para a área cinco grandes unidades morfoestruturais. A primeira e mais alta é formada basicamente por rochas da Formação São João da Chapada entre 1.300 e 1.450 metros. A segunda é elaborada sobre as rochas da Formação Galho do Miguel e está compreendida entre 1200 e 1300 metros. A terceira, denominada Superfície Residual Antiga, encontra-se entre 1200 e 1100 metros e está relacionada a um longo ciclo geoquímico de intemperismo. A quarta, localizada entre 1100 e 1000 metros, foi elaborada principalmente sobre os xistos do Supergrupo Paraúna. Abaixo de 1000 metros predomina o granito

milonitizado do embasamento cristalino, correspondendo à quinta unidade morfoestrutural.

As vertentes da Depressão de Gouveia são caracterizadas pela predominância de segmentos, representados por porções retilíneas da paisagem, sendo interdigitadas por feições côncavas e convexas muito suaves em sua porção média. São extensas e apresentam baixa declividade. Segundo Saadi (1995, p. 44) *“nestas depressões, rochas granitóides metassedimentares e metavulcânicas sustentam morfologias colinares policonvexas mais ou menos suavizadas.”* Predominam na área pacotes espessos de solos, representados principalmente pelos Latossolos. O levantamento pedológico da área de estudo foi recentemente proposto por Diniz (2002) para a bacia do Ribeirão do Chiqueiro. Segundo esse levantamento, ocorrem, na área de estudo, as unidades pedológicas Cambissolo, Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Vermelho e Neossolo Flúvico. Segundo Augustin (1995), a pedogênese nessa área se processou sobre os colúvios, em grande parte após o início do holoceno, o que propiciou o desenvolvimento dos Latossolos.

Parte do terço superior da bacia hidrográfica do Córrego do Quebra está inserido em outra unidade paisagística proposta por Quintero (2000), a unidade “superfície residual quartzítica com vegetação de campo de altitude”. Essa unidade é caracterizada por um embasamento geológico constituído por quartzitos e filitos, rebaixada pelo entalhamento da rede de drenagem. Apresenta duas geoformas: o topo ligeiramente convexo e as escarpas com declividades maiores que 45 graus.

No estudo dos processos geomorfológicos, destaca-se o trabalho de Ferreira (2002), que definiu para a área de estudo três unidades colúvias e duas unidades alúvias. As unidades alúvias correspondem à fases de deposição quaternária, composta predominantemente por seixos altimetricamente mais elevados e terraços que, na maioria das vezes, são espessos depósitos argilosos com elevado teor de matéria orgânica. Ferreira (2002) destaca ainda a atual planície de inundação, onde se dão os atuais processos de agradação fluvial. As unidades

coluviais da área de estudo apresentam grande similariedade de fácies, sendo melhor identificadas através de discordâncias erosivas.

Regionalmente, Saadi (1995) descreveu para a borda leste do Planalto Meridional a ocorrência de três níveis deposicionais aluviais escalonados — um de várzea arenoso e dois terraços com seixos de quartzo arredondados — e a ocorrência de duas a três fases de coluvionamento, sempre precedidas por eventos denudacionais e marcadas por stone-lines (linhas de pedra). Sobre esses depósitos, Saadi afirma que (1995, p. 59):

deve-se ressaltar a importância dos depósitos aluviais, coluviais (ou poligênicos) que recobrem os remanescentes das superfícies de aplainamento terciárias e cuja idade precisa ainda carece de estudo específico: sobre os topos de colinas da Depressão de Gouveia, as areias vermelhas, com espessura de 2m, mais recentes que os depósitos aluviais plio-pleistocênicos e mais velhas que grande parte da dissecação pleistocênica: final do Pleistoceno Superior ou Pleistoceno Médio; ainda no Planalto Meridional, sobre o planalto quartzítico (entre 1.000 e 1.400 metros), a sequência de areias colúvio aluviais, sobrepostas às turfas das depressões de cabeceiras ou à laterita nodular dos glaciais: Pleistoceno?

A evolução geomorfológica da área está ainda relacionada a eventos tectônicos que perturbaram toda a região durante a era cenozóica, com registro de falhamentos em várias áreas da Serra do Espinhaço. Essa perturbação é evidenciada ainda no escalonamento de superfícies, sobretudo de terraços fluviais; nos basculamentos que afetaram várias partes das superfícies de aplainamento; na persistência de escarpas regionais independentes da litologia; na ocorrência de capturas fluviais e em várias feições morfotectônicas, tais como grábens e rifts. Esforços compressivos foram responsáveis pela reativação de falhas de empurrão brasileiras, o que foi acompanhado na Serra do Espinhaço pelo basculamento dos planaltos em direção leste, com consequente incorporação de parte da drenagem sanfranciscana que avançava sobre a borda oeste (SAADI, 1995).

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

4.1 A análise pedológica

A análise pedológica teve por base o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA,1999). Os procedimentos relativos à descrição de solos no campo foram realizados a partir da análise de perfis pedológicos e orientados pelo manual de descrição e coleta de solos no campo, elaborado por Lemos e Santos (1996). O trabalho de campo contemplou a análise conjunta dos dados.

Segundo a EMBRAPA (1995, p. 25):

um perfil de solo é definido como um corte vertical na superfície da terra, que inclui todos os horizontes pedogeneticamente inter-relacionados e também camadas mais profundas, ou mesmo próximas à superfície, que tenham sido pouco influenciadas pelos processos pedogenéticos.

Ainda segundo a EMBRAPA (1995, p. 25), *“um perfil de solo pode ser observado em faces de trincheiras, cortes de estradas e escavações diversas.”* Na área de estudo, a descrição de perfis pedológicos foi realizada em pontos representativos, pré-selecionados em etapas anteriores de campo. Foram descritos quatro perfis em ambiente de encosta expostos em bordas de voçorocas e um perfil aluvial (figura 6).

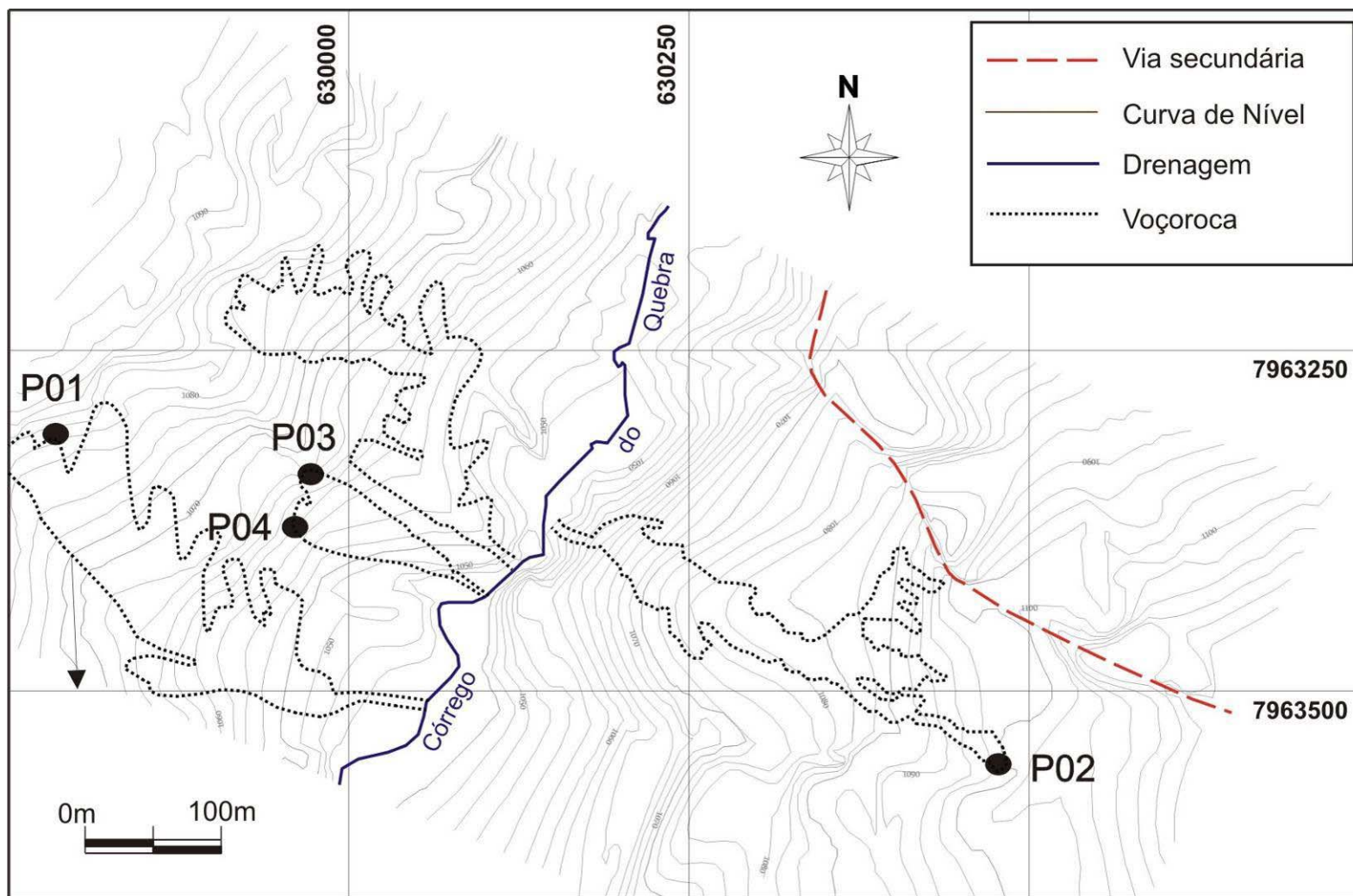


Figura 6: Localização dos principais pontos de análise.

Os procedimentos relativos à descrição dos perfis pedológicos buscam caracterizar morfologicamente os horizontes através de suas características de cor, textura, estrutura, porosidade, cerosidade ou outros revestimentos ou superfícies de fricção, consistência, cimentação, nódulos e concreções minerais e eflorescências. A partir dessas características, foi possível proceder à classificação da unidade pedológica segundo a EMBRAPA (1999). As descrições pedológicas foram realizadas em campo para os cinco pontos selecionados e as análises granulométricas para os quatro pontos descritos em ambiente de vertente.

Foram identificadas as seguintes classes granulométricas para os horizontes de solo para os quatro pontos descritos em vertente: areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina, areia muito fina, silte e argila. A classe textural dos respectivos horizontes foi obtida pela leitura do triângulo americano (LEMOS e SANTOS, 1996).

A investigação realizada na área buscou ainda a identificação de possíveis paleossolos com o objetivo de enriquecer a análise da relação morfopedológica da área de estudo, mesmo não havendo registro anterior de unidades desse tipo para a área considerada nos diversos trabalhos já realizados. O intuito da aplicação dessa análise foi confirmar a não existência dessas unidades com base nos princípios estabelecidos pelo Código Estratigráfico Norte Americano (NACSN, 1983). A relação das unidades pedoestratigráficas com a ocorrência de solos e paleossolos é apresentada na nota (h) do artigo 58 do Código Estratigráfico Norte Americano (NACSN, 1983. p. 59), conforme apresentado a seguir:

(h) Relação com solos e paleossolos. - Solos e paleossolos são formados como produtos do intemperismo e da pedogênese e diferem em várias circunstâncias das unidades aloestratigráficas, que são unidades deposicionais. O limite superior da superfície ou de um solo enterrado pode ser usado como limite da unidade aloestratigráfica. (tradução da autora)⁹

⁹ Texto original em inglês.

4.2 A análise estratigráfica

Foram contempladas na metodologia deste trabalho duas modalidades de análise estratigráfica: a aloestratigráfica e a pedoestratigráfica.

O artigo 55 do Código Estratigráfico Norte Americano (NACSN, 1983) define a unidade pedoestratigráfica como um corpo de material geológico formado por um ou mais horizontes pedológicos, desenvolvidos em uma ou mais unidades litoestratigráficas, aloestratigráficas ou litodêmicas, e superposta por uma ou mais unidades litoestratigráficas ou aloestratigráficas formalmente definidas.

A distinção de uma ou mais unidades pedoestratigráficas se baseia na identificação de horizontes pedológicos. O limite superior da unidade pedoestratigráfica corresponde ao horizonte pedológico superior formado por pedogênese em um perfil de solo enterrado. O horizonte O dos solos, formado por depósitos orgânicos, não constitui parte dessa unidade, uma vez que não passou por processos de transformação pedogenética. Ele pode ser classificado como unidade bioestratigráfica ou litoestratigráfica. O horizonte C dos solos também não é contemplado na unidade pedoestratigráfica. As unidades estratigráficas precisam ser definidas a partir de limites claros, de fácil reconhecimento físico, e a definição do limite inferior do horizonte C nem sempre é possível, visto que ocorre de forma gradacional até o material de origem.

A distinção da pedoestratigrafia de outras unidades estratigráficas é realizada com base nas seguintes características: (1) ela é produto da alteração superficial de uma ou mais unidades de materiais, realizada pela pedogênese; (2) sua litologia e outras propriedades diferem marcadamente das de seu material originário, e (3) uma unidade pedoestratigráfica simples pode se formar a partir de materiais originários de diversas composições e idades. A unidade pedoestratigráfica recebeu a denominação geosolo no Código. Seus limites são classificados como “*time-transgressive*”, ou seja, não correspondem a episódios

distintos de formação em tempos diferenciados, não podendo ser identificados com base no conceito de episódios temporais.

Segundo o artigo 58 do Código Estratigráfico Norte Americano (NACSN, 1983), a unidade aloestratigráfica corresponde a um corpo estratiforme, mapeável, de material geológico sedimentar, sendo definida e identificada com base em descontinuidades limitantes. Uma unidade aloestratigráfica formal pode ser distinguida entre:

- a) diferentes depósitos superpostos de similar litologia com descontinuidades limitantes;
- b) depósitos contíguos de similar litologia com descontinuidades limitantes (figura 7). Cada número representa uma unidade aloestratigráfica simples;
- c) unidades geograficamente separadas de similar litologia com descontinuidades limitantes;
- d) ou unidades simples com descontinuidades limitantes de depósitos caracterizados por heterogeneidade litológica.

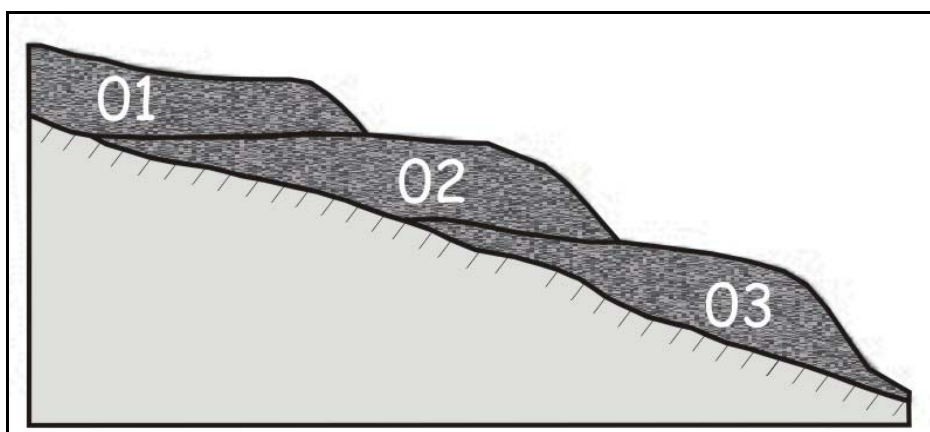


Figura 7: Exemplo de classificação aloestratigráfica para três depósitos contíguos de similar litologia. Fonte: NACSN, 1983. Adaptado pela autora¹⁰

¹⁰Texto original em inglês.

As características internas da unidade aloestratigráfica — físicas, químicas e paleontológicas — podem variar tanto lateralmente quanto verticalmente. Seus limites correspondem a descontinuidades lateralmente identificadas e sua ocorrência deve ser mapeável. Conforme disposto no Código Estratigráfico Norte Americano (1983), interpretações genéticas são inapropriadas para se definir uma unidade aloestratigráfica, no entanto o código considera que a interpretação genética pode influenciar a escolha de seus limites. Outro instrumento para a definição dos limites dessas unidades são suas unidades geomórficas de ocorrência.

Assim como a análise genética é considerada inapropriada para a definição de unidades aloestratigráficas, a inferência sobre episódios temporais também não é utilizada como critério de definição das mesmas, mas pode igualmente influenciar na definição de seus limites. Esses critérios não devem ser, portanto, determinantes na identificação das unidades, mas podem e devem ser considerados na análise das mesmas. A extensão da unidade aloestratigráfica pode ser conhecida e definida a partir do traçado de suas descontinuidades limitantes ou a partir dos depósitos de ocorrência entre essas descontinuidades.

Foram realizadas análises granulométricas e mineralógicas com o objetivo de identificação de possíveis descontinuidades nos perfis de solo analisados em ambientes de encosta: pontos P1, P2, P3 e P4. A análise granulométrica foi realizada no laboratório de geomorfologia do IGC-UFMG, com a aplicação do método de dispersão com NaOH da EMBRAPA (1997). O detalhamento realizado para a fração areia teve por principal objetivo a identificação de possíveis descontinuidades nessa fração através da leitura de mudanças bruscas dos resultados, uma vez que, para a análise pedológica, a análise de areia total já seria suficiente para validar a caracterização pedológica.

A obtenção da fração argila (fração < 2µm) e preparação das amostras orientadas sobre vidro plano para a realização das análises mineralógicas foram realizadas no laboratório de Difração de Raio X do Instituto de Geociências da Universidade

Federal de Ouro Preto (UFOP). A fração argila foi obtida por centrifugação, utilizando-se o pirofosfato de sódio como dispersante. As lâminas preparadas foram levadas ao laboratório de Difractometria de Raio X da Comissão Nacional de Energia Nuclear – Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CNEM-CDTN), em Belo Horizonte, onde foram realizadas as análises mineralógicas das frações argila, areia grossa e areia fina.

As frações areia grossa e areia fina foram obtidas a partir da separação granulométrica realizada no laboratório do IGC-UFMG, e as respectivas lâminas foram preparadas no laboratório da CNEM-CDTN pelo método do pó. As frações argila e areia foram escolhidas para a análise mineralógica por constituírem as frações mais estáveis do solo, não tendo sido considerada necessária a análise da fração silte.

Foi aplicada a técnica de Difractometria de Raio X (DRX), empregando-se um difratômetro de raio X de fabricação Rigaku, modelo Geigerflex, semi-automático e tubo de raios X de cobre. A Difractometria de Raio X (DRX) é a mais poderosa ferramenta para o estudo dos minerais do solo, particularmente daqueles presentes na fração argila. A DRX permite a identificação do grau de cristalinidade, do tamanho do cristal, da substituição isomórfica e ainda a quantificação dos minerais presentes na amostra. Em geral, a área dos picos é o parâmetro usado na estimativa de quantidade de um determinado mineral numa amostra (RESENDE *et al*, 2005).

A identificação das fases cristalinas foi obtida por comparação do difratograma de raios X das amostras com o banco de dados da ICDD – International Center for Diffraction Data / Joint Committee on Powder Diffraction Standards – JCPDS. As análises das fases cristalinas levaram em consideração a intensidade das principais reflexões e as comparações entre as mesmas, avaliando-se assim as quantidades de seus teores.

4.3 Descrição geral dos procedimentos metodológicos

Os procedimentos metodológicos do trabalho foram divididos em quatro fases: (1) revisão da literatura; (2) levantamento de campo com realização de análises estratigráficas, pedológicas e geomorfológicas; (3) análises laboratoriais mineralógicas e granulométricas e (4) discussão e apresentação dos resultados.

A revisão da literatura objetivou a construção da base teórica metodológica para subsidiar a identificação e discussão das discontinuidades estratigráficas da área em estudo a partir da análise pedológica. Os levantamentos de campo tiveram por finalidade a caracterização pedológica e estratigráfica dos pontos e ainda a coleta de amostras dos horizontes descritos para posterior realização das análises laboratoriais.

A seleção dos pontos para descrição pedológica e estratigráfica em campo foi realizada a partir do mapeamento preliminar das aloformações da área, realizado por Bernal *et al* (2004)¹¹, que identificou quatro formações superficiais quaternárias (figura 8) descritas a seguir:

- aloformação 1: apresenta maior extensão e encontra-se subjacente às demais formações, sendo constituída por unidade coluvionar vermelha, argilosa e profunda, com presença de linhas de pedras a diferentes profundidades;
- aloformação 2: unidade coluvionar amarela, com ocorrência de linhas de pedras a 50 e 90cm, de granulometria variada. Parte dessa unidade encontra-se sobre elúvio, com transição gradual para o xisto, e parte sobre a aloformação 1;

¹¹ Os resultados iniciais que originaram esta dissertação foram desenvolvidos na disciplina Geomorfologia Dinâmica, ministrada pelo professor Dr. Roberto Célio Valadão, e em parceria com os discentes: Norma Hernández Bernal, Alessandra Mendes Carvalho Vasconcelos e Otávio Nunes Borges de Lima.

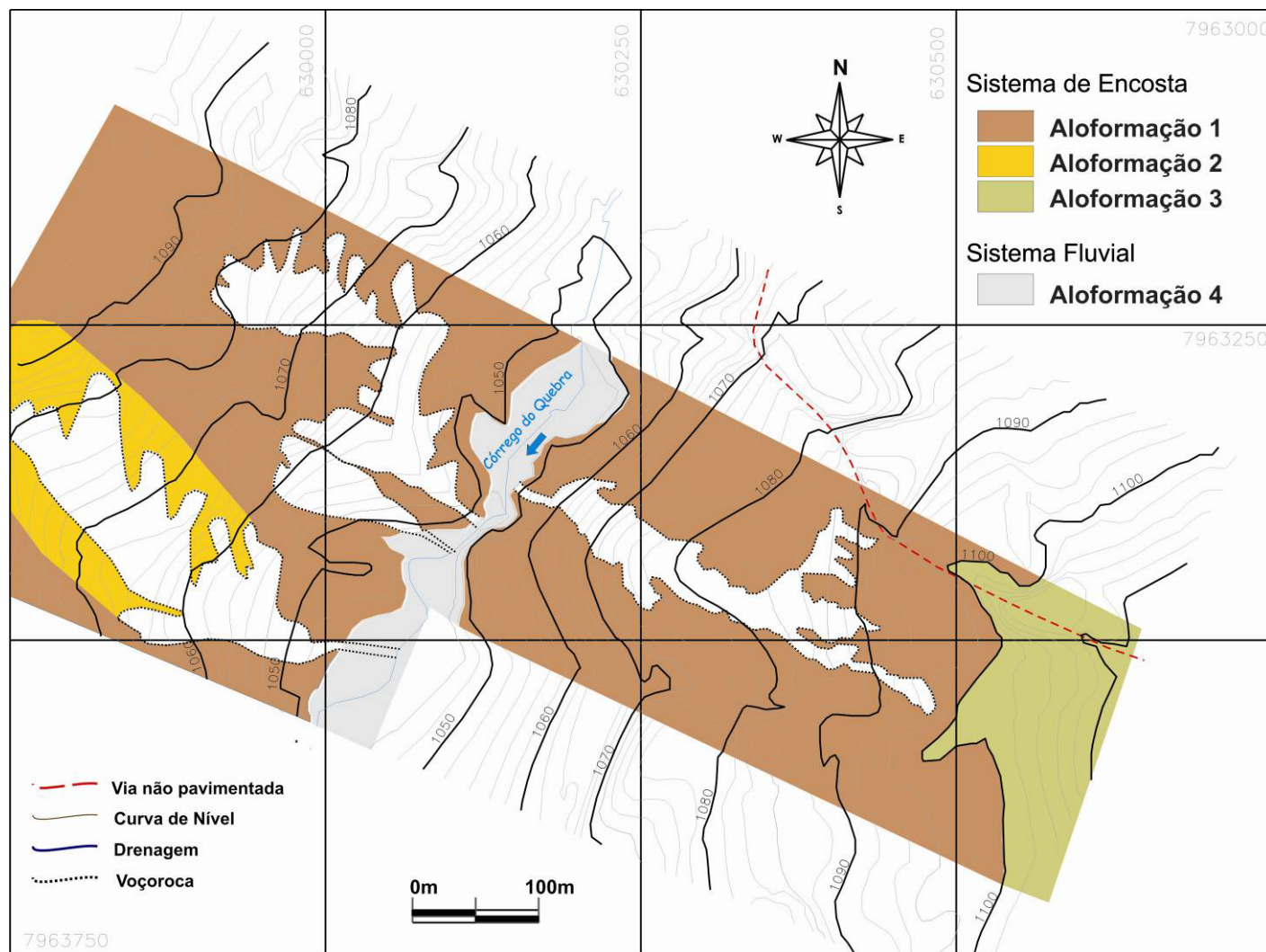


Figura 8: Aloformações propostas por Bernal *et al* (2004)

- aloformação 3: apresenta pequena espessura, geneticamente associada a diversos eventos de enxurradas em arranjo progradacional de montante para jusante. É constituída por matriz argilosa, com fragmentos de xistos e quartzos, com ocorrência de linhas de pedra em diferentes profundidades. Parte dela ocorre sobre o elúvio, e parte sobre a aloformação 1;
- aloformação 4: constituída por pacote aluvionar de aproximadamente seis metros, que exhibe diferentes fases da dinâmica fluvial, com depósitos relacionados às diversas fases de energia da planície de inundação. Ocorre sobre material eluvionar.

A identificação inicial das unidades coluvionares apresentadas por Bernal *et al* (2004) não foi confirmada, no entanto, por nenhuma análise laboratorial, tendo sido identificadas apenas a partir das descrições de campo. Dando sequência ao trabalho, foram selecionados cinco pontos: quatro em borda de voçoroca, que receberam as denominações P1, P2, P3 e P4, e um em ambiente fluvial - P5 (figura 6).

O ponto P1 corresponde à ocorrência da aloformação 1 (colúvio vermelho), sotoposta a aloformação 2 (colúvio amarelo). O ponto selecionado foi considerado como um dos mais representativos dessas formações e corresponde à porção superior da vertente da margem direita, exposta no topo da voçoroca 1 (figura 9).

O ponto P2 também corresponde à exposição da aloformação 1, estando localizado em vertente oposta ao do ponto P1. Neste ponto não ocorre a sobreposição da aloformação 2, sendo a aloformação 1 caracterizada preliminarmente como unidade coluvionar vermelha, sem distinção da observada na vertente da margem direita.

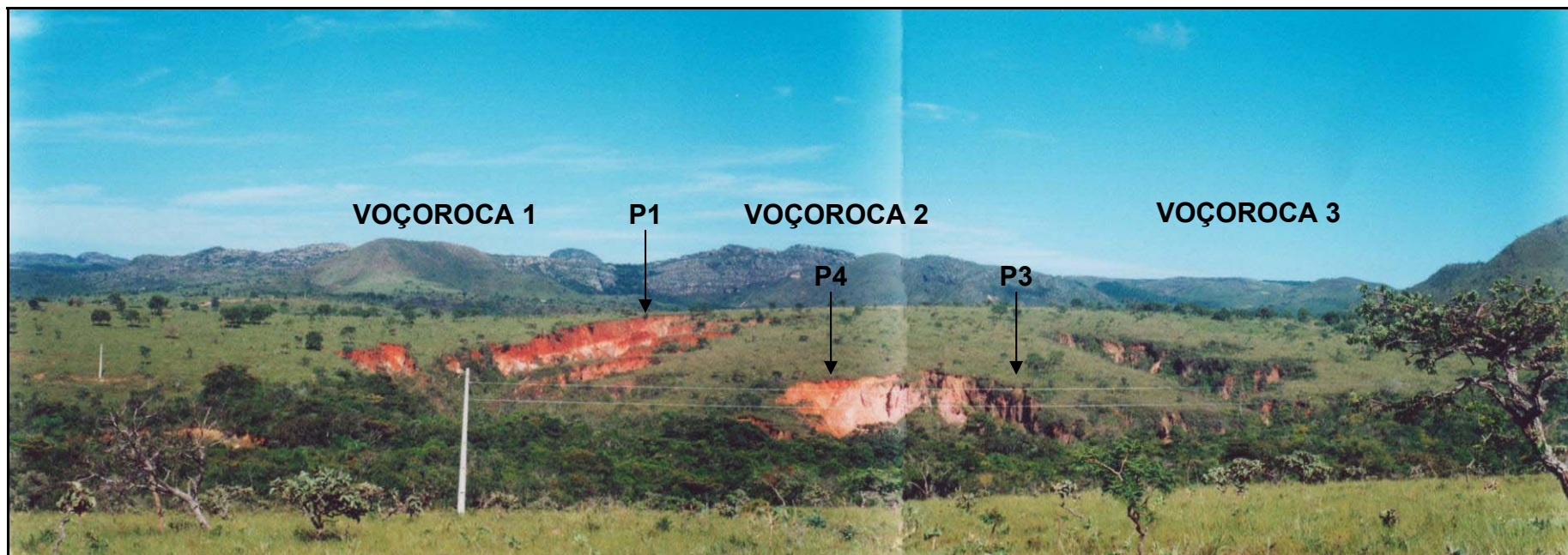


Figura 9: Vista geral da vertente da margem direita do córrego do Quebra.

Os pontos P3 e P4 corresponde à aloformação 1 e ambos estão localizados na vertente da margem direita em superfícies expostas pela voçoroca 2. A proximidade dos pontos buscou caracterizar a diferença visual de cores observada em campo.

A aloformação 3 não teve ponto de análise correspondente. Trata-se da aloformação mais recente e de menor espessura e seu mapeamento foi reproduzido a partir da proposta de Bernal *et al* (2004), uma vez que as análises de campo realizadas neste trabalho foram consideradas satisfatórias para a sua caracterização.

A aloformação 4 diz respeito ao pacote aluvionar localizado em terraço e planície de inundação do Córrego do Quebra. Foi selecionado um ponto correspondente a essa aloformação, mas não foram realizadas análises granulométricas e mineralógicas, visto que as análises de campo foram suficientes para a caracterização morfoedológica da referida formação.

As descrições e coletas dos pontos P1, P2, P3 e P4 foram realizadas em bordas de voçorocas. Em campo, o registro cartográfico foi feito através de navegação com auxílio de *GPS Garmim Etrex*. Os dados obtidos e georreferenciados foram transferidos para o *software GPS Track Maker* e exportados para o *software Micro Station 95*, extensão de origem da base cartográfica utilizada. A edição final do mapeamento foi realizada no *software Corel Draw 11*.

Após os trabalhos de campo, foram realizadas as análises granulométricas e mineralógicas. De posse das análises laboratoriais e das descrições de campo, foi realizada a discussão final do trabalho. A discussão dos resultados foi realizada em duas etapas. A primeira objetivou a identificação das discontinuidades estratigráficas, a segunda pretendeu uma leitura conjunta da paisagem através da comparação dos pontos anteriormente analisados.

A discussão por ponto apresenta a caracterização pedológica, granulométrica e mineralógica na forma de quadros para cada um dos horizontes pedológicos descritos. Aos quadros de caracterização pedológica e mineralógica, foram acrescentadas colunas de leitura da alteração entre os horizontes: os mais superficiais constituíram a referência inicial para a leitura da alteração. Destaca-se que, para as análises mineralógicas, foram consideradas as alterações observadas em classe de ocorrência superior a 3%.

As alterações identificadas nas análises pedológicas, granulométricas e mineralógicas foram classificadas em alta, média ou baixa, em razão do grau de alteração observado, e foram comparadas em uma “análise geral”, em que o conjunto de mudanças observado foi classificado ou como resultado das alterações promovidas pelo processo pedogenético, ou como indicativo de descontinuidade estratigráfica.

5. RESULTADOS

5.1 Caracterização dos pontos de campo

5.1.1 Descrição do ponto P1: Cambissolo Háplico

O ponto P1, localizado na porção da alta vertente da margem direita do Córrego do Quebra e descrito em perfil exposto da borda da voçoroca 1, corresponde à unidade de Cambissolo Háplico (figura 10).

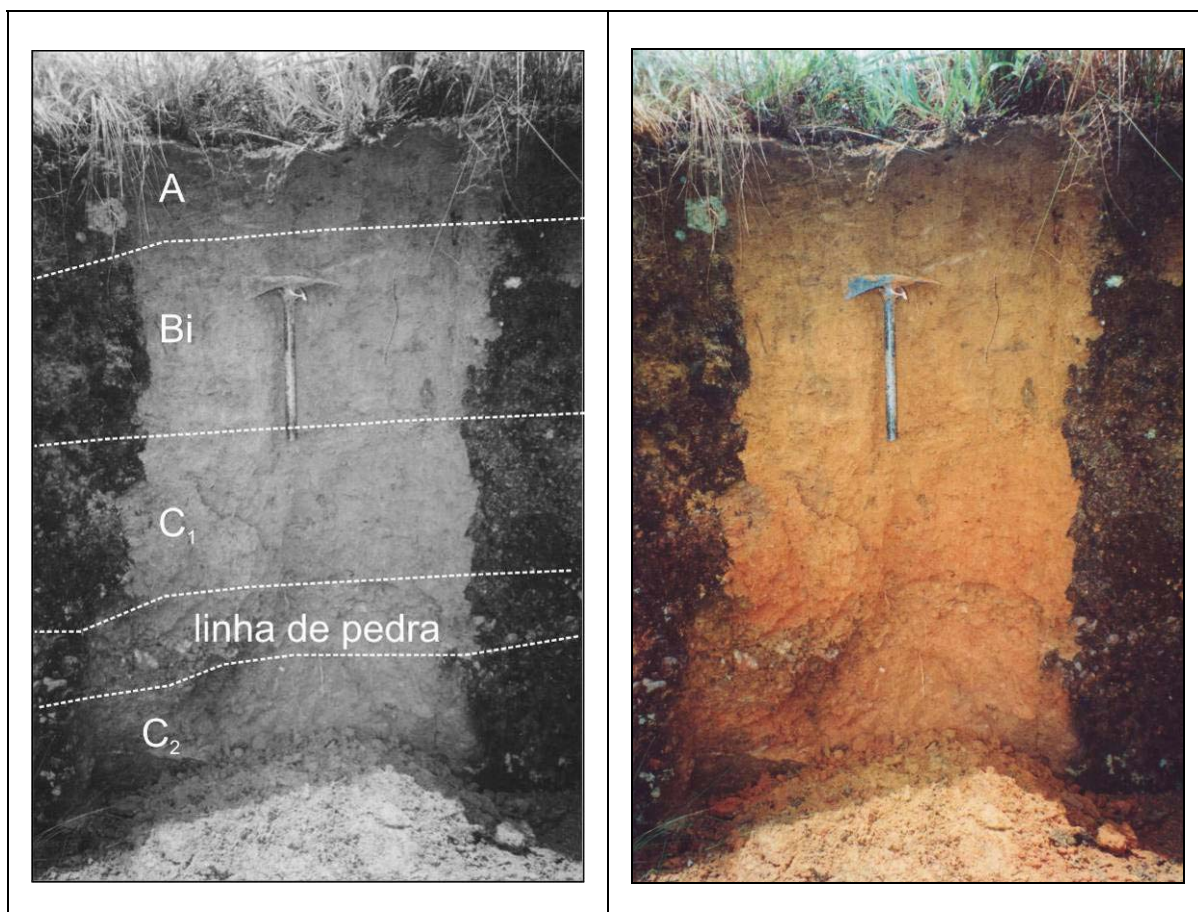


Figura 10: Foto do perfil de Cambissolo Háplico P1. Registra-se entre os horizontes Bi e C₁ linha de pedra de 3 centímetros de espessura.

Essa classe indica a ocorrência de um processo pedogenético incipiente, sendo o horizonte B medianamente desenvolvido, denominado B incipiente (Bi). Essa

unidade encontra correspondência com o mapeamento pedológico proposto por Diniz (2002). As características pedológicas são apresentadas no quadro 2.

Quadro 2: Caracterização pedológica do perfil de Cambissolo Háptico P1.

Horiz.	Profund. ¹	Cor	Estrutura	Consistência	Alteração ²
A	0-22	2,5 Y 6/6 amarelo oliváceo	moderada média granular	friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso	não se aplica
Bi	22-48	10 YR 6/8 amarelo brunado	moderada pequena blocos subangulares	friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso	(baixa) cor e estrutura
<i>linha de pedra de aproximadamente 3 cm entre os horizontes Bi e C₁, constituída de grãos de quartzos subarredondados de coloração avermelhada.</i>					
C₁	48-91	7,5 YR 6/8 amarelo avermelhado	fraca, pequena, blocos subangulares	friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso	(baixa) cor e estrutura
<i>linha de pedra entre os horizontes C₁ e 2C₂, de 91 a 110 cm, constituída de grãos de quartzo subarredondados, com tamanho entre 2 e 9 cm, sendo alguns de coloração avermelhada.</i>					
C₂	110-120+	7,5 YR 6/6 amarelo avermelhado	fraca, pequena, blocos subangulares	friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso	sem alteração

(1- Profundidade dada em centímetros.; 2 - alteração observada em relação ao horizonte anteriormente descrito)

Observa-se a partir da caracterização pedológica alterações de cor e estrutura tanto entre os horizontes A e Bi quanto entre os horizontes Bi e C₁. A alteração de cor mostra uma tendência geral de “avermelhar” o perfil em profundidade, indicando um possível aumento da hematita.

Destaca-se a ocorrência de linha de pedra entre os horizontes Bi e C₁ e C₁ e C₂, sendo a mais espessa (20 centímetros) correspondente à mais profunda. A análise granulométrica dos horizontes descritos é apresentada no quadro 3.

Quadro 3: Resultado granulométrico do perfil do Cambissolo Háplico P1.

P1	Granulometria em g/Kg								Classe Textural
	AMG	AG	AM	AF	AMF	AT	Silte	Argila	
A	20,1	74,0	110,9	179,7	173,9	558,8	198,4	242,7	Franco Argilo Arenosa
Bi	31,6	62,1	68,3	100,5	175,7	438,3	248,9	312,7	Franca Argilosa para Franco Argilo Arenosa
C₁	8,1	54,0	63,0	92,3	200,7	418,2	225,3	356,4	Franca Argilosa
C₂	43,5	73,9	63,1	88,1	155,1	423,8	366,0	210,1	Franca

(AMG: areia muito grossa, AG: areia grossa, AM: areia média, AF: areia fina, AMF: areia muito fina, AT: areia total).

Nessa análise temos indícios de descontinuidade entre os horizontes C₁ e C₂: uma mudança granulométrica significativa, cuja classe textural passa de franca argilosa para franca, com redução de argila de 356,4 para 210,1 g/Kg.

Na passagem do horizonte Bi para o C₁ observa-se uma redução do teor de areia muito grossa, de 31,6 para 8,1 g/kg, contrário ao registrado na passagem dos horizontes C₁ e C₂, onde se observa um aumento também do teor de areia muito grossa de 8,1 para 43,5 g/kg.

Tem-se, portanto, até então, indicativos de descontinuidade entre os horizontes Bi e C₁ e entre C₁ e C₂, baseados em alterações granulométricas. Ambas as passagens são marcadas pela presença de linhas de pedra. O resultado mineralógico do ponto P1 para as frações argila, areia fina e areia grossa é apresentado no quadro 4:

Quadro 4: Caracterização mineralógica do perfil de Cambissolo Háplico P1.

Amostra P1	Mineral Identificado ¹			Alteração	
	Predominante (>30%)	Maior (<30%)	Menor (>10%)		
ARGILA	A	Caulinita Gibbsita	-	Ilita	não se aplica
	Bi	Caulinita Gibbsita	-	Ilita	sem alteração
	C ₁	Caulinita	Gibbsita	Ilita	(baixa) Aumento de caulinita em detrimento da gibbsita
	C ₂	Caulinita	Gibbsita	Ilita	sem alteração
AREIA FINA	A	Quartzo	-	Hematita Muscovita	não se aplica
	Bi	Quartzo	-	Hematita Muscovita	sem alteração
	C ₁	Quartzo	-	Hematita Muscovita	sem alteração
	C ₂	Quartzo	-	Caulinita Hematita Muscovita	(média) Aumento da caulinita em relação a hematita e muscovita.
AREIA GROSSA	A	Quartzo	-	Hematita	não se aplica
	Bi	Quartzo	-	Hematita Muscovita	(baixa) Aumento de Muscovita.
	C ₁	Quartzo	-	Muscovita	(baixa) Aumento de Muscovita.
	C ₂	Quartzo	Muscovita	Caulinita Hematita	(média) Aumento de Muscovita, Caulinita e Hematita

A fração argila registrou aumento de caulinita em detrimento da gibbsita na passagem do horizonte Bi para o C₁. A gibbsita é um mineral secundário originado da alteração da caulinita, e por vezes, do próprio feldspato, sendo esperado que quanto mais próximo da superfície, onde a ação intempérica é mais efetiva, a gibbsita aumente sua participação no perfil em detrimento da caulinita.

Observa-se na fração areia fina, na passagem do horizonte C₁ para o C₂, um aumento de caulinita. Neste caso este aumento pode ser interpretado como indicativo de descontinuidade uma vez que ocorre em detrimento da hematita e da muscovita.

Observa-se ainda a partir da análise mineralógica, na fração areia grossa, o aumento de muscovita em profundidade, o que pode ser explicado em razão da proximidade com o material de origem, não constituindo indício de descontinuidade estratigráfica.

É importante destacar que apesar do Cambissolo (P1) representar, a princípio, um processo incipiente de alteração intempérica, a mineralogia apresentada no quadro 4 revela a presença de minerais significativamente alterados como a gibbsita em todas as amostras da fração argila, em percentagens significativas. Neste caso podemos admitir que este material já foi submetido a uma expressiva alteração intempérica, sendo seu atual horizonte diagnóstico Bi (incipiente) resultado do desgaste da superfície de erosão e exposição do material anteriormente alterado. O quadro 5 resume as alterações observadas entre os horizontes caracterizados no ponto P1.

Quadro 5: Alterações observadas no perfil de Cambissolo Háplico P1.

Hor.	Alteração Pedológica	Alteração Granulométrica	Alteração Mineralógica	Análise geral
A	<i>(referência inicial)</i>			
Bi	(baixa) cor de amarelo oliváceo para amarelo brunado.	(baixa) aumento de argila e silte e redução de areia.	(baixa) aumento de muscovita na fração areia grossa;	Alteração coerente com o processo pedogenético.
<i>ocorrência de linha de pedra pouco espessa</i>				
C₁	a) (baixa) cor de amarelo brunado para amarelo avermelhado; b) (baixa) estrutura de moderada para fraca.	(baixa) aumento de argila com redução de silte e areia.	(baixa) aumento de muscovita em profundidade (fração areia grossa) e de caulinita (fração argila)_ em detrimento da gibbsita.	Alteração coerente com o processo pedogenético.
<i>ocorrência de linha de pedra</i>				
C₂	sem alteração.	(média) diminuição de argila e aumento de silte.	a) (média) aumento de caulinita na fração areia fina; b) (média) aumento de muscovita, caulinita e hematita na fração areia grossa.	(média) indicativo de descontinuidade estratigráfica.

O quadro 5 resume as alterações registradas para o P1: observa-se que o indício mais significativo de descontinuidade entre os horizontes Bi e C1 diz respeito a um pequeno incremento no teor de argila registrado pelas análises granulométricas. Tais indícios não são suficientes sustentar a ocorrência de descontinuidade estratigráfica nesta passagem do perfil.

Para este perfil foi admitida apenas uma descontinuidade entre os horizontes C1 e C2 sustentada a partir dos resultados mineralógicos e granulométricos. Destaca-se também nesta passagem a ocorrência de linha de pedra de aproximadamente 20 cm de espessura. Ainda sobre o ponto P1, cabe destacar a análise do fragmento rochoso coletado em meio à matriz argilosa do C₂ e próximo à ocorrência de linha de pedra quartzosa (figura 11).



Figura 11: Fragmento rochoso em matriz de Cambissolo Háplico P1.

A análise mineralógica desse fragmento foi realizada para a fração total e indicou predomínio de muscovita, com percentual superior a 30%, aparecendo em menor quantidade a caulinita e o quartzo (percentual inferior a 30%) e, por último, a gibbsita, com percentual inferior a 3%. Esta constituição mineralógica (de provável fragmento de xisto alterado ou litologia similar) confere à matriz caráter coluvionar e corrobora com o indicativo de descontinuidade entre os horizontes C₁ e C₂.

5.1.2 Descrição do ponto P2: Latossolo Vermelho-Amarelo.

O ponto P2, localizado na porção alta da vertente da margem esquerda do Córrego do Quebra e descrito em perfil exposto da borda da voçoroca 4, corresponde à um Latossolo Vermelho-Amarelo (figura 12). A classe pedológica descrita nesse ponto indica a ocorrência de um processo pedogenético com intensa alteração do material de origem. Essa unidade encontra correspondência com as unidades de mapeamento propostas por Diniz (2002).

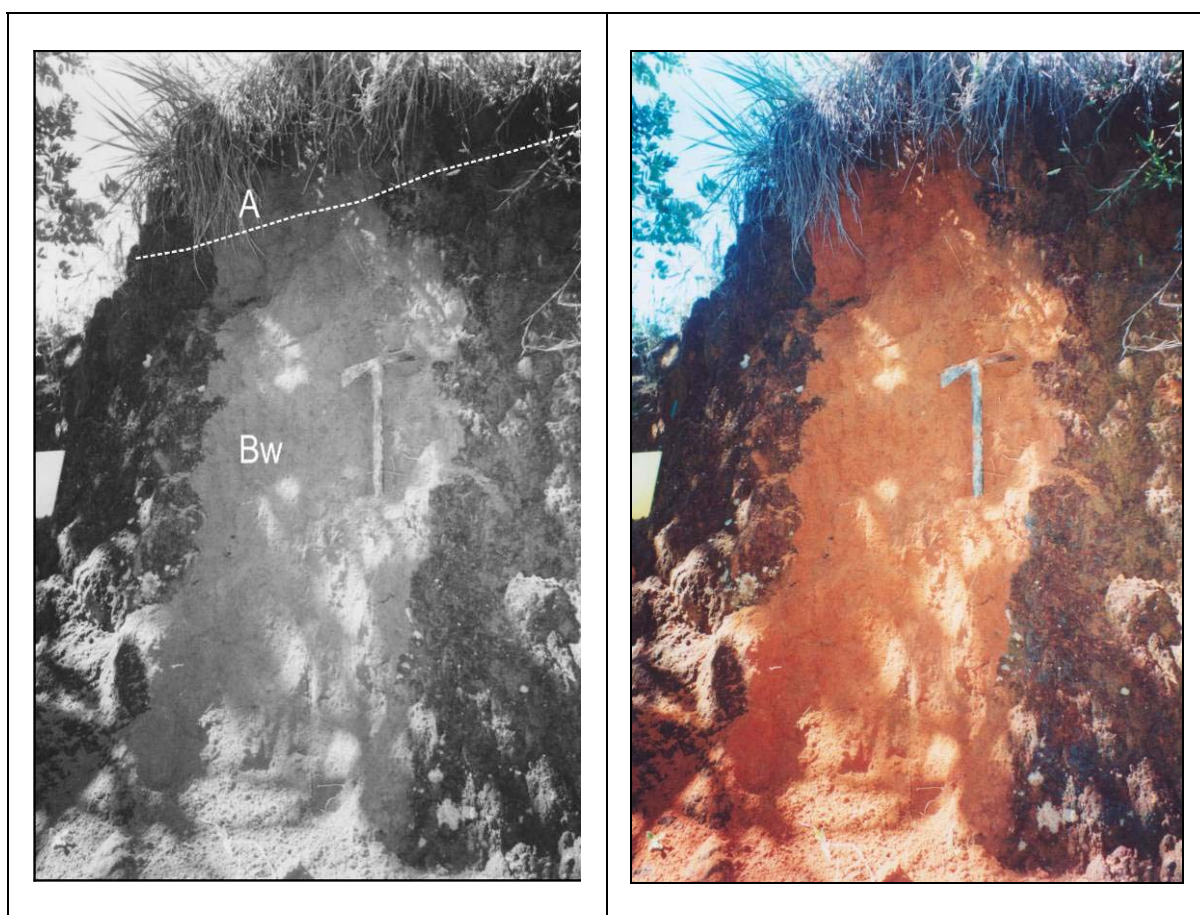


Figura 12: Foto do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P2.

O Latossolo Vermelho-Amarelo (P2) apresenta as seguintes características pedológicas (quadro 6):

Quadro 6: Caracterização pedológica do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P2.

Horiz.	Profund. ¹	Cor	Estrutura	Consistência	Alteração ³
A	0-22	7,5 YR 5/6 Bruno Forte	Moderada pequena granular	Friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso	não se aplica
Bw	22-169+	5 YR 5/8 Vermelho Amarelado	Fraca pequena e média blocos subangulares q.s.d.f.m.p.g. ²	Friável, plástico e ligeiramente pegajoso	(baixa) Cor, estrutura e consistência

(1- Profundidade dada em centímetros.; 2 - que se desfaz em forte muito pequena granular; 3 - alteração observada em relação ao horizonte anteriormente descrito)

A transição registrada entre os horizontes A e Bw na descrição pedológica é coerente com o maior teor de matéria orgânica que normalmente se observa no horizonte A, responsável por uma melhor estrutura do solo e também pela alteração de cor.

A partir da análise granulométrica (quadro 7), observa-se um ligeiro incremento do teor de argila do horizonte A para o horizonte Bw, praticamente na mesma proporção em que se dá a redução do silte, não sendo este incremento suficiente para caracterizar a ocorrência de um horizonte B textural (Bt). As diferenças pedológicas e granulométricas até então observadas não indicam, portanto, a ocorrência de descontinuidade estratigráfica.

Quadro 7: Resultado granulométrico do perfil do Latossolo Vermelho-Amarelo P2.

P2	Granulometria em g/kg								Classe Textural
	AMG	AG	AM	AF	AMF	AT	Silte	Argila	
A	12,7	48,8	73,6	108,1	121,9	365,4	229,9	404,7	Argila a franco argilosa
Bw	7,1	49,9	64,6	87,8	141,8	351,4	169,9	478,7	Argila

(AMG: areia muito grossa, AG: areia grossa, AM: areia média, AF: areia fina, AMF: areia muito fina, AT: areia total).

A leitura completa em relação a possíveis descontinuidades estratigráficas deve considerar a análise conjunta dos resultados pedológicos, granulométricos e mineralógicos. A análise mineralógica é apresentada no quadro.8:

Quadro 8: Caracterização mineralógica do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P2.

Amostra P2		Mineral Identificado ¹			Alteração
		Predominante (>30%)	Maior (<30%)	Menor (>10%)	
ARGILA	A	Caulinita	Gibbsita	Ilita	não se aplica
	Bw	Caulinita	Gibbsita	Ilita	sem alteração
AREIA FINA	A	Quartzo	-	Muscovita	não se aplica
	Bw	Quartzo	-	Muscovita	sem alteração
AREIA GROSSA	A	Quartzo	-	Muscovita	não se aplica
	Bw	Quartzo	Muscovita	Caulinita Hematita	(média) aumento de Muscovita, Caulinita e Hematita.

Não foram observadas alterações significativas na fração argila. A alteração observada entre os horizontes A e B na fração areia grossa, como o aumento percentual de muscovita, não é suficiente para identificar uma estratificação do material uma vez que é esperada maior participação dos minerais primários com o aprofundamento do perfil. Já o aumento de caulinita na fração areia grossa é pouco expressivo e pode ser interpretado à luz do processo pedogenético como início de podzolização do perfil, uma vez que ocorre entre os horizontes A e Bw.

Pela análise conjunta dos resultados até então apresentados (quadro 9), não são admitidas estratificações do material de origem, sendo possivelmente o pacote pedogenético elaborado a partir de um mesmo material.

Quadro 9: Alterações observadas no perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P2.

Hor.	Alteração Pedológica	Alteração Granulométrica	Alteração Mineralógica	Análise geral
A	<i>(referência inicial)</i>			
Bw	(baixa) cor, estrutura e consistência.	(baixa) de argila a franco argilosa (A) para argila (Bw).	(média) aumento de muscovita, caulinita e hematita na fração areia grossa.	Alteração coerente ao processo pedogenético.

Destaca-se, entretanto, a ocorrência de uma linha de pedra a 3 metros de profundidade, exposta lateralmente ao ponto descrito. Dessa linha foram retirados fragmentos alterados de rocha que foram analisados mineralogicamente por fração total. Essas análises diferem sobremaneira das realizadas nas frações argila e areia dos horizontes descritos, nas quais predominam a caulinita e o quartzo, respectivamente.

O fragmento analisado apresentou um predomínio de muscovita, mineral primário, cujo percentual foi superior a 30% da amostra total, aparecendo em menor proporção a caulinita, o quartzo e, por último, a gibbsita. Esse resultado indica um grau de alteração do fragmento coletado bem diferenciado de sua matriz (horizonte Bw), conferindo ao material caráter coluvionar. Segundo essa hipótese, a linha de pedra passa a constituir um marco de descontinuidade estratigráfica.

Admite-se neste caso que o perfil de solo analisado de 1,7 metros, apesar de não apresentar descontinuidade estratigráfica, representa um pacote coluvionar marcado pela linha de pedra cuja ocorrência se dá a 3 metros de profundidade.

5.1.3 Descrição do ponto P3: Cambissolo Háplico.

O P3 está localizado na porção da alta vertente da margem direita do Córrego do Quebra e foi descrito em perfil exposto da borda da voçoroca 2. Este perfil corresponde um Cambissolo Háplico e é apresentado na figura 13:

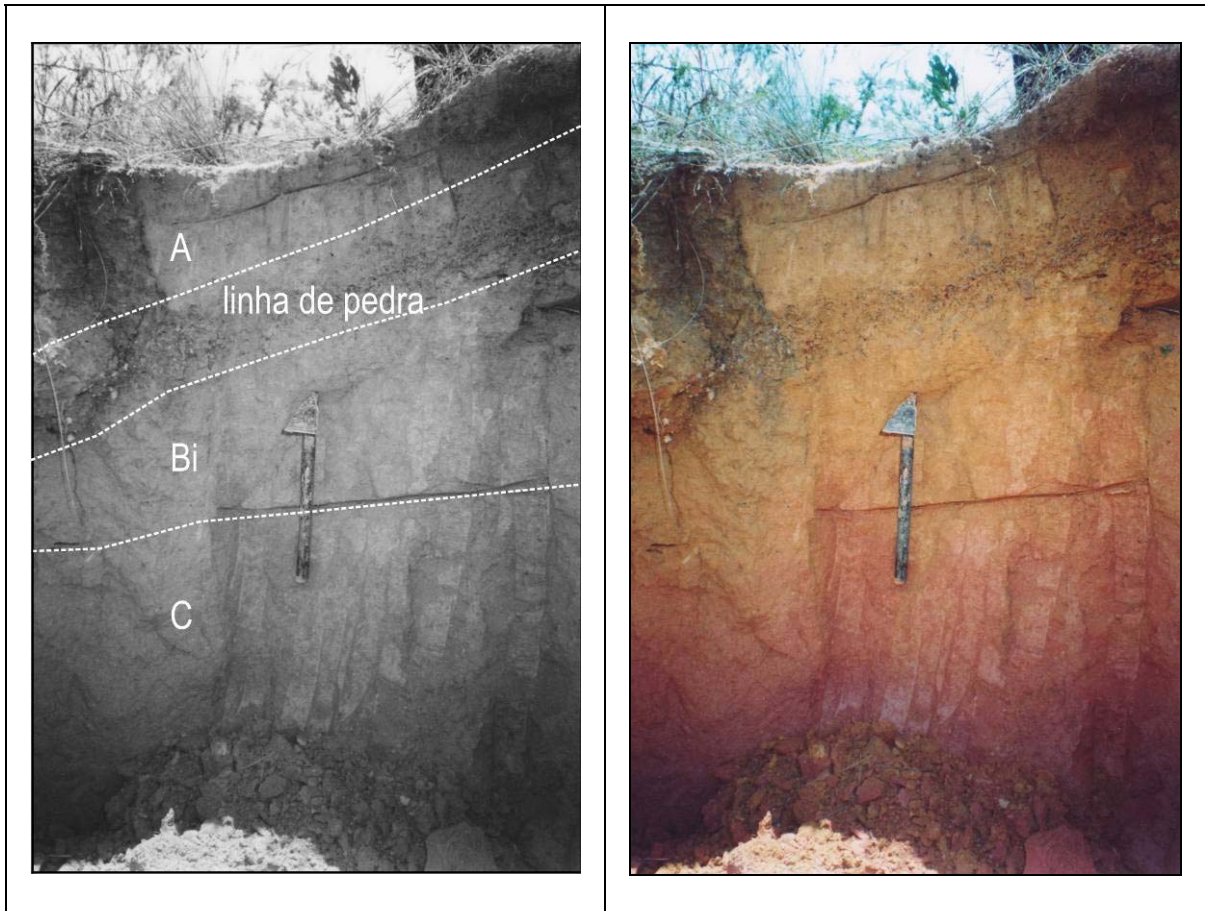


Figura 13: Foto do perfil de Cambissolo Háplico, ponto P3.

Observa-se pela figura aspecto de material eluvionar pouco alterado na base do perfil, de cor mais rosada, indicando baixo grau de desenvolvimento pedológico. Observa-se ainda a ocorrência de linha de pedra entre o horizonte A e Bi.

A descrição pedológica (quadro 10) revela alterações de significativas entre os horizontes conforme apresentado a seguir:

Quadro 10: Caracterização pedológica do perfil de Cambissolo Háplico P3.

Horiz.	Profund. ¹	Cor	Estrutura	Consistência	Alteração ²
A	0-20	10 YR 6/6 Amarelo Brunado.	fraca média blocos subangulares.	friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajosa a pegajosa.	não se aplica.
<i>linha de pedra, de aproximadamente 9 cm, entre os horizontes A e B, constituída de grânulos(máx. 0,5 cm) de quartzos subarredondados de coloração avermelhada.</i>					
Bi	29-60	10 YR 6/6 Amarelo Brunado.	Moderada, média e grande, blocos subangulares.	plástico a muito plástico, pegajoso a muito pegajoso.	(baixa) estrutura e consistência.
C	60-500+	5 YR 5/4 Bruno Avermelhado.	Estrutura maciça.	não plástico a ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.	(média) cor, estrutura e consistência.

(1- Profundidade dada em centímetros.; 2 - alteração observada em relação ao horizonte anteriormente descrito)

Têm-se, portanto, já nessa primeira análise, indícios de descontinuidade estratigráfica. A primeira alteração é observada do horizonte A para o horizonte Bi, que se reflete principalmente na consistência molhada: de ligeiramente plástico, no horizonte A, para plástico a muito plástico, no horizonte Bi. A segunda alteração é observada na passagem do horizonte Bi para o C, quando a estrutura, a cor e também a consistência sofrem mudanças significativas. Logo, percebe-se a possível ocorrência de duas descontinuidades estratigráficas: a primeira, relacionada à ocorrência da linha de pedra, e a segunda, entre Bi e C.

A análise granulométrica é apresentada no quadro 11 a seguir:

Quadro 11: Resultado granulométrico do perfil do Cambissolo Háplico P3.

P3	Granulometria em g/kg								Classe Textural
	AMG	AG	AM	AF	AMF	AT	Silte	Argila	
A	17,8	56,7	70,6	140,5	184,3	470,1	286,0	243,8	Franca
Bi	16,0	39,0	43,7	82,5	173,5	354,8	360,4	284,7	Franca argilosa
C	2,9	27,4	42,1	96,5	209,2	378,3	446,5	175,1	Franca

(AMG: areia muito grossa, AG: areia grossa, AM: areia média, AF: areia fina, AMF: areia muito fina, AT: areia total).

Na fração areia muito grossa merece destaque a passagem do horizonte Bi para o C, quando o teor passa de 16 para 2,9 g/kg. Ainda na fração areia, mudanças são observadas na passagem do horizonte A para o Bi nas frações areia média e areia fina, o que se reflete no teor da areia total. A passagem mais significativa é registrada na fração argila do horizonte Bi para o C, quando se observa um decréscimo de aproximadamente 110g/Kg em pequena profundidade. Essa mudança se reflete na classificação geral, que passa de franca argilosa para franca entre os horizontes Bi e C. Observa-se, aqui, portanto, mais indicativos de descontinuidade, que é mais significativa na passagem do Bi para o C,.

O resultado da análise mineralógica para o perfil de Cambissolo do ponto P3 é apresentado no quadro 12. Na fração argila, não foi constatada nenhuma mudança mineralógica entre os horizontes. Entretanto, entre os horizontes Bi e C, observa-se uma alteração nas frações areia grossa e areia fina em ambos os casos, com aumento da participação de caulinita. Destaca-se que, no contexto de um processo pedogenético sobre um mesmo material de origem, não se observaria um aumento do mineral caulinita no horizonte C em detrimento de minerais primários como a muscovita, mas sim sua redução.

Quadro 12: Caracterização mineralógica do perfil de Cambissolo Háplico P3.

Amostra P3	Mineral Identificado ¹			Alteração	
	Predominante (>30%)	Maior (<30%)	Menor (>10%)		
ARGILA	A	Caulinita	Gibbsita	Ilita	não se aplica
	Bi	Caulinita	Gibbsita	Ilita	sem alteração
	C	Caulinita	Gibbsita	Ilita	sem alteração
AREIA FINA	A	Quartzo	-	Hematita Muscovita	não se aplica
	Bi	Quartzo	-	Hematita Muscovita	sem alteração
	C	Quartzo	-	Caulinita Muscovita	(média) aumento de caulinita (hematita em percentagem inferior a 3%, como a caulinita no horizonte anterior).
AREIA GROSSA	A	Quartzo	-	Hematita Muscovita	não se aplica
	Bi	Quartzo	-	Hematita Muscovita	sem alteração
	C	Quartzo	-	Caulinita	(média) redução de Hematita e Muscovita para percentagem inferior a 3%, aumento de caulinita.

Como análise geral desse ponto, ao se comparar cada um dos resultados, verifica-se forte indicativo de descontinuidade estratigráfica entre os horizontes Bi e C. O quadro 13 apresenta uma síntese das alterações observadas no P3:

Quadro 13: Alterações observadas no perfil de Cambissolo Háplico P3.

Hor.	Alteração Pedológica	Alteração Granulométrica	Alteração Mineralógica	Análise geral
A	<i>(referência inicial)</i>			
ocorrência de linha de pedra pouco espessa				
Bi	(baixa) estrutura e consistência	(baixa) na fração areia	sem alteração	Alteração coerente ao processo pedogenético.
C	(média) cor, estrutura e consistência	(baixa) na fração argila	(média) frações areia grossa e fina - aumento de caulinita em detrimento de muscovita e hematita.	(média) indicativo de descontinuidade estratigráfica.

5.1.4 Descrição do ponto P4: Latossolo Vermelho-Amarelo

O ponto P4 está localizado próximo ao P3, na borda exposta da voçoroca 2 (figura 14). A escolha dos pontos se justifica pela alteração de cor exposta pela voçoroca, localizada a partir da meia encosta da margem direita do córrego do Quebra. Destaca-se que o solo descrito no P3 foi classificado como Cambissolo Háplico, já o P4 corresponde a um Latossolo Vermelho-Amarelo (figura 15).



Figura 14: Foto de montante para jusante da voçoroca 2, vertente da margem direita do córrego do Quebra.

A seta à esquerda da figura 14 indica o ponto P3 e a seta à direita indica o ponto P4. Destaca-se a diferença de cor entre as duas coberturas superficiais expostas pela voçoroca.

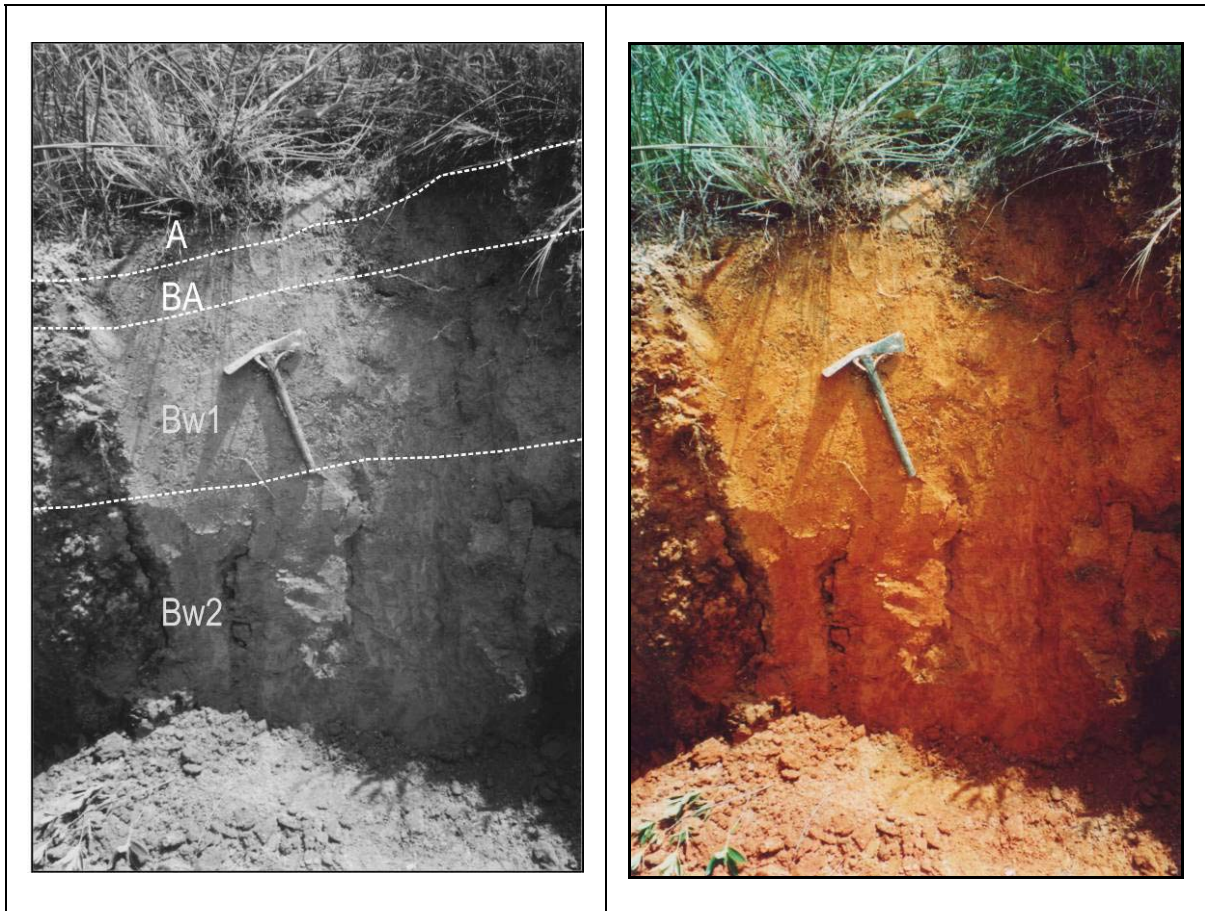


Figura 15: Foto do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P4.

No ponto P4 são observadas algumas alterações entre os horizontes descritos (quadro 14). Entre os horizontes A e BA, pequena alteração de estrutura e consistência foi observada, o que não é suficiente para indicar uma descontinuidade do material de origem. A alteração entre os horizontes BA e Bw₁ é registrada nas características de cor, estrutura e consistência. Já na transição dos horizontes Bw₁ e Bw₂ destaca-se a mudança do solo de plástico a ligeiramente plástico e de bruno forte a vermelho amarelado. Mas essas alterações dissociadas de outros indícios podem representar apenas uma diferenciação entre horizontes, coerente com o processo pedogenético.

Quadro 14: Caracterização pedológica do perfil de Latossolo Vermelho Amarelo P4.

Horiz.	Profund. ¹	Cor	Estrutura ²	Consistência	Alteração ³
A	0-10	10YR5/8 Bruno Amarelado	moderada média granular	friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.	não se aplica
BA	10-20	10YR5/8 Bruno Amarelado	moderada pequena blocos subangulares	friável, plástico, ligeiramente pegajoso a pegajoso.	(baixa) estrutura e consistência
Bw₁	20-63	7,5YR 5/6 Bruno Forte	moderada a fraca, pequena e média, blocos subangulares q.s.d.f.m.p.g.	plástico e pegajoso	(baixa) cor, estrutura e consistência
Bw₂	63-130+	5YR 5/8 Vermelho Amarelado	fraca grande blocos subangulares q.s.d.f.m.p.g.	ligeiramente plástico a plástico, ligeiramente pegajoso.	(baixa) cor, estrutura e consistência

(1- Profundidade dada em centímetros.; 2 - que se desfaz em forte muito pequena granular; 3 - alteração observada em relação ao horizonte anteriormente descrito)

A análise granulométrica (quadro 15) apresenta alteração de classe textural entre os horizontes BA e Bw₁ e entre os horizontes Bw₁ e Bw₂. De modo geral existe uma tendência de incremento de argila em profundidade, embora esse incremento seja suficiente para caracterizar um horizonte B textural (Bt).

Quadro 15: Resultado granulométrico do perfil do Latossolo Vermelho-Amarelo P4.

P4	Granulometria em g/Kg								Classe Textural
	AMG	AG	AM	AF	AMF	AT	Silte	Argila	
A	51,0	74,9	58,5	104,1	161,3	450,0	255,6	294,3	Franco argilo arenosa a franco argilosa
BA	52,1	73,4	57,7	96,9	166,7	447,0	228,9	324,0	Franco argilosa a franco argilo arenosa
Bw₁	20,4	74,7	77,2	107,9	173,4	453,8	189,1	357,0	Argilo arenosa a franco argilosa
Bw₂	03,8	53,7	79,8	63,3	146,8	347,6	234,6	417,7	Argila

(AMG: areia muito grossa, AG: areia grossa, AM: areia média, AF: areia fina, AMF: areia muito fina, AT: areia total).

O quadro 16 mostra o resultado das análises mineralógicas realizadas para os horizontes A, BA, Bw₁ e Bw₂ do Latossolo Vermelho-Amarelo nas frações argila, areia fina e areia grossa.

Na fração argila, não foram registradas alterações significativas. Já nas frações areia fina e areia grossa, observa-se, na passagem do horizonte A para o BA, um aumento de muscovita. Este aumento é esperado com a profundidade, na medida em que os minerais primários tendem a ocorrer em menor proporção em horizontes mais próximos da superfície, onde o processo intempérico é mais efetivo. Trata-se, portanto, de alteração coerente com o processo pedogenético.

Quadro 16: Caracterização mineralógica do perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P4.

Amostra P4	Mineral Identificado ¹			Alteração	
	Predominante (>30%)	Maior (<30%)	Menor (>10%)		
ARGILA	A	Caulinita	Gibbsita	Ilita	não se aplica
	BA	Caulinita	Gibbsita	Ilita	sem alteração
	Bw ₁	Caulinita	Gibbsita	Ilita	sem alteração
	Bw ₂	Caulinita	Gibbsita	Ilita	sem alteração
AREIA FINA	A	Quartzo	-	Hematita	não se aplica
	BA	Quartzo	-	Muscovita	(baixa) aumento de muscovita (que aparecia como >3%) em relação a hematita (que agora aparece como >3%)
	Bw ₁	Quartzo	-	-	(alta) redução de muscovita (hematita e muscovita >3%)
	Bw ₂	Quartzo	-	-	sem alteração
AREIA GROSSA	A	Quartzo	-	Hematita Muscovita	não se aplica
	BA	Quartzo	-	Muscovita	(baixa) aumento de muscovita em relação a hematita (que agora aparece como >3%)
	Bw ₁	Quartzo	-	-	(alta) redução de muscovita (muscovita >3%)
	Bw ₂	Quartzo	-	-	sem alteração

Já na passagem do horizonte BA para o Bw₁, em ambas as frações areia fina e areia grossa, a análise mineralógica registrou uma redução da participação percentual da muscovita, o que contraria o comportamento pedogenético então

esperado sobre um mesmo material de origem. Neste caso, se a muscovita fosse constituinte do material de origem, sua tendência com a profundidade seria de aumentar. Tem-se, portanto, nessa passagem, um indício de descontinuidade estratigráfica entre os horizontes BA e Bw₁. O resultado final da leitura das análises realizadas para os horizontes do Latossolo Vermelho-Amarelo do ponto P4 é apresentado no quadro 17.

Quadro 17: Alterações observadas no perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P4.

Hor.	Alteração Pedológica	Alteração Granulométrica	Alteração Mineralógica	Análise geral
A	<i>(referência inicial)</i>			
BA	(baixa) estrutura e consistência	(média) aumento de argila	(baixa) aumento de muscovita	Alteração coerente ao processo pedogenético
Bw₁	(baixa) cor, estrutura e consistência	(média) aumento de argila	(alta) redução de muscovita	(média) Indicativo de descontinuidade estratigráfica
Bw₂	(baixa) cor, estrutura e consistência	(média) aumento de argila	sem alteração	Alteração coerente ao processo pedogenético

Como resultado foi admitida a ocorrência de descontinuidade estratigráfica entre os horizontes BA e Bw₁ do ponto P4 com base nas alterações mineralógicas de redução de muscovita em profundidade.

5.1.5 Descrição do ponto P5: Neossolo Flúvico.

As características pedológicas e estratigráficas do perfil aluvial descrito na margem esquerda do Córrego do Quebra, correspondente ao ponto P5 (figura 16), são apresentadas no quadro 18.

Destaca-se nesse ponto a presença de uma descontinuidade erosiva correspondente à passagem da camada 5C4 para a camada 6CR, respectivamente de seixos para a rocha alterada.



Figura 16: Foto do perfil de Neossolo Flúvico, Córrego do Quebra.

Quadro 18: Caracterização estratigráfica do perfil de Neossolo Flúvico P5.

Horizonte/ Camada	Profund. (cm)	Descrição
A	0-50	Horizonte argilo-arenoso
2C1	50-68	Camada mineral argilosa
3C2	68-98	Camada mineral argilosa com presença de mosqueados de coloração vermelha amarela
4C3	98-120	Camada constituída essencialmente de argila
5C4	120-135	Camada com cascalhos (diâmetro variando entre 10 e 15 cm). Presença de quartzos de aproximadamente 5 cm subarredondados.
6Cr	135-200	xisto alterado

Esse pacote aluvial não corresponde a um nível de terraço, uma vez que sobre o mesmo ainda hoje ocorrem eventos de cheias e sedimentação fluvial. Esse ponto apresenta algumas características similares ao descrito por Bernal et al (2004) em trecho de montante na margem direita do Córrego do Quebra. Destaca-se, no

entanto, a falta de simetria entre os depósitos, que apresentam na margem esquerda uma profundidade aproximada de 2 metros e na margem direita, aproximadamente 6 metros e meio.

A diferença de espessura observada entre os depósitos aluviais da margem direita e da margem esquerda pode estar associada a uma migração lateral da drenagem, promovido por basculamento tectônico da área de W para E. Esse basculamento encontraria respaldo nos movimentos tectônicos regionais descritos por Saadi (1995). Esse evento teria ainda fornecido a energia necessária ao rio para realizar o entalhe sobre seu próprio pacote deposicional.

Observa-se no perfil a ocorrência de três discordâncias erosivas bem marcadas, com a passagem da granulometria cascalho ora para frações menores de origem aluvial, ora para o elúvio, conforme registrado na base do mesmo. Tem-se aqui o registro de várias fases de deposição fluvial, constituindo o referido depósito um terraço.

5.2 Discussão geral dos resultados

Foram descritos, nos pontos analisados da área em estudo, dois perfis de Cambissolo Háplico, correspondentes aos pontos P1 e P3, dois perfis de Latossolo Vermelho-Amarelo - pontos P2 e P4, e um perfil de Neossolo Flúvico - ponto P5. Três dos pontos, a saber, P1, P3 e P4, foram descritos na margem direita do Córrego do Quebra, enquanto os pontos P2 e P5 foram descritos na margem esquerda.

Os Cambissolos Háplicos foram assim classificados por apresentarem material mineral com horizonte B incipiente (Bi) e profundidade inferior a 40 cm de espessura. O horizonte A desses solos não apresentou nenhuma característica específica, o que conferiu aos mesmos a classificação de Háplicos. O P1 foi descrito em alta vertente, já o P3 em meia vertente, ocorrendo este último em área lateral ao P4, onde foi descrito solo de classe diferente (Latossolo Vermelho-Amarelo).

Os pontos P2 e P4 estão localizados em margens opostas. Correspondem à classe dos Latossolos Vermelho-Amarelos, representando solos muito desenvolvidos e com pouca diferenciação dos subhorizontes. O ponto P5 representa a formação aluvial, correspondente à ocorrência do Neossolo Flúvico. Essa classe foi assim descrita por apresentar um horizonte A assentado diretamente sobre camadas estratificadas sem relação pedogenética entre si.

Em todos os horizontes amostrados e analisados, predominou na fração argila o mineral caulinita, e na fração areia, o quartzo. A caulinita pode se formar a partir de vários tipos de rochas ou sedimentos, como resultado do intemperismo de diversos minerais. Sua distribuição ao longo do manto de intemperismo pode indicar descontinuidade desde que ocorra em detrimento de minerais menos alterados pelo processo intempérico.

As amostras dos fragmentos coletados nos pontos P1 e P2 foram analisadas por fração total e indicaram um predomínio do mineral primário muscovita. A predominância desse mineral em relação à matriz de sua ocorrência indica um caráter coluvionar do horizonte analisado.

A partir da análise do ponto P1, identificam-se inicialmente duas aloformações de caráter coluvionar, superpostas, indicando a ocorrência de diferentes eventos morfogenéticos. Essas aloformações são identificadas como I-P1 (colúvio amarelo) e II-P1 (colúvio vermelho). A relação entre as alterações observadas no perfil e suas aloformações é apresentada no quadro 19.

Quadro 19: Relação entre as alterações observadas no perfil de Cambissolo Háplico P1 e suas aloformações.

Horizonte	Profundidade cm	Análise geral	Aloformação
A	0-22	<i>não se aplica</i>	aloformação I-P1 colúvio amarelo 1
Bi	22-48	Alteração coerente com o processo pedogenético.	aloformação I-P1 colúvio amarelo 1
<i>linha de pedra, de aproximadamente 3 cm, entre os horizontes Bi e C₁, constituída de grãos de quartzos subarredondados de coloração avermelhada</i>			
C1	48-91	Alteração coerente com o processo pedogenético.	aloformação I-P1 colúvio vermelho 1
<i>ocorrência de segunda linha de pedra, 91 a 110 cm, entre os horizontes C₁ e 2C₂, constituída de grãos de quartzo subarredondados, com tamanho entre 2 e 9 cm, sendo alguns de coloração avermelhada</i>			
C2	110-120+	(alteração média) indicativo de descontinuidade estratigráfica.	aloformação II-P1 colúvio vermelho 2

A aloformação II-P1 (colúvio vermelho) foi correlacionada à aloformação II-P4 (Quadro 20). Esta formação pode corresponder a eventos de movimentos de massa, como por exemplo, eventos associados à formação de rampas de colúvio em um contexto de paleodepressão. Nesse caso, a topografia teria sido suavizada pelos colúvios, sendo a aloformação I-P1 (colúvio amarelo) o registro mais recente de material coluvionar do referido ponto.

O ponto P4 (quadro 20) encontra-se mais próximo ao P1, na margem direita do Córrego do Quebra (figura 9). Entre os horizontes A e BA, a diferença observada no P4 pode ser correlacionada às alterações promovidas pelo processo pedogenético, motivo pelo qual os horizontes são interpretados como integrantes de uma mesma aloformação: a I-P4.

Quadro 20: Relação entre as alterações observadas no perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P4 e suas aloformações.

Horizonte	Profundidade cm	Análise geral	Aloformação
A	0-10	<i>não se aplica</i>	Aloformação I-P4
BA	10-20	Alteração coerente ao processo pedogenético	Aloformação I-P4
Bw₁	20-63	(média) Indicativo de descontinuidade estratigráfica	Aloformação II-P4
Bw₂	63-130+	Alteração coerente ao processo pedogenético	Aloformação II-P4

A diferença mais expressiva que define uma nova aloformação no perfil analisado ocorre entre os horizontes BA e Bw₁. Este último é, portanto, geneticamente diferenciado do primeiro e correlacionado à aloformação II-P4.

O ponto analisado na margem direita do Córrego do Quebra é o P3 (quadro 21), vizinho ao P4, ambos expostos pela voçoroca 2. Esse perfil apresenta indícios de descontinuidade estratigráfica entre os horizontes Bi e C, caracterizada como descontinuidade erosiva de colúvio sobre elúvio. O colúvio foi identificado como Aloformação I-P3.

Quadro 21: Relação entre as alterações observadas no perfil de Cambissolo Háplico P3 e suas aloformações.

Horizonte	Profundidade cm	Análise geral	Aloformação
A	0-20	<i>não se aplica</i>	Aloformação I-P3
<i>linha de pedra, de aproximadamente 9 cm, entre os horizontes A e B, constituída de grânulos(máx. 0,5 cm) de quartzos subarredondados de coloração avermelhada</i>			
Bi	29-60	Alteração coerente ao processo pedogenético.	Aloformação I-P3
C	60-500+	(média) indicativo de descontinuidade estratigráfica.	Elúvio

O perfil P2, descrito em margem oposta (margem esquerda), é caracterizado pela ocorrência de uma única aloformação, identificada a partir de fragmento coluvionar coletado próximo à linha de pedra. A aloformação desse ponto foi identificada como I-P2 (quadro 22).

Quadro 22: Relação entre as alterações observadas no perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo P2 e suas aloformações.

Horizonte	Profundidade cm	Análise geral	Aloformação
A	0-22	<i>não se aplica</i>	Aloformação I-P2
Bw	22-169+	alteração coerente com o processo pedogenético	Aloformação I-P2

O ponto P5 caracteriza a aloformação aluvionar e sua ocorrência se dá até o contato erosivo com o horizonte CR, onde se observa a exposição de xisto alterado.

As aloformações identificadas por ponto foram correlacionadas, chegando-se à identificação de seis aloformações para a área em estudo (quadro 23): cinco de natureza coluvionar e uma de natureza aluvionar. Identificou-se ainda uma superfície de natureza eluvionar (figura 17).

Quadro 23: Aloformações propostas na área em estudo.

Aloformações da área de estudo	Correspondência com aloformações identificadas por ponto	Margem esquerda	Margem direita
Aloformação A	I-P3		
Aloformação B	II-P1, e II-P4		
Aloformação C	I-P2		
Aloformação D	I-P1 e I-P4		
Aloformação E	Camadas aluvionares do P5		
Aloformação F	Coluvionar, segundo Bernal <i>et al</i> (2004)		

(O sombreado nas colunas “Margem esquerda” e “Margem direita” indica a localização da aloformação.)

A figura 17 apresenta uma interpretação das aloformações propostas para a área de estudo:

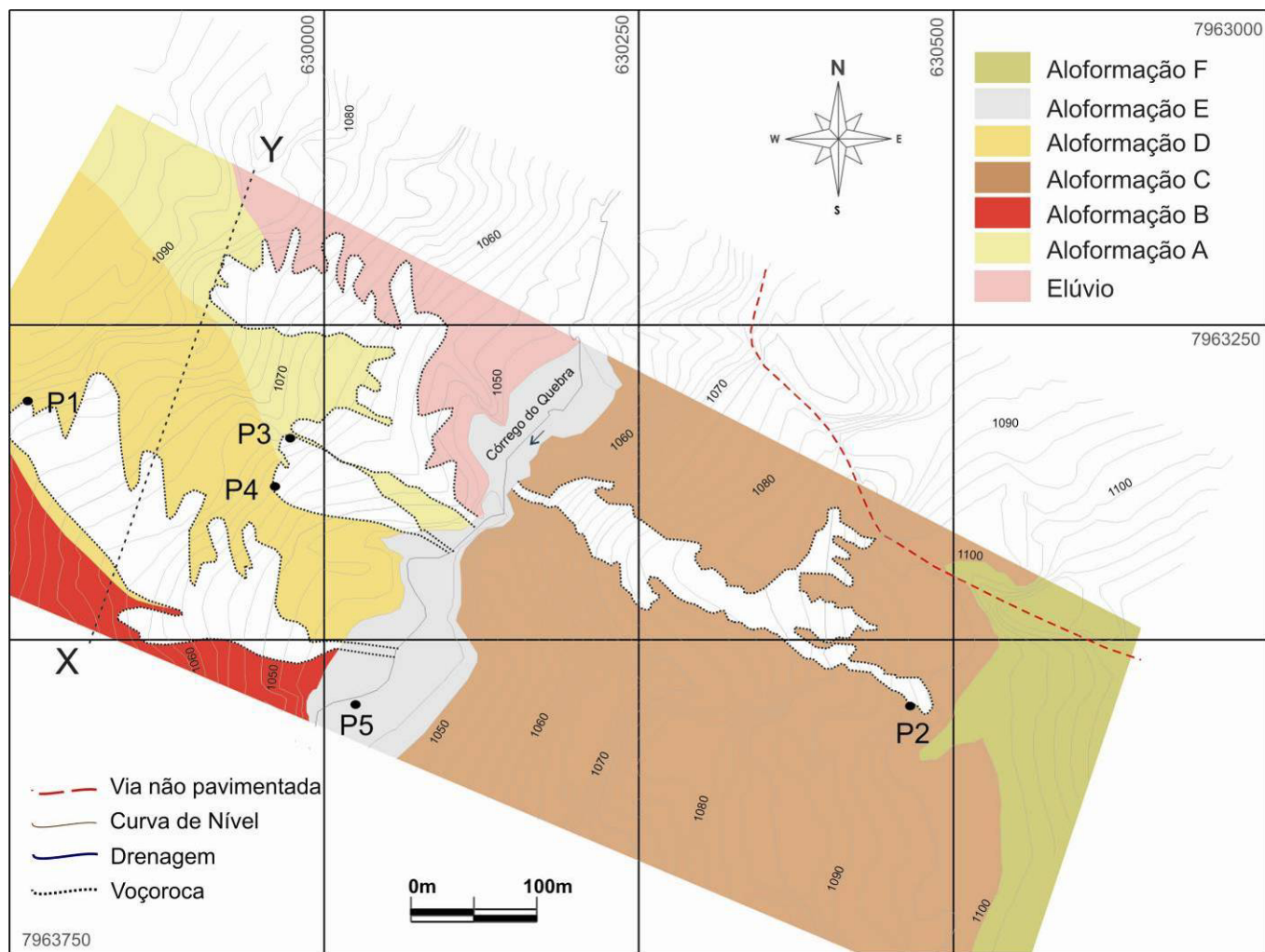


Figura 17: Aloformações da área de estudo.

A seção XY (figura 18) corta a margem direita e mostra a posição topográfica relativa das aloformações A, B e D.

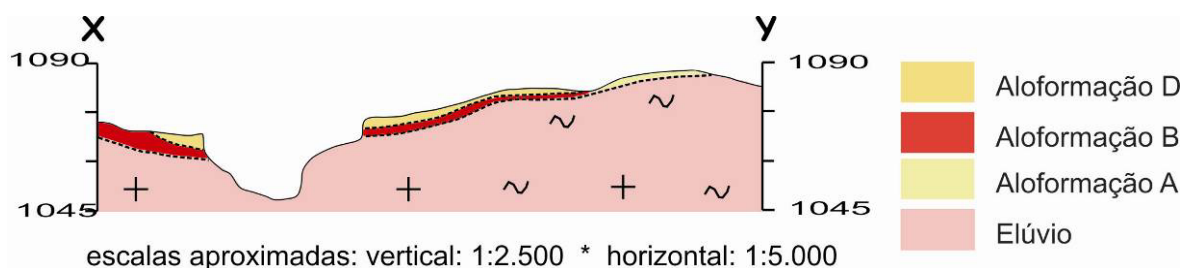


Figura 18: Seção XY esquemática, representando aloformações da margem direita.

A aloformação A ocorre sobreposta ao elúvio e corresponde a uma unidade coluvionar mais antiga. Sua área de ocorrência corresponde originalmente a um alto topográfico, sendo o limite entre as aloformações A e D equivalente à ocorrência de uma paleorruptura de declive. As aloformações B e D, mais recentes, podem ter sido depositadas em uma condição topográfica de paleodepressão: a aloformação B, mais recente que a A e mais antiga que a D. Sobre esta se depositou a aloformação D.

A aloformação A pode ser caracterizada como um colúvio amarelo mais antigo que foi em parte desnudado, constituindo o material de origem da aloformação D (colúvio amarelo mais recente). Na porção da vertente atualmente mais deprimida, observa-se a exumação do elúvio, promovida por processos de desnudação mais recentes.

A aloformação C, correspondente ao colúvio vermelho da margem esquerda, pode ter relação genética com o colúvio vermelho da margem direita. No entanto, nenhum dado obtido nesta pesquisa atesta essa relação, motivo pelo qual a aloformação B foi aleatoriamente enquadrada entre a aloformação B (colúvio vermelho da margem direita) e a aloformação D (colúvio amarelo da margem direita).

As aloformações mais recentes são denominadas E e F. A aloformação E corresponde aos depósitos aluviais do Córrego do Quebra, representando, portanto, os registros do sistema aluvial. Já a aloformação F diz respeito a um material coluvionar, mais recente e pouco espesso, caracterizado por Bernal *et al* (2004).

Destaca-se, para a área em estudo, uma paleomorfogênese intensa, associada a expressivos eventos de movimentos de massa que alteraram significativamente a paisagem local. Atualmente as discontinuidades formadas por esses processos se refletem nos processos morfogenéticos, favorecendo o desenvolvimento de voçorocas. As discontinuidades horizontais correspondentes às paleosuperfícies de deposição favorecem uma percolação heterogênea com consequente formação de pipings e incremento do escoamento superficial. Já as discontinuidades verticais relativas às paleorupturas de declive, como a observada no contato exposto pela voçoroca 2, também favorecem o escoamento superficial e a concentração de fluxos, com consequente ruptura da superfície e instalação de incisões verticais.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objetivo proposto inicialmente, de identificar a ocorrência de descontinuidades estratigráficas a partir da análise pedológica de duas vertentes da bacia do Córrego do Quebra, foi possibilitado pela metodologia adotada, que associou a classificação dos perfis de solo a análises mineralógicas e estratigráficas. Dos quatro perfis de solo analisados, em três foram admitidas a ocorrência de descontinuidades estratigráficas.

As linhas de pedra, presentes na maioria dos perfis de solo descritos, não foram consideradas como indícios de descontinuidade, uma vez que se considerou a possibilidade de formação de linhas de pedra *in situ* a partir de um mesmo material de origem. Como resultado, foi possível observar que nem sempre as descontinuidades admitidas pela metodologia adotada coincidiram com as linhas de pedra descritas nos perfis de solo.

No P1, onde foram registradas duas linhas de pedra no perfil de solo, a primeira entre os horizontes Bi e C1 e a segunda entre os horizontes C1 e C2, foi admitida descontinuidade estratigráfica associada apenas à segunda, com base em alterações granulométricas e mineralógicas. No ponto P2, não foi admitida descontinuidade estratigráfica ao longo do pacote de 1,7 metros de perfil de solo analisado. Para o P3, foi registrada a ocorrência de descontinuidade estratigráfica entre os horizontes Bi e C, embora a linha de pedra ocorra entre os horizontes A e Bi. O ponto P4, embora não apresente linha de pedra ao longo de seu perfil, teve uma descontinuidade estratigráfica admitida entre os horizontes BA e Bw₁.

A identificação de vestígios pedológicos associados à mudança do material de origem assim como a aplicação da mineralogia de solos na identificação das descontinuidades estratigráficas podem ser visualizadas especialmente nos quadros de análise comparativa dos pontos. Esses quadros mostram quais características do perfil de solo analisado, sejam elas pedológicas,

granulométricas ou mineralógicas, contribuíram na identificação das descontinuidades estratigráficas. Destaca-se que a descrição pedológica dissociada de análises mineralógicas dificilmente indica a ocorrência de descontinuidade estratigráfica no perfil. Por outro lado, revelou-se de extrema importância para a obtenção dos resultados desta dissertação a análise mineralógica realizada à luz do processo pedogenético sobre um mesmo material de origem.

As análises mineralógicas também se mostraram úteis para indicar solos que são pouco desenvolvidos como resultado de processos de desgaste erosivo, conforme observado para o Cambissolo Háplico (P1). Nesse caso, a mineralogia apresentada no quadro 4 revelou a presença de minerais significativamente alterados, como a gibbsita, indicando que este material geológico já foi submetido a uma expressiva alteração intempérica, sendo seu atual horizonte diagnóstico Bi (incipiente) resultado do desgaste da superfície de erosão e exposição do material anteriormente alterado.

A relação das descontinuidades estratigráficas aos pacotes coluvionares e aluvionares da área de estudo foi obtida a partir da interpretação das aloformações, conforme apresentado no item 5.2. Foram identificadas seis classes aloestratigráficas, sendo cinco de natureza coluvionar e uma de natureza aluvionar. Os pacotes coluvionares foram mapeados em unidades aloestratigráficas conforme prevê o código estratigráfico norte americano. A partir da análise realizada, observou-se ainda que os processos morfodinâmicos pretéritos imprimiram à paisagem atual características que são responsáveis, em grande parte, pelos atuais processos de modificação da paisagem. As voçorocas são, nesse contexto, favorecidas pelas descontinuidades estratigráficas identificadas.

7. REFERÊNCIAS

ABREU, Pedro Angelo Almeida Abreu. **O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o Rifte, a Bacia e o Orógeno.** GEONOMOS, Revista de Geociências, Belo Horizonte, v.3, n.1, p. 1-18, dez 1995.

ALKMIN, Fernando F.. **O Anticlinório de Gouveia: exemplo de uma culminação antiformal nucleada pelo embasamento.** Anais do 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais – SBG Núcleo MG. Diamantina – MG. Bol. 13:1-2. 1995.

AUGUSTIN, C.H.R.R. **Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG.** Anais do 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais – SBG Núcleo MG. Diamantina – MG. Bol. 13:3-4. 1995.

BARSHAD, Isaac. Soil Delevopment. In: **Chemistry of the soil.** BEAR, Firman E. (ed.). Monograph Series nº126. New York: Reinhold Publishing Corporation. 1955. p. 1-52.

BETEJTIN, A. **Curso de Mineralogia.** Traduzido do russo por L. Vládov. 3 ed. Moscou: Editorial Mir, 1977. 739p.

BERNAL, Norma A. Hernandez *et al.* **Identificação das aloformações estratigráficas em duas vertentes do Córrego do Quebra, Gouveia, Minas Gerais.** REVISTA CIÊNCIA E NATURA, Santa Maria, Edição Especial, p. 413-427, agosto de 2004.

BLOOM, Arthur L. **Superfície da Terra.** São Paulo: Editora Edgar Blücher Ltda. 1996. p. 30-100. Tradução Setembrino Petri e Reinholt Ellert. Série de textos básicos de geociências. (Título original: The Surface of the Earth, publicada em 1972).

CHORLEY, Richard J. *et al* . **Geomorphology.** London: Methuen & CO. Ltd. 1984.

CHRISTOFOLETTI, Antônio. **Geomorfologia fluvial.** São Paulo: Edgard Blücher. 1981. p. 19-92 (v. 1: o canal fluvial).

CHRISTOFOLETTI, Antônio. **Geomorfologia**. 2º ed. São Paulo: Edgard Blücher. 1980. p. 26-101.

DINIZ, A. D.. **Levantamento pedológico da porção norte da bacia do ribeirão Chiqueiro – Gouveia, MG, e a relação entre as classes de solos e a erosão**. Belo Horizonte: IGC/UFMG. Dissertação de Mestrado. 2002. 132p.

DUSSIN, Ivo Antônio; DUSSIN, Tânia Mara. **Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica**. GEONOMOS, Revista de Geociências, Belo Horizonte, v.3, n.1, p. 19-26, dez 1995.

EICHER, Don L. **Tempo Geológico**. São Paulo: Editora Edgar Blücher Ltda. 1988.173p.Tradução: José Eduardo Siqueira Farjallat. Série de textos básicos de geociências.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Procedimentos normativos de levantamentos pedológicos**. Humberto Gonçalves dos Santos *et al.* Brasília: EMBRAPA - CNPS - SPI, 1995. 116p.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília: Serviço de Produção de Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999. 395p.

EMBRAPA, **Manual de métodos de análise de solo**. 2º ed. Rio de Janeiro, 1997

ESPÍNDOLA, C. R. **Relações entre o desenvolvimento dos solos e a evolução da paisagem**. Revista Agrocência. Taubaté: Universidade de Taubaté. v. 2, (s/n.), p. 7-20, 1982.

FASSBENDER, H. W.; BORNEMISZA, E. **Química de suelos con énfasis en suelos de América Latina**. 2º ed. San Jose, Costa Rica. 1987. 420p.

FERNANDES, Nelson Ferreira; AMARAL, Cláudio Palmeiro. **Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica**. In: GUERRA, Antônio Teixeira; CUNHA, Sandra B. (organizadores) Geomorfologia e Meio Ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 123-194.

FERREIRA, Adevalci de Oliveira. **Mapeamento das Formações Superficiais da Bacia do Rio Grande – Depressão de Gouveia (Serra do Espinhaço Meridional / MG)**. Belo Horizonte: IGC/UFMG. Dissertação de Mestrado. 2002, 138p.

FOGAÇA, A. C. Geologia da Folha Diamantina. In: GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. & SOARES-FILHO, B. S. (coordenadores e editores). **Projeto Espinhaço em CD-ROM** (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais. 1997.

GUERRA, Antônio José Teixeira Guerra; BOTELHO, Rosangela Garrido Machado. **Erosão dos solos**. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (org). Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. cap.4. 1998. p.181-227.

GUERRA, Antônio Teixeira; GUERRA, Antônio José Teixeira. **Dicionário Geológico Geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. 648p.

GUIDICINI, Guido; NIEBLE, Carlos M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher. 1984, 194p.

HORTON, Robert E. **Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology**. Bulletin of the Geological Society of America. v. 56. p. 275-370. march 1945.

IGA - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS. **Perfil Municipal de Gouveia**. Belo Horizonte, Minas Gerais. 1983.

KER, João Carlos. **Latossolo do Brasil: uma revisão**. GEONOMOS, Revista de Geociências. Belo Horizonte, v. 5, n. 1, p.17-40, jul 1997. Número especial: gênese de solos tropicais.

KRAUSKOPF, K. B. **Introdução à geoquímica**. In: LANDO, M.; BOGUS, S. C. São Paulo: Polígono, Editora da USP, 1972. v.1, 294p.

LEMOS, R.C.; SANTOS, R.D. **Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo**. SBCS - CNPS. 3 ed. Campinas, 1996. 83p.

LUCHESE, E. B.; FAVERO, L. O. B.; LENZI, E. **Fundamentos da Química do Solo: Teoria e Prática**. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 2002. 182p.

MENDES, J. C. M. **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo: EDUSP. p. 7-71. 1984.

MOREIRA, C. V. R.; PIRES NETO, A. G. **Clima e Relevo**. In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. (ed.), *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998.

MOURA, Josilda Rodrigues da Silva. **As transformações ambientais do Quaternário tardio no Médio Vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ)**. Rio de Janeiro: IGC/UFRJ. Tese de Doutorado. 1990. 265 p.

MOURA, Josilda Rodrigues da Silva; MELLO, Cláudio L.. **Classificação Aloestratigráfica do Quaternário Superior na Região do Bananal (SP/RJ)**. *Revista Brasileira de Geociências*. Setembro, 1991. p. 236-254.

NACSN (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature). North American Stratigraphic Code. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, Oklahoma, v. 67, n. 5, p. 841-875, maio 1983. 83 páginas. Disponível em: <http://www.agiweb.org/nacsn/code2.html>. Acesso em: 10 de maio de 2004.

OLIVEIRA, Cristiane Valéria. **Atributos químicos, mineralógicos e micromorfológicos, gênese e uso do solo do Projeto Jaíba, Norte de Minas Gerais**. Viçosa: UFV, 1999. 161p. Tese de Doutorado.

OLIVEIRA, J. B.; JACOMINE, P. K. T.; CAMARGO, M. N. **Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento**. 2 ed. Jaboticabal: FUNEP, 1992. 201p.

PALMIERI, Francesco; LARACH, Jorge Olmos Iturri. **Pedologia e Geomorfologia**. In: GUERRA, Antônio Teixeira; CUNHA, Sandra B. (organizadores) *Geomorfologia e Meio Ambiente*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 59-122.

QUINTERO, L. F. O.. **Diagnóstico ambiental da Bacia do Ribeirão do Chiqueiro, município de Gouveia – MG: uma abordagem a partir da “Ecologia da Paisagem”**. Belo Horizonte: IGC/UFMG. Dissertação de Mestrado. 2000. 167p.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia: Base para Distinção de Ambientes**. Viçosa, NEPUT, 1999. 338p.

RESENDE *et al.* **Mineralogia de Solos Brasileiros: interpretação e aplicações**. Lavras: Editora UFLA, 2005. 192p.

SAADI, A.; VALADÃO, R.C.. **Evolução morfodinâmica Quaternária da região de Gouveia, Serra do Espinhaço - MG.** Anais do 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte. 434-448, 1987.

SAADI, Allaoua. **A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens.** GEONOMOS, Revista de Geociências, Belo Horizonte, v.3, n.1, p. 41-63, dez 1995.

SUGUIO, Kenitiro. **A importância da geomorfologia em geociências e áreas afins.** Revista Brasileira de Geomorfologia. São Paulo: IGC. v. 1, n. 1, p. 80-87, 2000.

SUGUIO, Kenitiro. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1998. 1.217p.

SUGUIO, Kenitiro; BIGARELLA; João José. **Ambientes de sedimentação, sua interpretação e importância: ambiente fluvial.** Curitiba: Editora da Universidade do Paraná e Associação de Defesa e Educação Ambiental. 1979, 183p.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of wethering and denudation in low latitudes.** Chichester: Jonh Wiley e Sons. 1994. p. 241-283.

TRICART, Jean. **As relações entre a morfogênese e a pedogênese.** Notícia Geomorfológica. Campinas: v. 8, n. 15, p. 5-18, jun 1968. (Transcrito de "Sience du Sol", 1965, nº 1, p. 69-85. Título do Original: "Morphogénèse et pédogénèse". Tradução de Antônio Cristofolletti.)

WALKER, Roger G. **General introduction: facies, facies sequences and facies models.** In: Facies Models. WALKER, Roger G. Geoscience Canada. 2 ed. Reprint Séries 1. 1984. p 1-09

WALKER, Roger G.; CANT, Douglas J. **Sandy fluvial systems.** In: Facies Models. WALKER, Roger G. Geoscience Canada. 2 ed. Reprint Séries 1. 1984. p 71-89.