



PONTIFÍCIA UNIVERSIDADE CATÓLICA DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
TRATAMENTO DA INFORMAÇÃO ESPACIAL

**DINÂMICA DOS ELEMENTOS QUÍMICOS
E OS PROCESSOS DE GÊNESE E
EVOLUÇÃO DOS SOLOS DE UMA
VERTENTE DO PLANALTO DE
DIAMANTINA - PARQUE ESTADUAL DO
BIRIBIRI, DIAMANTINA/MG**

Bruna Fernandes Soares

Belo Horizonte - MG
2013

PONTIFÍCIA UNIVERSIDADE CATÓLICA DE MINAS GERAIS
Programa de Pós-Graduação em Geografia
(Tratamento da Informação Espacial)

**DINÂMICA DOS ELEMENTOS QUÍMICOS E OS
PROCESSOS DE GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS SOLOS DE
UMA VERTENTE DO PLANALTO DE DIAMANTINA -
PARQUE ESTADUAL DO BIRIBIRI, DIAMANTINA/MG**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Bruna Fernandes Soares
Orientador: Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno

Belo Horizonte -MG
2013

FICHA CATALOGRÁFICA

Elaborada pela Biblioteca da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais

S676d Soares, Bruna Fernandes
Dinâmica dos elementos químicos e os processos de gênese e evolução dos solos de uma vertente do planalto de Diamantina - Parque Estadual do Biribiri, Diamantina/MG / Bruna Fernandes Soares. Belo Horizonte, 2013.
188f. :il.

Orientador: Guilherme Taitson Bueno
Dissertação (Mestrado) – Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais.
Programa de Pós-Graduação em Geografia - Tratamento da Informação Espacial.

1. Geoquímica - Diamantina (MG). 2. Solos - Composição - Diamantina - (MG). 3. Águas subterrâneas - Diamantina (MG). I. Bueno, Guilherme Taitson II. Pontifícia Universidade Católica de Gerais. Programa de Pós-Graduação em Geografia - Tratamento da Informação Espacial. III. Título.

SIB PUC MINAS

CDU: 631.41

Bruna Fernandes Soares

**Dinâmica dos elementos químicos e os processos de gênese e evolução dos solos de
uma vertente do Planalto de Diamantina - Parque Estadual do Biribiri,
Diamantina/MG**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno (Orientador)

Prof^a. Dr^a. Nádia Regina do Nascimento (UNESP/ Rio Claro)

Prof^a. Dr^a. Cristiane Valéria de Oliveira (UFMG)

Belo Horizonte, 27 de setembro de 2013

Aos meus pais e às minhas irmãs dedico este trabalho. As orações, o apoio, o incentivo, a compreensão, a ajuda, o investimento..., de vocês foram fundamentais no desenvolvimento e, principalmente, na conclusão deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

Agradeço,

a Deus por conduzir-me a "pastos verdejantes" e guiar-me "mansamente às águas tranquilas" (Sl 23), por me ensinar que existe um tempo determinado para todos os propósitos em nossa vida e, principalmente, por ser o Abrigo nos momentos de adversidade;

à minha família, que não somente apoiaram, mas que participaram ativamente em várias das etapas deste trabalho. Obrigada mãe, pelas orações que me fortaleceram, obrigada pai pelo auxílio e companhia nos inúmeros trabalhos de campo e obrigada "rimãzinhas" pela revisão do texto final. Sem o apoio e a força de vocês não seria possível vencer mais esta etapa;

ao professor Dr. Guilherme Taitson Bueno, não somente pela orientação desse trabalho, mas, principalmente, por todas as lições (científicas, éticas e morais) que pude adquirir com o senhor durante todos os anos em que trabalhamos juntos. Serei eternamente grata por todo apoio, incentivo e confiança;

à querida amiga Gilmara Horsth pelo incentivo em participar do processo seletivo do mestrado e pela torcida na realização deste sonho;

à professora Dr.^a Nádia Regina do Nascimento pelo apoio financeiro nos trabalhos de campo, pela permissão em utilizar o Laboratório de Análise de Formação Superficial (LAFS) na Universidade Estadual Paulista (UNESP) – Rio Claro e por todos os ensinamentos;

à amiga Bruna Gomes Rossin; qualquer palavra aqui utilizada em agradecimento será insuficiente para expressar a gratidão que sinto pela ajuda nos procedimentos de laboratório, análises no FT-IR e por ter me abrigado inúmeras vezes em Rio Claro/ SP;

ao Rafael Marques dos Santos por me ensinar a metodologia de coleta de águas sub-superficiais e por, gentil e cuidadosamente, ter organizado todo o material para mim;

à querida técnica do Laboratório de Análise de Formação Superficial (LAFS) - UNESP/Rio Claro – Suely Teodoro de Souza Martins por, pacientemente, me ensinar as técnicas de análises dos solos e pela agradabilíssima companhia no laboratório;

à professora Dr.^a Célia Regina Montes por permitir a realização das análises mensais de água no Laboratório de Ecologia Isotrópica – USP/ESALQ – e aos técnicos Gustavo

Galdin e Alexandra por, gentilmente, terem realizados essas análises. Também gostaria de agradecer à Débora Ishida pela ajuda na análise e interpretação dos resultados de DRX.

à professora Dr.^a Heloísa Helena Vieira Machado e aos técnicos Daniele Silveira Brandão, Adalberto José de Lima e Denis Fernando Alvarenga do Laboratório de Química da PUC Minas, pela permissão em utilizar os equipamentos desse laboratório e pelo fornecimento de água destilada;

à Luciana Felício Pereira pela companhia e parceria nos trabalhos de campo para coleta de água e ao seu sobrinho Fernando por permitir que eu ficasse hospedada em sua casa durante a realização dessas pesquisas. Também gostaria de agradecer à Patrícia Pádua pela ajuda durante a realização dos trabalhos de campos em que participou;

aos estimados amigos do grupo de pesquisa do Parque Estadual do Biribiri: José Alves Ferreira Neto, Roberta Borges Parreira, Robson Caldeira Cruz, Douglas Thiago Eloy e Gustavo Patrocínio Amorim, com os quais tive o imenso prazer em trabalhar e compartilhar grandes experiências;

ao sr. Éverton Sena Santos, também estimado amigo, pela convivência diária durante o período que se estendeu o mestrado, por toda ajuda nos trabalhos de campo e no laboratório, pela companhia nas viagens e pelo incentivo constante;

ao professor Dr. Alisson Duarte Diniz pelos ensinamentos e pela disponibilidade e auxílio nos trabalhos de campo;

ao Instituto Estadual de Florestas (IEF), na pessoa de Gabriel Carvalho de Ávila, e ao Parque Estadual do Biribiri, na pessoa de Antonio Carlos de Godoy Silva Carneiro, por permitirem a realização da pesquisa no parque e por todo apoio durante a realização dos trabalhos de campo;

aos senhores Raimundo, Antenor, André, Ademar, Antônio e Altemar de Jesus Costa ("Duico") pelo auxílio durante os trabalhos de campo e na realização da topossequência. Em especial, gostaria de agradecer ao senhor Altemar de Jesus Costa ("Duico"), que além de nos auxiliar nos trabalhos de campo, também realizou cuidadosamente a leitura semanal do nível freático nos pontos de monitoramento da vertente;

à professora Dr.^a Cristiane Valéria de Oliveira pelos preciosos ensinamentos de Geoquímica e por toda a disponibilidade em esclarecer as minhas dúvidas;

aos professores do curso de Pós-Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial – da PUC Minas; em especial, gostaria de agradecer ao professor Dr. Oswaldo Bueno Amorim Filho pelos preciosos ensinamentos; ao professor Dr. Luiz Panisset

Travassos pela apresentação da fascinante Carstologia e pelos inesquecíveis trabalhos de campo, nos quais eu “mergulhei” intensamente; ao professor Dr. José Flávio Morais Castro pela avaliação dos mapas dessa pesquisa no seminário de qualificação do mestrado, ao professor Leônidas Conceição Barroso pelas lições em métodos quantitativos, ao professor Dr. Rui Bran Januário dos Reis pelos dados da média histórica climática do município de Diamantina - MG; às estagiárias Lidiane e Silvia; aos funcionários Délio, Fátima, Tatiane, Walisson e Cláudio pela acolhida e pela excelente convivência;

aos amigos Bruno Durão Rodrigues; Elisangêla Lacerda, Jorge Batista de Souza, Felipe Silva Guimarães, Felipe Borges, Débora Jasen e Vânia Kele pelos ensinamentos do Sistema de Informações Geográficas;

à Débora de Sena Oliveira, César Augusto e Isabela Braichi pela companhia no Laboratório de Estudos Ambientais da PUC Minas;

às queridas amigas Aline de Souza Aguiar, Dayana Cristina Araújo Santos, Daniela Alves Nunes, Geralda Magela Diniz, Ivonete Tereza de Souza Vieira, Luciana Faria Lopes, Nívea Verly e ao amigo Udson Xavier pelas orações, apoio, torcida e compreensão nos momentos de ausência;

aos amigos da Escola Municipal Abílio Gomes da Costa pela torcida e compreensão nos momentos de ausência;

Por fim, ao CNPQ pela concessão da bolsa de estudos e à FAPESP pelo apoio financeiro ao projeto (Processo 08/50157-5).

“O essencial é invisível aos olhos”. (SAINT-EXUPÉRY, 2009, p. 70).

RESUMO

A aparente homogeneidade das paisagens da superfície de cimeira do Planalto de Diamantina – MG (1400 m de altitude) esconde, na realidade, uma significativa diversidade de tipos de solos e de pedoambientes. Essa diversidade não é, entretanto, retratada nos mapeamentos e na maioria dos estudos pedológicos na região, normalmente, realizados em escalas muito abrangentes. Da mesma forma, pouco se conhece sobre o funcionamento hídrico e a geoquímica das águas que drenam essas formações superficiais. O objetivo geral desta pesquisa foi contribuir para o conhecimento dos materiais pedológicos e para o entendimento de sua gênese e funcionamento ao longo de uma vertente do Planalto de Diamantina – MG. A metodologia deste estudo foi dividida em três etapas: a primeira refere-se ao trabalho em gabinete, onde se desenvolveu o embasamento teórico e metodológico que orientou os trabalhos. A segunda etapa trata-se dos trabalhos de campo, nos quais se buscou caracterizar, por meio da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica, os materiais das formações superficiais, tanto verticalmente (da rocha sã à superfície) quanto lateralmente (ao longo da vertente) e o comportamento do nível freático por piezometria ao longo do ano hidrológico de 2011-2012. Amostras dos solos foram coletadas em oito trincheiras. Amostras de águas sub-superficiais foram coletadas mensalmente. A terceira etapa constituiu-se nas análises das amostras dos solos e águas em laboratório: granulometria (pipetagem), química do complexo sortivo e teor de matéria orgânica, química total por fluorescência de Raios-X, mineralogia (DRX e FT-IR) e análises físico-químicas das águas da vertente (pH e teor de Si, Fe e Al por ICP-AES). Os resultados indicaram que os solos da vertente podem ser agrupados em quatro sistemas: Laterítico, Hidromórfico Lessivado, Hidromórfico Plântico e Hidromórfico Lessivado. Assim, na alta vertente os solos são constituídos por materiais Lateríticos argilosos em ambiente bem drenado e oxidante (CAMBISSOLOS HÁPLICOS). Na média e baixa vertente os solos são constituídos por materiais mais arenosos e pálidos em ambiente de Hidromorfia sazonal ou permanente e redutor. Na média vertente ocorrem CAMBISSOLOS HÁPLICOS e na baixa vertente encontram-se CAMBISSOLOS HÁPLICOS plânticos e ESPODOSSOLOS FERRIHUMILÚVICOS. A concentração relativa dos materiais arenosos avança na direção da baixa para a alta da vertente, desde os horizontes saprolíticos aos mais superficiais. A profundidade do nível freático na vertente varia consideravelmente ao longo do ano. Os teores de Si, Fe e Al em solução são influenciados pelos índices de precipitação e a oscilação do nível freático. O Si é o elemento mais exportado (média anual de 0,6119 mg/L); sua maior mobilidade é verificada no final da estação chuvosa. O Fe e o Al são exportados em quantidade equivalentes (médias anuais de 0,0585 mg/L e 0,0553 mg/L, respectivamente). A concentração do alumínio nas águas é maior no início da estação chuvosa e os teores de Fe em solução aumentam quando há eventos pluviométricos mais intensos após períodos de estiagem. Os resultados sugerem uma relação de filiação vertical entre o substrato geológico e os materiais pedológicos sobrejacentes. Sugerem, ainda, que a erosão seletiva do material fino na forma particulada (Lessivagem), na zona de flutuação do nível freático, tem um papel importante na formação dos materiais arenosos da média e baixa vertente.

Palavras-Chave: Geoquímica, Topossequência, Hidrossequência, Planalto de Diamantina, Parque Estadual do Biribiri.

ABSTRACT

The apparent homogeneity of the landscapes over the Diamantina - MG Plateau summit surface (1,400 a.s.l) hides a significant diversity of soil types and pedoenvironments. This diversity is not, however, depicted on maps and in most soil studies in the region, usually performed on very broad scales. Similarly, little is known about the water dynamics and geochemistry in the soils of this surface. The objective of this research is to contribute to the knowledge of pedological materials and to understand their genesis and dynamics along a slope of the Diamantina Plateau - MG. The methodology of this research is divided into three stages: the first refers to the office work, where the theoretical and methodological framework that guided the work was developed. The second stage refers to field works, where the materials of the surface formations were characterized through the Structural Analysis of Pedological Cover, both vertically (from bedrock to the surface) and laterally (along the slope) and the groundwater level behavior along the hydrological year 2011-2012 was monitored by piezometers. Soil samples were collected in nine trenches. Subsurface water samples were collected monthly. The third stage consisted in the laboratory analysis of samples of soils and waters: particle size (adapted pipetting), chemistry, exchangeable cations and organic matter content, total chemistry (X-rays fluorescence), mineralogy (XRD and IR-TF) and physic-chemical analysis of the slope water (pH and Si, Fe and Al content by ICP-AES). The results indicate that the soils of the slope can be grouped into four systems: Lateritic, Hydromorphic Lessivated, Hydromorphic with plintites and Hydromorphic lessivated. Upslope, the soils present clayey lateritic materials in oxic well drained environments (CAMBISSOLOS HÁPLICOS). On the mid and downslope the soils present sandy and pale materials, in seasonally or permanently waterlogged and reducing environments. On the midslope, there are CAMBISSOLOS HÁPLICOS and downslope there are ESPODOSSOLOS FERRIHUMILÚVICOS. The relative concentration of sandy materials progresses upslope from the saprolite horizons to the solum horizons. The watertable depth in the slope shows remarkable variation along the year. The amounts of Si, Fe and Al in solution are influenced by precipitation rates and by the fluctuation of groundwater level. The Si is the most exported element (annual average of 0.6119 mg/L); its greater mobility occurs at the end of the rainy season. The Fe and Al are exported in equivalent quantities (annual averages of 0.0585 and 0.0553 mg/L respectively). The concentration of aluminum in water is greater at the beginning of the rainy season and the content of Fe increases when there are more intense rainfall events after periods of drought. The results suggest a parental relationship between geological substrate and pedological overlying materials. They also report that the selective erosion of fine material in particulate form (Lessivage), along the fluctuation zone of the water table, has an important role in the formation of sandy materials of the middle and lower slope.

Keywords: Geochemistry, Topossequence, Hydrossequence, Diamantina Plateau, Biribiri Park.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Relação entre os diversos elementos que constituem as paisagens.....	22
Figura 2 – Processo de Lixiviação.....	40
Figura 3 - Escala de variação do pH no solo.....	43
Figura 4 – Mapa de Localização em escala regional do sítio de estudo.....	58
Figura 5 – Mapa de Localização em escala local do sítio de estudo, ênfase na topossequência.....	59
Figura 6 – Mapa de Geologia do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG.....	61
Figura 7 - Mapa de Hipsometria do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG.....	63
Figura 8 - Mapa de Solos do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG.....	66
Figura 9 - Mapa de Vegetação do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG.....	71
Figura 10 - Domínios de vegetação verificados no sítio de estudo.....	70
Figura 11 - Organograma dos procedimentos metodológicos adotados na pesquisa.....	73
Figura 12 – Mapa de Localização dos pontos de coleta de amostras de rocha no sítio de estudo.....	79
Figura 13 – Disposição de piezômetros e garrafas coletoras de água no sítio de estudo..	80
Figura 14 - Croqui representativo da localização dos piezômetros e garrafas coletoras de água na vertente.....	80
Figura 15 – Bateria de piezometro e coletor de água nas estações de monitoramento da topossequência.....	81
Figura 16 – Vertente investigada no Planalto de Diamantina com a disposição espacial das trincheiras em topossequência – Parque Estadual do Biribiri, Diamantina/MG.....	90
Figura 17 – Lâmina delgada do afloramento de Filito 1.....	91
Figura 18 – Lâmina delgada do afloramento de Quartzito 1.....	92
Figura 19 – Vertente estudada em topossequência no Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG.....	93
Figura 20 – Trincheira TR1.....	95
Figura 21 - Fases mosqueadas do horizonte CBc2.....	96
Figura 22 – Trincheira TR4.....	98
Figura 23 - Trincheira TR5.....	100
Figura 24 - Trincheira TR6.....	102
Figura 25 - Trincheira TR8.....	104
Figura 26 - Distribuição do teor de argila na vertente do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG.....	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados de química total para as amostras de rocha do sítio de estudo.....	115
Tabela 2 – Teor de Si, Al e Fe e precipitação acumulada (mm) na topossequência no decorrer do ano hidrológico de 2011-2012.....	137
Tabela 3 - Dados do complexo sortivo das amostras do sistema Laterítico.....	172
Tabela 4 - Dados de granulometria das amostras do sistema Laterítico.....	173
Tabela 5 - Dados de Química Total das amostras do sistema Laterítico.....	174
Tabela 6 - Dados do complexo sortivo das amostras do sistema Hidromórfico Lessivado.....	178
Tabela 7 - Dados de granulometria das amostras do sistema Hidromórfico Lessivado....	179
Tabela 8 - Dados de Química Total das amostras do sistema Hidromórfico Lessivado....	179
Tabela 9 - Dados de granulometria das amostras do domínio Hidromórfico Plintítico....	180
Tabela 10 - Dados do complexo sortivo das amostras do sistema Hidromórfico Plintítico.....	182
Tabela 11 - Dados de Química Total das amostras do sistema Hidromórfico Plintítico..	182
Tabela 12 - Dados do complexo sortivo das amostras do sistema Hidromórfico Espódico.....	186
Tabela 13 - Dados de granulometria das amostras do sistema Hidromórfico Espódico....	187
Tabela 14 - Dados de Química Total das amostras do sistema Hidromórfico Espódico..	187

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Domínios de alteração e pedogênese na topossequência.....	123
Quadro 2 - Dados da Coloração das amostras do sistema Laterítico.....	170
Quadro 3 - Descrição morfológica da TR1 (sistema Laterítico).....	171
Quadro 4 - Dados da Coloração das amostras do sistema Hidromórfico Lessivado.....	175
Quadro 5 - Descrição morfológica da TR4 (sistema Hidromórfico Lessivado).....	176
Quadro 7 - Descrição morfológica da TR5 (sistema Hidromórfico Lessivado).....	177
Quadro 8 - Dados da Coloração das amostras do sistema Hidromórfico Plintítico.....	180
Quadro 9 - Descrição morfológica da TR6 (domínio Hidromórfico Plintítico).....	181
Quadro 10 - Dados da Coloração das amostras do sistema Hidromórfico Espódico.....	183
Quadro 11 - Descrição morfológica da TR7 (sistema Hidromórfico Espódico).....	184
Quadro 12 - Descrição morfológica da TR8 (sistema Hidromórfico Espódico).....	185

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 – Agrupamento de elementos químicos em função do potencial de ionização	26
Gráfico 2 – Principais elementos químicos na crosta terrestre.....	29
Gráfico 3 – Solubilidade dos minerais em função do pH.....	36
Gráfico 4 - Média histórica da precipitação (mm) e temperatura média - máxima e mínima (° C) - registrada em Diamantina entre os anos de 1961 a 1991.....	68
Gráfico 5 - Média histórica da precipitação (mm) e evaporação (mm) registrada em Diamantina entre os anos de 1961 a 1991.....	69
Gráfico 6 – Teor de argila por profundidade ao longo da topossequência.....	105
Gráfico 7 – Triângulo Textural.....	108
Gráfico 8 – Balanço de massa da argila na TR3, TR4 e TR5.....	110
Gráfico 9 – Análises mineralógicas: difratograma de raio X e FT-IR do CAMBISSOLO situado no sistema Laterítico (TR1).....	112
Gráfico 10 – Análises mineralógicas: difratograma de raio X e FT-IR do CAMBISSOLO situado no sistema Hidromórfico Plíntico (TR6).....	114
Gráfico 11 – Representação dos dados de química total da topossequência.....	117
Gráfico 12 – Representação dos dados de balanço de massa por compartimento da vertente.....	119
Gráfico 13 – Distribuição dos materiais amostrados na topossequência em domínios de alteração/pedogênese em função dos teores de Fe e Ti.....	143
Gráfico 14 – Perdas e ganhos de Fe e Ti nas três fases observadas no horizonte CBc2....	126
Gráfico 15 - Variação do nível freático na topossequência em função dos índices de precipitação no ano hidrológico 2011-2012.....	139
Gráfico 16 - Variação dos teores de Si, Fe e Al na topossequência no decorrer do ano hidrológico 2011-2012.....	143
Gráfico 17 - Precipitação diária da chuva e concentração do Silício nas águas dos solos da vertente do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG (2011-2012).....	144
Gráfico 18 - Precipitação diária da chuva e concentração do Alumínio nas águas dos solos da vertente do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG (2011-2012).....	145
Gráfico 19 - Precipitação diária da chuva e concentração do Ferro nas águas dos solos da vertente do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG (2011-2012).....	146
Gráfico 20 - Comportamento do nível freático e mobilidade do Fe nas águas dos solos da vertente do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG durante o ano hidrológico de 201-2012.....	151

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

DRX - Difração de raio X

FIL 1 - Amostra de Filito

FT - Função Transporte

FT-IR - Espectroscopia no infravermelho com transformada de Fourier.

GA-375 - Garrafa coletora instalada na estação de monitoramento "A", situada na TR4.

GB-299 - Garrafa coletora instalada na estação de monitoramento "B", situada na TR5.

GC - 196 - Garrafa coletora instalada na estação de monitoramento "C", situada na TR6.

GD - 66 - Garrafa coletora instalada na estação de monitoramento "D", situada na TR8.

IBGE - Instituto Nacional de Geografia e Estatística

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

SdEM - Serra do Espinhaço Meridional

PA-382 - Piezometro instalado na estação de monitoramento "A", situado na TR4.

PB-380 - Piezometro instalado na estação de monitoramento "B", situado na TR5.

PC -272 - Piezometro instalado na estação de monitoramento "C", situado na TR6.

PD - 97- Piezometro instalado na estação de monitoramento "D", situado na TR8.

PEB - Parque Estadual do Biribiri

pH - potencial Hidrogeniônico

QTZ1 - Amostra de Quartzito

TFSA - Terra Fina Seca ao Ar

TR1- Trincheira TR1

TR2 - Trincheira TR2

TR3- Trincheira TR2

TR4 - Trincheira TR2

TR5 - Trincheira TR2

TR6 - Trincheira TR2

TR7 - Trincheira TR2

TR8 - Trincheira TR2

TC1 - Tradagem 1

TC2 - Tradagem 2

XDR - Difração de raio X

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	18
2 OS PROCESSOS DE INTEMPERISMO E PEDOGÊNESE	22
2.1 Os processos de intemperismo	23
2.2 Princípios de Geoquímica: propriedades dos elementos químicos	24
2.2.1 Elementos químicos: princípios básicos.....	25
2.2.2 Reações químicas	27
2.2.3 Os elementos químicos na estrutura dos minerais	29
2.2.3.1 Cátions básicos (Mg, Ca, Na e K)	30
2.2.3.2 Silício	32
2.2.3.3 Ferro	33
2.2.3.4 Alumínio.....	35
2.2.3.5 Zircônio e Titânio	36
2.3 Transporte de matéria no pedoambiente.....	38
2.3.1 Lessivagem.....	38
2.3.2 Lixiviação	40
2.3.2.1 Fator físico-químico: pH.....	41
2.3.2.2 Fatores biogênicos	43
2.4 Processo de pedogênese.....	44
2.4.1 Relações de filiação vertical entre solum e a rocha subjacente.....	45
2.5 Processos maiores de intemperismo e pedogênese nos meios tropicais úmidos	48
2.5.1 Laterização	48
2.5.2 Hidromorfismo.....	52
2.5.3 Podzolização.....	54
3 CARACTERIZAÇÃO DO SÍTIO DE ESTUDO	57
4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	72
4.1 Trabalho em Gabinete	74
4.2 Trabalho de Campo	76
4.2.1 Levantamento topográfico.....	77
4.2.2 Análise Pedogeomorfológica.....	77
4.2.3 Análise do comportamento hidrogeoquímico em topossequência	80
4.3 Trabalho de Laboratório	84
4.3.1 Análise Física	84
4.3.2 Análise Química	84
4.3.3 Análise Mineralógica	86
5 MORFOLOGIA, FÍSICA, MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS SOLOS DE UMA VERTENTE DO PLANALTO DE DIAMANTINA – MG E CONSIDERAÇÕES SOBRE SUA GÊNESE.....	90
5.1 Características gerais da vertente	90
5.2 Litologia e Mineralogia do substrato geológico	91
5.3 Morfologia dos solos	93
5.3.1 Sistema Laterítico.....	95
5.3.2 Sistema Hidromórfico Lessivado.....	98
5.3.3 Sistema Hidromórfico Plúntico	102
5.3.4 Sistema Hidromórfico Espódico.....	104

5.4 Granulometria.....	105
5.5 Mineralogia dos solos.....	112
5.5 Análises Químicas	116
5.5.1 <i>Análises de Química Total</i>	116
5.5.2 <i>Balanço de Massa</i>	119
5.5.3 <i>Complexo Sortivo</i>	121
5.6 Processos maiores de alteração e pedogênese na topossequência.....	122
5.7 A gênese dos materiais arenosos da base da topossequência	129
5.8 Gênese dos materiais da vertente: relações com o substrato geológico	133
6 FUNCIONAMENTO HÍDRICO E TRANSFERÊNCIA DE MATÉRIA NA VERTENTE INVESTIGADA.....	137
6.1 Comportamento do nível freático ao longo do ano hidrológico 2011-2012.....	137
6.2 Teores de pH e elementos químicos (Si, Al e Fe) nas águas ao longo do ano hidrológico 2011-2012	142
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	154
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	157
APÊNDICE	170

INTRODUÇÃO

Ao longo da evolução do tempo geológico, a Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), faixa orogênica antiga (Arqueano) que ocupa uma expressiva área das regiões sudeste e central do Brasil, sofreu diversas transformações. Atualmente, essa unidade de relevo encontra-se situada sobre um substrato composto por diversos tipos de rochas, mas cuja predominância é do quartzito. O clima tropical subquente (NEVES; ABREU; FRAGA, 2005) predomina na região. O regime desse clima, no qual se verifica a alternância sucessiva de estações secas e chuvosas, com consideráveis índices de precipitação e temperaturas elevadas (1250 mm a 1550 mm; 18° a 19° C – NEVES; ABREU; FRAGA, 2005), favorece a ação do intemperismo, sobretudo o químico, que associado as demais características naturais da região, pode contribuir significativamente para a formação de solos e a modelagem diferenciada do relevo.

Análises realizadas em imagens de satélite dos platôs da região Diamantina apontam que os afloramentos quartzíticos são dominantes na superfície de cimeira do Planalto de Diamantina (SdEM). Todavia, é possível perceber, ao longo dos interflúvios dos principais rios que drenam essa unidade de relevo, a presença de formações superficiais. Assim, explorações de campo realizadas nessa área, indicam que o substrato que compõem o Planalto de Diamantina pode ser composto por outras litologias (filito, filito hematítico, rochas metabásicas, etc.) além do quartzito e, que os solos dessa região, portanto, podem ser constituídos por materiais bastante diversificados, devido à marcante heterogeneidade do substrato e do pedoambiente nos quais encontram-se inseridos. Dessa forma, é possível verificar, em uma única vertente, transições laterais de diferentes tipos de solos.

Estas transições de diferentes tipos de solos ao longo de vertentes é bastante comum na natureza. Boulet, Chauvel e Lucas (1979) afirmam que os estudos de Análise Estrutural da Cobertura Pedológica são capazes de evidenciar a diferenciação lateral dos materiais em topossequência, permitindo interpretações genéticas. Algumas dessas transições constituem sistemas em que um tipo de solo progride lateralmente sobre outro. Esse processo de transformação das coberturas superficiais é acompanhado de exportação de matéria e redução do volume do material (LUCAS, 1989). De acordo com Michelin (2011), as perdas de matéria resultam dos processos de mobilização e exportação dos elementos que a constitui e, normalmente ocorrem das áreas mais elevadas do relevo para as de altitudes inferiores.

O Espinhaço, principalmente a sua parte meridional, tem sido, desde o ano de 1822¹, devido a sua importância como divisor de importantes biomas (Cerrado, Caatinga e Mata Atlântica) e bacias hidrográficas (São Francisco, Jequitinhonha e Doce), palco para as mais variadas investigações científicas. Dessa forma, Souza e Martins (1995) publicaram um levantamento bibliográfico dos estudos realizados neste ambiente entre 1970 e 1995, no qual as autoras identificaram um total de 274 publicações. Embora, não tenham sido compiladas até o momento, a partir de 1995 as produções científicas cuja temática abordaram questões acerca da Cadeia do Espinhaço Meridional se intensificaram consideravelmente, principalmente, aquelas relacionadas aos campos de interesse da geologia e geomorfologia. Nogueira (2008) afirma que essas pesquisas têm buscado, ao longo de anos e por meio de várias etapas, o entendimento das especificidades e da dinâmica da evolução geomorfológica desta unidade do relevo brasileiro que, segundo Saadi (1995), melhor seriam definidas por planaltos, em diferentes níveis de dissecação.

Assim, embora haja um extenso conjunto de obras que discorram sobre a geologia e a geomorfologia na Serra do Espinhaço Meridional, estudos sobre as formações superficiais, principalmente em nível de detalhe, são ainda pouco frequentes o que acarreta em pouco conhecimento em relação à gênese, dinâmica e distribuição dos solos dessa unidade de relevo.

Schaefer et al. (2002) acreditam que a difundida atividade mineradora na região e a pouca importância agronômica dos solos (rasos e arenosos, em sua maioria) contribuíram para que as formações superficiais na Serra do Espinhaço Meridional fossem amplamente ignoradas nos levantamentos pedológicos realizados no Brasil. Os solos das superfícies de cimeira do Planalto de Diamantina não fogem a essa regra. Comparativamente ao volume das pesquisas geológicas, os estudos de caracterização e gênese dos solos dessas superfícies são ainda muito incipientes. A aparente homogeneidade das paisagens dessa superfície talvez explique essa carência de estudos, mas ela esconde na verdade uma grande diversidade de tipos de solos. Schaefer et al. (2002), por exemplo, ao investigarem uma sequência de solos no Planalto de Diamantina², encontraram LATOSSOLOS VERMELHOS poligenéticos nos topos das paisagens (altitude superior a 1300 m); NEOSSOLOS QUARTZARÊNICOS, na média vertente (zona de transição) e ESPODOSSOLOS nas baixas vertentes, isto é, nos fundos dos vales. Neves (2005), em estudo na superfície desse mesmo planalto, identificou, por sua vez, LATOSSOLOS VERMELHOS com associação de cangas lateríticas, LATOSSOLOS VERMELHO AMARELO, NEOSSOLOS LITÓLICOS, NEOSSOLOS

¹Data da qual consta os primeiros relatos produzidos pelo pesquisador Eschwege (GONTIJO, 2008).

²Compartimento do relevo definido pela superfície cimeira da região em altitudes superiores a 1.400 m.

QUARTZARÊNICOS Hidromórficos e Órticos. Minas Gerais (2004) acrescenta ainda, em referência a essa superfície, no domínio do Parque Estadual do Biribiri, solos do tipo CAMBISSOLO HÁPLICO e NEOSSOLO FLÚVICO.

Essa grande diversidade de tipos de solos não se distribui, entretanto, de forma aleatória na superfície do Planalto de Diamantina. Cabeceiras de drenagem hidromórficas interrompem a continuidade topográfica das superfícies do planalto, gerando relevos de vertentes amplas e de baixa declividade, mas com importante diferenciação de pedoambientes. Uma sequência típica dos solos nessas paisagens é aquela que passa de solos avermelhados e argilosos no topo para solos empalidecidos e arenosos na média e baixa vertente e para solos arenosos com acumulação de matéria orgânica nas proximidades dos talwegues hidromórficos.

Schaefer et al. (2002) afirmaram que a formação dos materiais arenosos na sequência LATOSSOLOS – NEOSSOLOS QUARTZARÊNICOS – ESPODOSSOLOS, por exemplo, pode resultar da destruição das argilas associada aos processos de Ferrólise e Acidólise em condições de Hidromorfia. Todavia, indaga-se se o processo de erosão seletiva e transporte particulado de materiais finos em suspensão (Lessivagem), na zona de influência do nível freático, não teria também um papel importante na formação dos materiais arenosos das médias e baixas vertentes. Ou ainda, se isso não decorreria simplesmente de uma diferenciação litológica do substrato ao longo das vertentes, ou seja, rochas de texturas mais finas (filito) nas partes mais altas e rochas de textura mais grossa (quartzito) nas partes mais baixas.

Queiroz Neto (2002), ao citar Dias Ferreira (1997), afirma que o estudo da organização pedológica traz importantes contribuições para a compreensão da relação entre a pedogênese e a evolução do relevo, pois oferece preciosas informações sobre os condicionantes morfológicos, sobretudo, acerca do funcionamento hídrico. Estudos da dinâmica hídrica e da geoquímica das águas dos solos (NASCIMENTO et al., 2008, por exemplo) fornecem informações preciosas sobre o comportamento do nível freático, mobilidade de elementos químicos, intemperismo e sobre os processos pedogenéticos atuantes nas vertentes. Logo, é desejável realizar, em concomitância com a análise das coberturas pedológicas, estudos acerca do comportamento da água em topossequência.

Assim, durante a realização desta pesquisa, foi realizado um estudo dos solos em topossequência e monitoramento em hidrossequência do nível freático por piezometria e análises mensais dos elementos Si, Al e Fe em solução nas águas sub-superficiais em uma vertente representativa das paisagens da superfície de cimeira do Planalto de Diamantina. A

vertente em questão localiza-se em área onde se instalam as cabeceiras de drenagem do Córrego da Roda, no Parque Estadual do Biribiri – MG. Esta unidade de conservação foi criada pelo decreto nº 39.903 de setembro de 1998 com dimensão territorial de 16.990,66 hectares (MINAS GERAIS, 2004), a qual representa uma importante área para a preservação da Serra do Espinhaço em Minas Gerais.

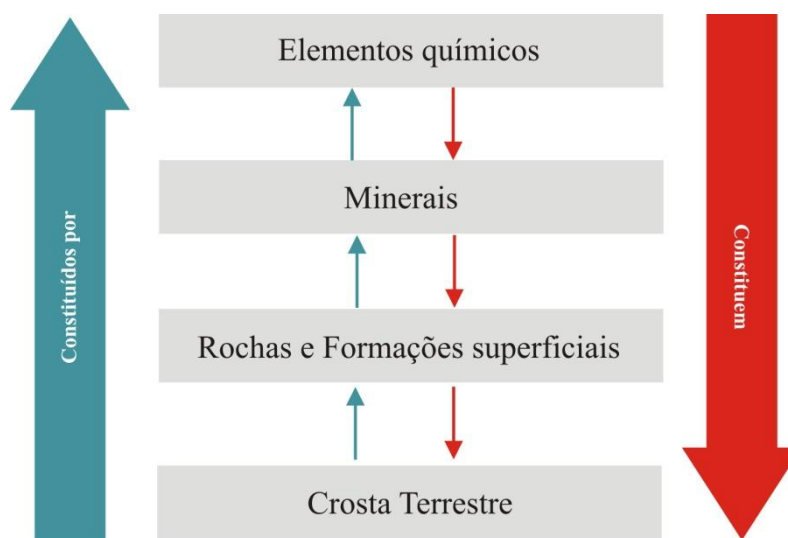
Assim, o objetivo geral desta pesquisa é caracterizar e discutir a gênese e o funcionamento dos solos de uma vertente do Planalto de Diamantina. Para alcançar esta meta, são objetivos específicos:

- i) caracterizar, ao longo de uma topossequência, a morfologia e a organização dos solos, desde um topo aplainado até uma cabeceira de drenagem hidromórfica, e discutir os fatores determinantes de sua distribuição e diferenciação;
- ii) caracterizar o funcionamento hídrico dessa vertente, mediante o comportamento do nível freático ao longo de um ano hidrológico;
- iii) caracterizar do ponto de vista geoquímico, os solos e águas sub-superficiais ao longo da vertente;
- iv) discutir as relações de filiação vertical dos solos;
- v) identificar os processos de alteração de pedogênese responsáveis pela formação dos solos da vertente.

2 OS PROCESSOS DE INTEMPERISMO E PEDOGÊNESE

No ambiente supergênico verifica-se relações de interdependência entre os elementos que o constitui. A Figura 1 representa, portanto, as relações estabelecidas entre os elementos químicos, os minerais, as rochas, as formações superficiais e a crosta terrestre. Diante dessa representação é possível concluir que a constituição final da crosta terrestre está diretamente interligada às influências dos processos que envolvem desde as reações químicas entre os elementos, à formação e transformação dos minerais e, à gênese e alteração das rochas e formações superficiais³.

Figura 1 – Relação entre os diversos elementos que constituem as paisagens



Fonte: Adaptado de MENEZES, 2012

O processo de intemperismo pode ser percebido como o principal mecanismo de alteração dos minerais e rochas, diante da busca de um equilíbrio termodinâmico sob as condições adversas do ambiente supergênico, ambiente este muito diferente daquele em que tais elementos foram constituídos⁴ (BOURRIÉ; TROLARD; FREYTET, 2008).

Brady e Weil (2013) afirmam que, no processo de fragmentação e decomposição das rochas e minerais, o intemperismo atua sobre as partículas sintetizando, assim, novos minerais de grande relevância para os solos. Todavia, Fonseca (2010) acredita que talvez o produto mais importante da ação do intemperismo sobre as rochas e minerais seja a própria formação

³ Cruz (2006) - baseado nos estudos realizados por Campy e Macaire (1989), Faniran e Jeje (1983), Butt e Zeegers (1992) Ollier e Pain (1996) e Taylor e Eggleton (2001) - afirma que as formações superficiais podem ser entendidas como o material superficial sobreposto à rocha matriz, que compreende o manto de intemperismo.

⁴ No ambiente hipogênico as temperaturas e a pressão são mais elevadas que as verificadas na atmosfera e há pouca disponibilidade de O₂.

dos solos.

Diante desta perspectiva, pode-se inferir que os processos intempéricos atuam em diferentes escalas, ou seja, desde a microscópica (elemento químico e mineral) até a macroscópica (evolução das paisagens naturais), como afirmaram Ruellan e Dosso (1993) e Rosolen e Herpin (2008). Deste modo, torna-se necessário, ao investigar as dinâmicas de formação e evolução dos solos de uma determinada paisagem natural, compreender a atuação e comportamento dos elementos químicos na constituição dos minerais e estes na composição dos solos. Assim, nos tópicos seguintes serão revisados temas como: os processos de intemperismo, os principais conceitos e propriedades dos elementos químicos e sua mobilidade, bem como as grandes vias de alteração e pedogênese das formações superficiais no ambiente tropical úmido.

2.1 Os processos de intemperismo

As rochas se formam, em sua maioria, no ambiente hipogênico, em condições de elevada temperatura e pressão e, pouca disponibilidade de água, oxigênio e gás carbônico (LICHT, 1998). Portanto, em um contexto bastante diferente do observado na superfície terrestre.

Bigarella, Becker e Santos (2009) e Lepsch (2011) afirmam que na natureza existe uma tendência ao equilíbrio físico-químico entre as substâncias sólidas, líquidas e gasosas. Então, quando as rochas, que se formaram no ambiente hipogênico, são expostas à superfície terrestre, tornam-se instáveis diante das condições atmosféricas, e precisam, dessa forma, passar por um processo de adaptação ao novo ambiente (AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE, 1973; BIGARELLA, BECKER e SANTOS, 2009; FONSECA, 2010 e LEPSCH, 2011).

Esse processo de adaptação é definido como intemperismo, que se refere, portanto, ao conjunto de modificações de ordem física (desagregação) e química (decomposição) que as rochas sofrem ao aflorar na superfície da Terra, em um contexto ambiental diferente daquele em que foram formadas. A ação do intemperismo tende a modificar as estruturas dos minerais mais complexos, transformando-os em outros com estruturas cristalinas mais simples, constituindo, dessa maneira, produtos mais equilibrados às novas condições físicas e químicas impostas pela atmosfera. Segundo Nahon (1991), estes minerais podem ser denominados como minerais transformados ou neoformados.

Existem dois tipos básicos de intemperismo: i) intemperismo físico e ii) intemperismo químico. O primeiro pode ser definido como o processo que causa desagregação das rochas. Esse processo atua na alteração do tamanho e formato dos minerais que constituem as formações litológicas, transformando-as, então, em um material descontínuo e friável, mas que preserva as características do material original (TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2003; FONSECA, 2010; LEPSCH, 2011). O processo de intemperismo físico, assim, atua no sentido de “quebrar” e desagregar as rochas, aumentando sua superfície de contato, porém, não promove a alteração química de seus constituintes, preservando a estrutura interna dos cristais.

O intemperismo químico, por sua vez, implica na quebra e transformação da estrutura química dos minerais que compõem a rocha. Assim, o princípio máximo que governa o intemperismo químico é o restabelecimento de um novo equilíbrio sob as mudanças das condições ambientais (BIGARELLA, BECKER e SANTOS, 2009). Trata-se, portanto, de um processo de contínua combinação de destruição e síntese, por meio de complexas e variadas reações químicas (dissolução, hidratação, hidrólise, carbonatação, oxidação e redução). A intensidade destas reações varia de acordo com as composições químicas e mineralógicas do material de origem (material parental) e com as condições ambientais para a atuação do intemperismo, tais como: clima, biosfera, presença de solo, topografia e tempo de duração da ação química (BRADY, 1989; TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2003; BIGARELLA, BECKER e SANTOS, 2009).

Licht (1998), contudo, defende a ação de outro tipo de intemperismo, denominado como intemperismo biológico, o qual está relacionado aos processos em que os organismos vivos podem promover a decomposição e desagregação das rochas. Entretanto, para pesquisadores como Vieira (1988), Bigarella, Becker e Santos (2009) e Lepsch (2011), não existe um intemperismo biológico em si, mas uma associação físico-biológica ou químico-biológica dos organismos vivos ou da matéria orgânica na decomposição das rochas. A matéria orgânica do solo, por exemplo, ao ser decomposta libera CO_2 , que ao entrar em contato com a água gravitacional forma ácidos fracos, que contribuem para diminuir o pH do solo e potencializar as reações químicas que degradam as rochas e os minerais.

2.2 Princípios de Geoquímica: propriedades dos elementos químicos

Discorrer sobre os inúmeros conceitos abordados pela ciência geoquímica e as

diversas teorias atômicas, não é o objetivo desta pesquisa, como foi mencionado na introdução. Pretende-se, no entanto, utilizar alguns desses conceitos e teorias para evidenciar a relevante influência que os elementos químicos, bem como suas reações, exercem sob a ação do intemperismo químico nos minerais, nas rochas, nas formações superficiais e, conseqüentemente, nas transformações da paisagem natural.

Diante desta perspectiva sistêmica de inter-relações, que atuam desde a escala do elemento químico até a escala de constituição da crosta terrestre, serão discutidos nos subtópicos seguintes temas como: princípios básicos que envolvem os elementos químicos e suas atuações na estrutura dos minerais, com foco especial nos elementos alcalinos, alcalinoterrosos, Si, Fe, Al, Ti e Zr, reações químicas e fatores que interferem na mobilidade dos elementos no pedoambiente.

2.2.1 Elementos químicos: princípios básicos

O tamanho dos átomos, mensurados pela propriedade do raio atômico, tende a diminuir com o aumento do número atômico e cresce dentro dos grupos no sentido inverso ao potencial de ionização e eletronegatividade. Mahan e Myers (2002) ao relacionarem as propriedades de eletronegatividade e raio atômico dos elementos químicos concluíram que os átomos menores apresentam maior eletronegatividade, ou seja, maior capacidade em doar elétrons. Esses autores afirmam também que a diferença na intensidade da eletronegatividade dos elementos é responsável pela polaridade das ligações químicas e, conseqüentemente, também pode ser responsável pela maior ou menor mobilidade química dos elementos.

Licht (1998) afirma que a mobilidade química dos elementos no ambiente supergênico é diretamente influenciada por seu potencial iônico e por sua diferenciação no estado de oxidação (valência). O potencial iônico de um elemento químico, segundo Nahon (1991), é estabelecido pela razão entre sua carga iônica de valência (Z) e seu raio iônico. De acordo com este autor, Goldschmit (1934) elaborou um diagrama (Gráfico 1) onde ordenou os elementos químicos em três grupos principais de comportamento em relação à água: i) Grupo dos cátions solúveis; ii) Grupo dos oxi-hidróxidos insolúveis e iii) Grupo dos complexos aniônicos solúveis.

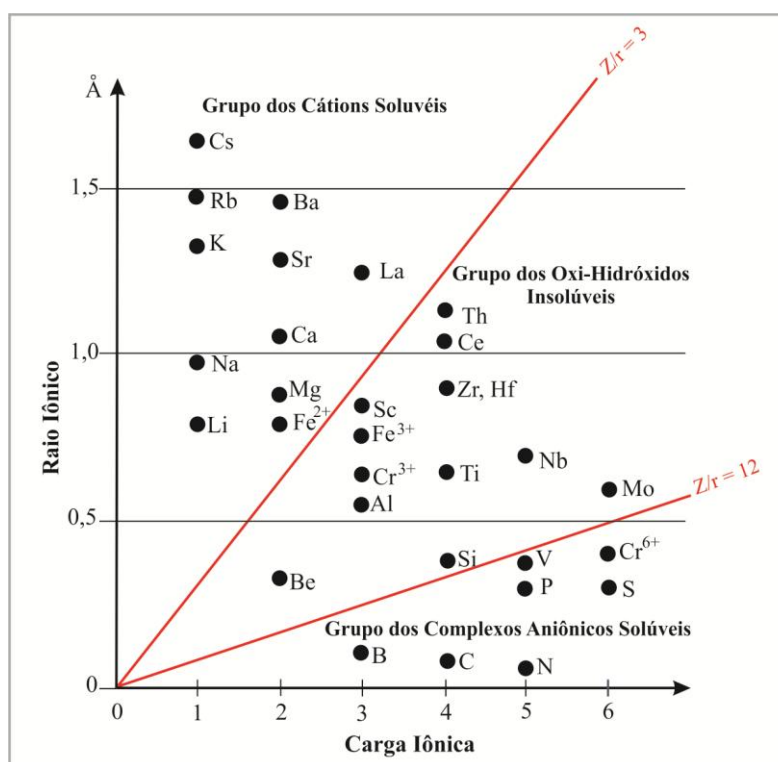
- i) **Grupo dos cátions solúveis:** correspondem aos elementos químicos que apresentam fraco potencial iônico ($Z/r < 3$), isto é, possuem raio atômico grande, maior que 0,5 Å, e valência, geralmente, de 1 ou 2. Nahon (1991) afirma que esses

elementos possuem fraco poder de polarização no dipolo da água. Assim, eles podem ser facilmente mobilizados e transportados em solução aquosa.

ii) **Grupo dos óxi-hidróxidos insolúveis:** referem-se aos elementos químicos que apresentam potencial iônico maior que 3 e menor que 12. São elementos que possuem raio iônico mediano ($0,5 < r < 1,0 \text{ \AA}$) e valência, normalmente, 3 e 4. Segundo Nahon (1991), o poder de polarização destes íons é muito forte, capaz de atrair hidroxilas e, conseqüentemente, formar oxi-hidróxidos insolúveis que podem precipitar facilmente mediante a atuação da hidrólise. Estes elementos tendem a se acumular de forma residual no pedoambiente.

iii) **Grupo dos complexos aniônicos solúveis:** agrupam os elementos com potencial iônico > 12 , que possuem raio iônico pequeno ($r < 0,5 \text{ \AA}$) e carga de valência elevada (3 a 6), os quais, segundo Abrahão e Marconi (1999), se associam aos ânions formando compostos que são facilmente transportados em solução.

Gráfico 1 – Agrupamento de elementos químicos em função do potencial de ionização



Fonte: Adaptado de NAHON, 1991

Dessa forma, pode-se perceber que, os elementos com baixo potencial iônico, como os cátions básicos, permanecem em solução durante o intemperismo; os elementos intermediários, por sua vez, são precipitados após o processo de hidrólise e formam os oxi-

hidróxidos insolúveis, os quais se acumulam de forma residual no pedoambiente e os elementos de maior potencial iônico, por fim, ao formarem ânions complexos com o oxigênio são solubilizados. A análise do potencial iônico, de acordo com Abrahão e Marconi (1999), possibilita a previsão de quais elementos químicos, possivelmente, serão lixiviados e quais se concentrarão no sistema pedológico.

2.2.2 Reações químicas

A decomposição dos minerais primários, por meio da ação do intemperismo, ocorre mediante reações químicas, tais como: dissolução, hidratação, hidrólise, carbonatação, oxidação e redução (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2009). Essas reações tendem a quebrar as ligações químicas estabelecidas entre os átomos e as moléculas, que constituem as redes cristalinas dos minerais. Assim, pode-se ressaltar que a dissolução, a hidrólise e a oxi-redução são algumas das principais reações químicas que ocorrem no ambiente tropical úmido.

Lepsch (2011) define a dissolução como um processo no qual um sólido ou um líquido forma uma mistura homogênea com um solvente. Assim, a dissolução refere-se à reação química em que os íons que constituem a estrutura dos minerais se dissociam, ou seja, se desprendem completamente da estrutura dos minerais e são em seguida transportados ou lixiviados. Os cátions solúveis (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+}) são mais facilmente liberados da estrutura dos minerais, enquanto os íons Fe^{3+} e Al^{3+} tendem a hidrolisar-se e formar neominerais (óxidos) mais resistentes ao intemperismo (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2009).

A hidrólise, por sua vez, é uma reação química que ocorre quando as moléculas de água se dissociam. Dessa maneira, ionizados o H^+ e o OH^- passam a substituir alguns dos íons da estrutura cristalina dos minerais, desestabilizando-os e, conseqüentemente, transformando-os em outros minerais.

A mobilização dos elementos que integram a rede cristalina dos minerais ocorre diante do contato desses elementos com os ácidos, produzidos pelos gases dissolvidos na água, como é o caso do ácido carbônico (NAHON, 1991). A formação deste ácido pode ser expressa pela seguinte equação:



De acordo com Toledo, Oliveira e Melfi (2003), quando dissolvido em água uma, pequena parte das moléculas do ácido carbônico ioniza e libera H^+ e hidrogenocarbonatos ($H_2CO_3 = H^+ + HCO_3^-$), tornando a água ligeiramente ácida. O íon H^+ , em solução, penetra no interior dos cristais desencadeando um processo de desestabilização de cargas elétricas. Tal desestabilização faz com que os cátions solúveis sejam removidos da estrutura dos minerais e se associam às hidroxilas (OH^-) formando hidróxidos e, em seguida, bicarbonatos (LEPSCH, 2011).

Melfi e Pedro (1977) afirmam que, nas zonas intertropicais e subtropicais, a hidrólise é o principal mecanismo no processo de intemperismo das rochas. A sua intensidade, no entanto, varia em função das condições termodinâmicas do meio. Dessa forma, em um sistema aberto pode ocorrer o que esses autores denominam como “hidrólise total”, isto é, a completa remoção do Si e cátions básicos do pedoambiente e, individualização e acumulação dos óxidos de Fe (hematita e goethita por meio da ferruginação) e Al (gibbsita por meio da alitização).

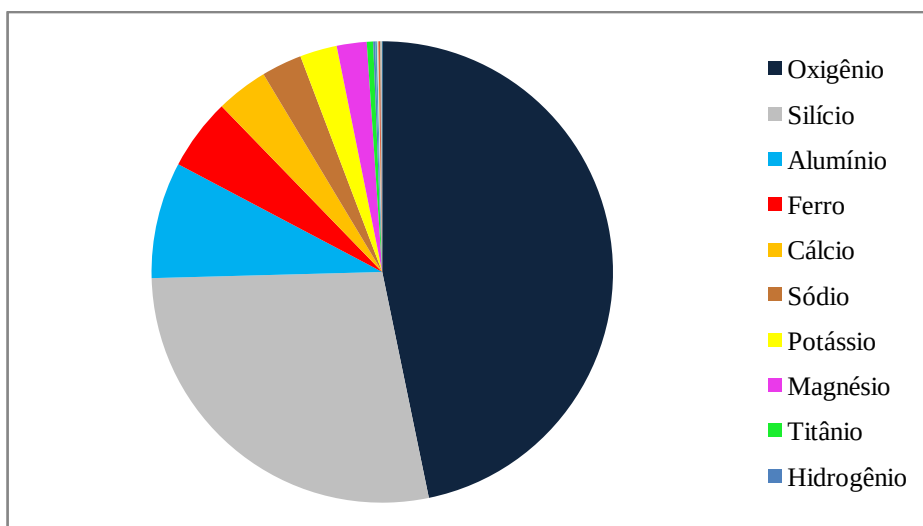
Em sistemas parcialmente abertos, verifica-se a atuação da hidrólise parcial em duas circunstâncias distintas. Na primeira, os cátions solúveis são totalmente lixiviados e parte da sílica, liberada dos minerais primários, reage com o Al neoformando argilominerais do tipo 1:1, como é o caso da caulinita, no processo denominado por monossilitização. Na segunda circunstância, em que a hidrólise é fraca, os cátions básicos e o Si são parcialmente eliminados, possibilitando, assim, a neoformação de argilominerais com estrutura 2:1, como a esmectita e vermiculita, mediante o processo de bissilitização. Na hidrólise parcial, ainda de acordo com Melfi e Pedro (1977), parte da sílica liberada do sistema pode se combinar também com o ferro e originar hidroxissilitatos do tipo 2:1 no processo de bissiferritização.

Por fim, a oxidação que trata da combinação de um elemento com o oxigênio. O ferro é o elemento que mais comumente sofre o processo de oxidação. Quando o ferro ferroso (Fe^{2+}) é removido da estrutura de um mineral, por meio do processo de hidrólise, ele perde um elétron e transforma-se em ferro férrico (Fe^{3+}). Posteriormente, a combinação deste íon com a água e o O_2 origina os óxidos de ferro (hematita e goethita). Todavia, se no ambiente em que se encontram estes minerais ocorrer uma baixa aeração, devido, por exemplo, à saturação do solo, o ferro férrico (Fe^{3+}) que constitui a hematita e a goethita pode se reduzir e transformar-se novamente no ferro ferroso (Fe^{2+}) (KÄMP; CURI, 2012).

2.2.3 Os elementos químicos na estrutura dos minerais

Os elementos químicos identificados pela comunidade científica, até o presente momento, são aproximadamente 100, dos quais apenas 92 são estáveis e podem isoladamente ou em associação constituir uma série de combinações para a formação de minerais (MENEZES, 2012). Diante desta perspectiva, a probabilidade combinatória entre esses elementos poderia formar infinitos minerais, que constituiriam, por sua vez, diferentes rochas e coberturas superficiais na crosta terrestre. Todavia, o que se verifica, na realidade, é que alguns poucos elementos (cerca de 20 elementos) se associam majoritariamente e formam todos os minerais disponíveis na crosta terrestre (MENEZES, 2012). O Gráfico 2 apresenta os percentuais desses elementos em ordem de abundância na crosta terrestre.

Gráfico 2 – Principais elementos químicos na crosta terrestre



Fonte: Adaptado de MAISON, 1958 apud MENEZES, 2012.

Como é possível perceber na representação do Gráfico 2, entre os elementos disponíveis na natureza, o oxigênio, seguido pelo silício, alumínio, ferro, cátions básicos e titânio são os elementos mais comuns na composição da crosta terrestre. Dessa maneira, nos subtópicos seguintes serão discutidas algumas das características principais desses elementos químicos, bem como do Zr, por serem importantes na formação dos minerais das rochas e formações superficiais das regiões tropicais úmidas e por constituírem importantes traçadores dos processos responsáveis pela gênese dessas formações.

2.2.3.1 Cations básicos (Mg, Ca, Na e K)

O termo “cations básicos” é tradicionalmente utilizado pela comunidade científica para distinguir alguns cátions, tais como Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ , dos cátions ácidos (Al^{3+} e H^+) responsáveis pela acidificação dos solos. A utilização desse termo, contudo, é questionada por alguns pesquisadores como Curi e Kämp (2012) e Brady e Weil (2013), pois segundo estes autores os cátions Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ em solução não liberam hidroxila (OH^-) e não aceitam H^+ , na verdade apresentam um caráter pouco menos ácido, se comparado aos do Al^{3+} e H^+ (CURI; KÄMP, 2012). Todavia, em respeito à tradição, o termo “cations básicos” é utilizado, neste trabalho, para designar o conjunto de íons formados por alguns elementos químicos alcalinos e alcalinoterrosos.

O sódio (Na) e potássio (K) são classificados como elementos alcalinos e ocupam o sexto e sétimo lugar entre os principais elementos químicos que constituem a crosta terrestre (MAISON, 1958 apud MENEZES, 2012). Segundo, Rankama e Sahama (1954), os elementos alcalinos possuem valência uniforme, que, sem exceção, constituem íons positivos monovalentes; possuem natureza básica forte, grande solubilidade e volatilidade.

O íon K^+ possui um raio iônico relativamente grande, equivalente a 1,51 Å em estruturas octaédricas e 1,64 Å em estruturas dodecaédricas e o íon Na^+ possui um raio iônico igual a 1,02 Å em sítios octaédricos, como afirma Albarède (2011). Este autor indica que as principais fontes de K^+ no pedoambiente são provenientes da atuação do intemperismo em minerais como os feldspatos alcalinos, anfibólios e micas. O Na^+ , por sua vez, é mais comumente verificado em minerais como os feldspatos plagioclásio e dentríticos.

O magnésio (Mg) e o cálcio (Ca) são elementos alcalinoterrosos. Na classificação dos oito elementos mais abundantes da crosta terrestre, o primeiro é o que apresenta menor teor (RANKAMA; SAHAMA, 1954) e o segundo ocupa a quinta colocação. O magnésio, de acordo com Albarède (2011), possui raio iônico equivalente a 0,72 Å em sítios octaédricos dos minerais do tipo anfibólios, micas, argilas ricas em Mg (esmectita) e carbonatos (dolomita). O íon Mg^{2+} apresenta a mesma carga e raio iônico semelhante ao ferro ferroso (Fe^{2+}). Tais semelhanças favorecem a substituição do íon Fe^{2+} pelo Mg^{2+} na rede cristalina de alguns minerais, caracterizando, assim, as substituições isomórficas⁵.

O cálcio tem raio iônico de 1,00 Å em octaedros e, geralmente, nas rochas ígneas e na crosta terrestre é encontrado em minerais plagioclásios cálcicos e nos anfibólios

⁵ Segundo Brady e Weil (2013), substituição isomórfica pode ser definida como a substituição de um átomo por outro de tamanho similar e número de valência parecido em uma determinada estrutura cristalina, sem que ocorra a interrupção ou alteração da estrutura do mineral.

(ALBARÈDE, 2011).

Rankama e Sahama (1954) afirmam que as forças intermoleculares que unem os íons de sódio e potássio à estrutura dos minerais não são muito fortes. Estes íons, portanto, são pouco resistentes à ação do intemperismo, apresentam alta solubilidade e grande capacidade de se moverem na rede de drenagem. Esta condição também é verdadeira para os íons de Ca^{2+} e Mg^{2+} .

Rankama e Sahama (1954) e Albarède (2011) afirmam que, quando os íons K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} e Na^+ são liberados na solução do solo, mediante a ação dos processos de intemperismo, eles podem ser transportados em solução pela rede de drenagem ou podem ser adsorvidos por argilominerais silicatados.

Lepsch (2011) afirma que os cátions interagem bastante com a fase sólida do solo. Estas interações ocorrem, sobretudo, nas partículas coloidais como as argilas e o húmus. Brady e Weil (2013) afirmam que, para a maioria dos coloides do pedoambiente, as cargas eletronegativas são predominantes, logo, essas cargas atraem íons eletricamente positivos para a superfície de troca, a fim de se neutralizarem. Segundo esses autores, em solos úmidos os cátions encontram-se na forma hidratada e são adsorvidos pelos coloides por meio da força de atração que existe entre íons de cargas opostas. Todavia, sob influência do processo de intemperismo algumas ligações estabelecidas entre os cátions e os coloides podem se romper.

Brady e Weil (2013) indicam ainda que, quanto maior a carga e menor o raio de um elemento, mais fortemente seu íon será adsorvido pelo coloide. Os cátions mais fracamente atraídos pelos coloides ocupam sítios mais distantes e, então, são mais susceptíveis ao deslocamento em solução aquosa e à lixiviação. Para estes autores a força de retenção por adsorção de alguns cátions segue a determinada ordem:



Diante desta classificação, pode-se inferir que, diante dos processos de intemperismo, os íons Na^+ e K^+ , entre os cátions básicos, são os primeiros a serem lixiviados, enquanto que as ligações entre Ca^{2+} e Mg^{2+} resistem um pouco mais, permitindo que tais íons permaneçam adsorvidos à superfície dos coloides por mais tempo, se comparados aos íons Na^+ e K^+ .

2.2.3.2 Silício

O silício (Si) é um elemento químico classificado como semimetal, pertencente à coluna 14 (antiga 4A) da Classificação Periódica dos Elementos Químicos; possui número atômico 14, raio iônico 0,26 Å, números de oxidação +2 e +4 e coordenação tetraédrica. Esse elemento químico é o segundo mais abundante na crosta terrestre, conforme indicam os teores apresentados no Gráfico 2.

Dessa forma, Menezes (2012) ao citar Mason (1958) afirma que 27,72% da crosta terrestre é constituída por Si. Nestas condições, uma importante classe de minerais, denominada como silicatos, é formada pela associação do silício com o oxigênio, hidrogênio, alumínio, ferro e outros metais. Os minerais silicatos, portanto, podem ser subdivididos em: Nesossilicatos, Sorossilicatos, Ciclossilicatos, Inossilicatos, Filossilicatos e Tectossilicatos. Tais minerais, por possuírem diâmetro inferior a 0,002 mm também, podem ser denominados como argilominerais.

Peixoto (2001) afirma que o quartzo (SiO_2), os asbestos ($\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$) e as micas ($\text{K}_2\text{Al}_2(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10})\cdot\text{H}_2\text{O}$) são alguns dos compostos mais importantes do silício. Kämp, Curi e Marques (2009 b) salientam que o quartzo é o óxido de Si mais abundante na crosta terrestre, sendo encontrado em praticamente todos os tipos de solos, nas frações areia e silte.

Para Lucas (2007), o índice de concentração do silício nas águas que percolam o perfil do solo, bem como os teores verificados no nível freático, são controlados pela dissolução dos minerais primários das rochas e pela razão entre a dissolução e precipitação dos argilominerais. O silício em condições de intenso intemperismo químico é lixiviado na solução do solo na forma de ácido silícico (H_4SiO_4), produzido por meio do processo de hidrólise, no pedoambiente onde a faixa do pH varia entre 3 a 8 (LUCAS, 2007).

No ambiente supergênico, em temperatura ambiente próxima a 25°C e pH 7, de acordo com Kämp, Curi e Marques (2009 b), a solubilidade da sílica amorfa é de aproximadamente 50 a 60 mg/L de Si e a solubilidade verificada para o quartzo varia entre 3 e 11 mg/L, assim, esses autores indicam, ao citarem Kittrick (1969), que "a dissolução do quartzo se inicia quando a concentração de Si em solução é menor que 3 mg/L" (KÄMP; CURI; MARQUES, 2009 b, p. 123).

Bourrié, Trolard e Freytet (2008), no entanto, apontam que a concentração da sílica em equilíbrio com o quartzo é equivalente a 6 mg SiO_2 /L. Em águas naturais com temperatura próxima de 25° C a sílica amorfa é precipitada em ambientes onde a concentração do Si é superior a 120 mg/L. Além disso, segundo esses autores, sendo o quartzo estável sob baixas

concentrações de Si na água, esse mineral permanece parcialmente preservado no pedoambiente, enquanto outros silicatos são solubilizados, fornecendo Si para a solução. Logo, minerais como as micas, por exemplo, são destruídos e parte da sílica transportada pela rede de drenagem, enquanto o quartzo se acumula de forma relativa no pedoambiente. Este mineral será dissolvido somente depois que os minerais silicatos mais solúveis forem intemperizados e o teor de Si ficar abaixo de 6 mg/L na solução do solo.

2.2.3.3 Ferro

O ferro é um elemento químico classificado como metal, pertencente à família 8 (antiga 8B) da Classificação Periódica dos Elementos Químicos e possui número atômico 26. Segundo Lucas (2007), o Fe é o quarto elemento químico mais abundante da crosta terrestre, sendo o primeiro o oxigênio, seguido do silício e alumínio.

Albarède (2011) afirma que as formas mais comuns, nas quais o ferro se apresenta na natureza são: ferro livre (Fe^0), ferro ferroso (Fe^{2+}) e ferro férrico (Fe^{3+}). De acordo com este autor, o Fe^{2+} é comumente encontrado nas rochas ígneas constituindo a rede cristalina dos minerais como o anfibólio e a biotita. O Fe^{3+} , por sua vez, pode integrar os sítios tetraédricos dos feldspatos. Para Rankama e Sahama (1954) os minerais ferríferos mais importantes das rochas ígneas, no entanto, são os piroxênios, os anfibólios e as micas ferromagnéticas. O ferro, segundo United States (1978), também pode integrar a estrutura de minerais como a magnetita (Fe_3O_4), ilmenita (FeTiO_3) e pirita (FeS_2), bem como de óxidos como a hematita (Fe_2O_3) e goethita (FeOOH), os quais são constituídas por meio de reações de oxi-redução que envolvem o Fe.

O comportamento químico do ferro no ambiente está diretamente correlacionado a algumas características específicas deste elemento, conforme United States (1978): i) a capacidade de complexar materiais orgânicos e inorgânicos que afetam sua solubilidade em solução aquosa; ii) a participação nos processos químicos de oxidação e redução; iii) os óxidos férricos hidratados são ativos na absorção de outros materiais, que podem formar coloides, transportados em suspensão no nível freático e iv) o ferro é essencial para os processos biológicos.

O íon Fe^{2+} (raio atômico 0,61 Å) apresenta características semelhantes a do íon Mg^{2+} , ao passo que o íon Fe^{3+} (raio atômico 0,55 Å) é mais semelhante ao íon Al^{3+} ; tais semelhanças podem favorecer as substituições isomórficas na estrutura dos minerais mediante a ação do

intemperismo químico.

González-Bonorino (1972) afirma que em ambiente sujeito à ação do intemperismo o ferro ferroso se oxida depois de ser liberado da rede cristalina dos minerais pelo processo de hidrólise dos minerais silicatos e se precipita como óxidos de ferro (Fe^{2+} e Fe^{3+}) no pedoambiente. Em ambiente saturado pela presença do nível freático, em estação de elevadas precipitações pluviométricas, a indisponibilidade de oxigênio proporciona a formação de um ambiente redutor, que transforma o Fe^{3+} em Fe^{2+} . O ferro ferroso, em pH levemente ácido, torna-se solúvel e pode ser transportado por grandes distância pela drenagem (KRAUSKOPF, 1972; LUCAS, 2007), caso as condições do meio permaneçam redutoras ou pode ser complexado pela matéria orgânica do solo, formando quelatos.

Entretanto, em ambiente oxidante o Fe^{2+} pode se precipitar na forma de Fe^{3+} e se acumular no solo em zonas mosqueadas na forma de óxidos de ferro (hematita e goethita) (KÄMP, CURI, 2012). Breemen e Buurman (2003) afirmam que a segregação do ferro em zonas mosqueadas ou empalidecidas é típica em paisagens de baixa declividade como na base das vertentes ou nos fundos de vales, onde é possível verificar a saturação sazonal do solo e atuação do processo de Hidromorfia. Segundo estes autores, a flutuação lateral do nível freático condiciona a instalação de um ciclo de hidratação e desidratação dos solos. Este ciclo é capaz de condicionar a mobilidade e a precipitação do ferro, formando, desse modo, as plintitas que podem evoluir para petroplintitas – caso os horizontes plínticos, passíveis de endurecimento em contato com o ar, sejam expostos à superfície devido à dissecação do relevo, ocasionada por mudanças climáticas ou processos erosivos.

Para Kämp e Curi (2012), a alternância do ciclo de umedecimento e dissecação do solo condiciona a acumulação do ferro no pedoambiente, pois este elemento, sob a influência dessas condições, pode impregnar os nódulos e ser cimentado pela sílica livre, presente na solução do solo. Por outro lado, uma pequena parte do ferro pode se associar ao Al e Si e formar novos minerais, isto é, argilominerais.

A mobilidade do ferro no pedoambiente está diretamente relacionada às condições determinadas por três fatores: i) disponibilidade de água no meio; ii) pH (sobretudo ácido) e iii) presença de agentes bióticos – seja a matéria orgânica, que ao ser decomposta forma ácidos, diminuindo o pH do solo, seja pelos microorganismo que utilizam o ferro como fonte de energia.

As investigações realizadas por Patel-Sorrentino et al. (2007), em águas drenadas de LATOSSOLOS e ESPODOSSOLOS na Amazônia Central indicam teores equivalentes a 240 a 280 $\mu\text{g L}^{-1}$ (2,4 mg/L a 2,8 mg/L) de Fe em áreas sob o domínio dos ESPODOSSOLOS e 45

a $55 \mu\text{g L}^{-1}$ ($0,45 \text{ mg/L}$ a $0,55 \text{ mg/L}$) nas águas drenadas em estação de monitoramento localizadas em LATOSSOLOS.

2.2.3.4 Alumínio

O alumínio assim como o ferro é classificado como um metal, contudo um metal representativo da família 13 (antiga 3A), que possui número atômico 13, raio iônico $0,39 \text{ \AA}$ (tetraédrico) e $0,54 \text{ \AA}$ (octaédrico) e número de oxidação +3. No universo dos elementos químicos mais comuns na composição da crosta terrestre o alumínio ocupa a terceira colocação, atrás somente do oxigênio e silício (MENEZES, 2012).

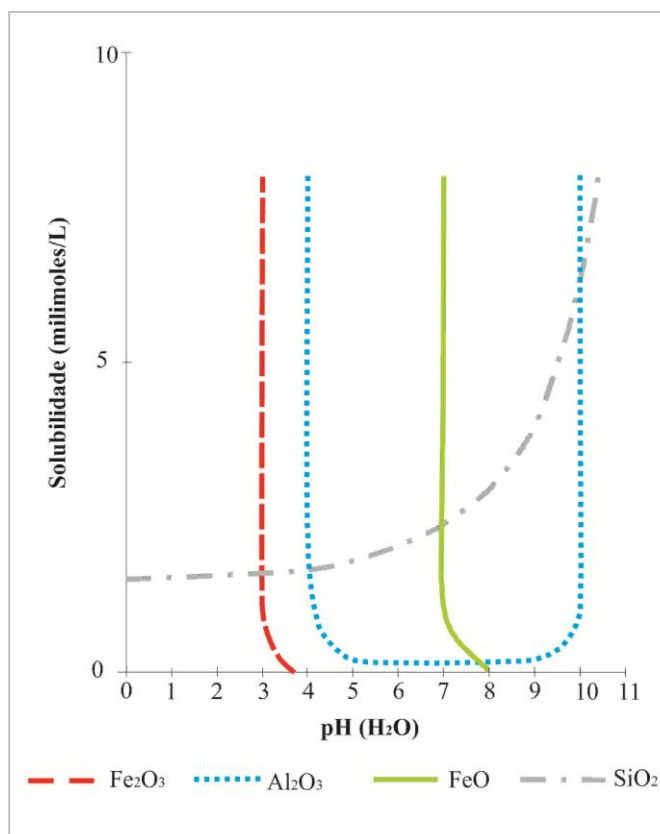
Segundo Albarède (2011), o alumínio em rochas ígneas está presente na estrutura de minerais como os feldspatos. Nas rochas sedimentares, entretanto, encontra-se na caulinita, illita e feldspato detrítico e nas rochas metamórficas pode ser verificado, principalmente, em feldspatos e micas.

O alumínio é pouco solúvel nas condições ambientais. De acordo com González-Bonorino (1972), a solubilidade do alumínio é elevada em pH inferior a 4 e superior a 9, conforme é representado no Gráfico 3. No intervalo entre estes dois valores o alumínio é pouco solúvel, até menos que a sílica. Dessa forma, no ambiente marcado pelos processos de lixiviação, enquanto os cátions básicos e a sílica livre são removidos do sistema, o alumínio permanece como elemento residual ou se precipita formando, deste modo, minerais neoformados como caulinita, esmectita ou gibbsita (LUCAS, 2007).

Lucas (2007) afirma também que a solubilidade do alumínio na solução do solo varia em função dos teores de pH e das concentrações de ligantes orgânicos e inorgânicos do meio, pois, a associação com os complexos orgânicos (quelatos) pode aumentar a mobilidade do Al.

Os teores de Al encontrados por Patel-Sorrentino et al. (2007) nas águas drenadas em LATOSSOLOS na Amazônia Central variaram entre 106 e $220 \mu\text{g L}^{-1}$. ($1,06 \text{ mg/L}$ e $2,2 \text{ mg/L}$). Contudo, nas amostras de água drenadas em ESPODOSSOLOS os teores de Al verificados variaram entre 130 a $630 \mu\text{g L}^{-1}$ ($1,3 \text{ mg/L}$ e $6,3 \text{ mg/L}$).

Gráfico 3 – Solubilidade dos elementos químicos em função do pH



Adaptado de THOMAS, 1974 apud BIGARELLA; BECKER; PASSOS, 1994

Os teores mais elevados de Al na solução de águas drenadas dos ESPODOSSOLOS podem ser explicados pelo fato de que no processo de podzolização, o qual constitui os ESPODOSSOLOS, há produção de ácidos orgânicos que diminuem o pH do solos; formação e translocação de complexos organometálicos (principalmente de Fe e Al) e precipitação inorgânica de fases mal cristalizadas de Fe, Si e Al, conforme apontam Nascimento et al. (2004). Sauer et al. (2007) afirmam que os baixos teores de pH verificados nos ESPODOSSOLOS aumentam a capacidade de destruição dos minerais primários silicatos e argilominerais, conduzindo, portanto, à liberação de Al, Fe e Si na solução dos solos, que poderão ser mobilizados e exportados.

2.2.3.5 Zircônio e Titânio

Os teores de zircônio (Zr) e titânio (Ti) verificados na crosta terrestre são quase insignificantes se comparados aos dos elementos como o silício, alumínio e ferro. No entanto, estes dois elementos apresentam propriedades singulares, que auxiliam nas interpretações

sobre a gênese e evolução das paisagens, pois são elementos que melhor resistem às ações intempéricas e, portanto, podem ser utilizados como invariantes em cálculos de função transporte ou balanço de massa.

Tanto o Zr como o Ti são definidos como metais na classificação periódica dos elementos químicos e ambos pertencem ao grupo 4 (antigo 4B). Enquanto o Ti possui número atômico 22 e estado de oxidação +2, +3 e +4; o Zr tem número atômico 40 e um único estado de oxidação (+4).

Rankama e Sahama (1954) afirmam que o Zr apresenta propriedades geoquímicas muito semelhantes às do Ti, porém o zircônio é mais raro que o titânio e, um pouco mais resistente, principalmente, quando presente no mineral zircão (COLIN; ALARCON; VIEILLARD, 1993). Fritsch et al. (2007) afirmam que o Zr, ao constituir a rede cristalina do zircão, encontra-se em frações de maior granulometria do solo (areia) e este fato contribui para sua menor mobilidade em comparação ao Ti. Para Taylor e Enggleton (2001) apud Rocha (2011), tanto o Zr como Ti podem ser utilizados como marcadores em pesquisas que analisam a genética das formações superficiais, isto é, em análises em que objetiva-se determinar se os solos se formaram a partir de materiais provenientes da rocha matriz subjacente (autóctone) ou se originaram de materiais transportados por longas distâncias (alóctone)

Entretanto, um número considerável de pesquisadores refuta a hipótese de total imobilidade do Zr e Ti diante do intemperismo. Assim, Kimura e Swindale (1967) revelam que o Zr pode ser lixiviado por queluviação, Hodson (2001) indica que a presença de teores de Zr nas águas dos rios e mares revela a existência de um ciclo do Zr e Colin, Alarcon e Vieillard (1993) afirmam que o Zr constituindo a rede cristalina do zircão pode se tornar instável em meios muito ácidos. Malengreau, Muller e Calas (1995), da mesma forma, encontraram evidências de mobilidade do Ti, quando comprovaram a presença desse elemento na forma de géis e como constituintes de minerais secundários como a caulinita. Cornu et al. (1999) também acreditam que o predomínio do Ti nas frações de menor granulometria dos solos e sua mobilização como complexo organometálico torna esse elemento mais vulnerável ao transporte particulado (Lessivagem).

Diante do exposto, pode-se concluir que, conforme Colin, Alarcon e Vieillard (1993) indicam, ao utilizar o Zr e Ti como elementos marcados e invariáveis em cálculos de balanço de massa ou função transporte, é necessário considerar, todavia, a disponibilidade desses elementos em condições de mobilidade no pedoambiente.

2.3 Transporte de matéria no pedoambiente

Duchaufour (1977) afirma que o transporte de materiais dentro do pedoambiente, assim como os processos de intemperismo e os ciclos de umedecimento/ressecamento dos solos, depende de alguns fatores ambientais observáveis em escalas diferenciadas. Em menor escala o autor cita a influência dos fatores climáticos globais, que diretamente determinam as condições de temperatura do ambiente e a sazonal oscilação do nível freático e, indiretamente, o desenvolvimento das coberturas vegetais. No entanto, em maior escala verifica-se a determinação dos fatores locais pela: i) natureza do material pedológico, que de acordo com seu grau de permeabilidade e composição mineral influencia a infiltração das águas gravitacionais precipitadas; ii) fatores topográficos, onde percebe-se, geralmente, o empobrecimento das áreas mais elevadas devido ao processo de eluviação, à medida em que as áreas deprimidas são enriquecidas e iii) condições locais de Hidromorfia (permanente ou temporária).

Os produtos do intemperismo, diante desta perspectiva, podem ser removidos do pedoambiente por meio da variação do fluxo de água gravitacional (descendente), que percola o perfil do solo ou por fluxo lateral, proveniente da oscilação sazonal do nível freático. A remoção desses produtos pode ocorrer por solução, quando os elementos mais solúveis são mobilizados e removidos do sistema pelo processo de lixiviação; ou por suspensão, quando o material coloidal particulado é translocado do horizonte eluvial (A ou E) e depositado, mediante a evaporação da água, no horizonte iluvial (B) subsequente, ou mesmo exportado na direção da rede fluvial. O processo de transporte mecânico das argilas em suspensão é definido como Lessivagem ou Argiluviação.

A intensidade do transporte de matéria no pedoambiente está diretamente relacionada aos fatores físico-químicos, sobretudo ao pH, mobilidade dos diferentes elementos químicos e fatores biológicos. Nos tópicos a seguir é realizada uma discussão mais detalhada sobre estas questões.

2.3.1 Lessivagem

O termo Lessivagem, segundo Fanning e Fanning (1989), deriva da expressão francesa *Lessive*, que em português corresponde ao verbo Lavar. Tal palavra é utilizada para designar o processo que, também conhecido como Argiluviação, refere-se ao transporte mecânico de partículas delgadas de argila ($< 0,002$ mm) em suspensão, do horizonte A ou E (eluvial) para

o horizonte B (iluvial) (FANNING; FANNING, 1989; KÄMP; CURI, 2012). QUÉNARD et al. (2011) concordam com esta definição ao afirmarem que a Lessivagem é governada pelo fluxo vertical da água no solo, ou seja, ocorre em função das águas precipitadas que percolam o perfil.

Duchaufour et al. (1970) definem a Lessivagem como um processo em que as argilas e o ferro são transportados de forma particulada em ambiente ligeiramente ácido e biologicamente ativo. Assim, este processo pode ocorrer no sentido vertical do perfil do solo (desde os horizontes de eluviação (A e E) para os horizontes de iluviação (B)), como também pode ser verificados no sentido lateral, ou seja, ao longo das vertentes. Assim, a instalação de fluxos hídricos laterais, em decorrência do aprofundamento do nível de base (VIDAL-TORRADO et al., 1999) e a flutuação sazonal do nível freático (BUENO, 2009) também podem influenciar no processo de transporte de partículas finas, tanto nos horizontes superficiais quanto nos mais profundos do pedoambiente.

Em sistema aberto, onde o substrato ou os solos apresentam teores de argila de até 30%, a influência da porosidade dos solos e alternância sazonal dos ciclos de umedecimento e secagem dos solos pode desencadear o processo de transporte de material particulado (QUÉNARD et al., 2011). De acordo com Fanning e Fanning (1989) o umedecimento dos solos após a estação seca pode conduzir a uma perturbação da fábrica destes solos e a dispersão de argilas, que por sua vez, são mobilizadas, transportadas pela drenagem e depositadas quando o fluxo de água cessa (KÄMP; CURI, 2012). O processo de Lessivagem, então, pode ser subdividido em três etapas: i) mobilização da argila no horizonte eluvial (A ou E); ii) transporte deste material particulado em suspensão e (iii) deposição das argilas no horizonte iluvionado (Bt) (QUÉNARD et al., 2011).

Tal processo, sendo primordialmente mecânico, portanto, é pouco dependente do pH e pode ser verificado até mesmo em ambientes mais básicos. Quénard et al. (2011), ao citarem WRB (2006), afirmam que as argilas tendem a flocular em ambientes cujos valores de pH são inferiores a 5, devido à alta concentração de Al^{3+} . Além disso, segundo esses autores, as interações entre os minerais de argila e a matéria orgânica desempenham um papel relevante na floculação, quando aumentam a coesão dos agregados e a hidrofobicidade e, portanto, elevam a estabilidade do solo, enquanto diminuem a mobilidade do material particulado.

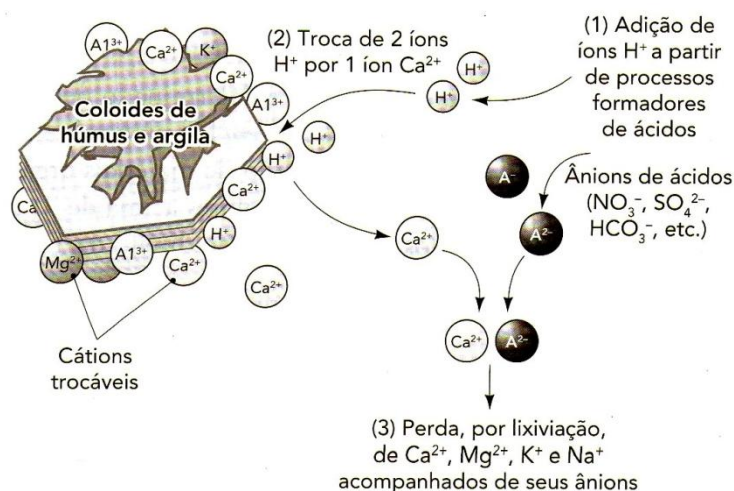
2.3.2 Lixiviação

A lixiviação pode ser definida como um processo de remoção ou subtração de elementos solúveis dos solos por dissolução através da percolação de água descendente no pedoambiente (TARDY, 1993; LOZET E MATHIEU, 1997; BRADY E WEIL, 2013).

Em ambiente com consideráveis índices pluviométricos, temperaturas elevadas, cobertura vegetal e solos com boa drenagem, a ação do intemperismo químico é bastante acentuada. Assim, quando as águas das chuvas infiltram nos horizontes dos solos, desencadeiam uma série de reações químicas no pedoambiente. A princípio, ao percolarem o perfil dos solos, as águas precipitadas reagem com a matéria orgânica, formando ácidos fracos que aumentam as concentrações dos íons H^+ no sistema, por meio de uma reação denominada de Hidrólise. Esses íons se deslocam para os pontos de carga dos coloides de argila e húmus e, neste ambiente, substituem os íons de caráter básico (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) ligados aos coloides, liberando-os, então, na solução (Figura 2).

Lepsch (2011) afirma que a lixiviação dos cátions básicos do solo também ocorre mediante a introdução de ânions ácidos na solução do solo, que para manter a neutralidade do sistema requerem a presença dos cátions básicos. Dessa forma, segundo o autor, quando há percolação da água no pedoambiente, os ânions juntamente com os cátions solúveis são lixiviados e transportados para o nível freático.

Figura 2 – Processo de Lixiviação



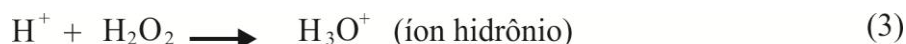
Fonte: Adaptado de BRADY, 1989.

O processo de Lixiviação pode liberar, além dos cátions básicos e ânions ácidos, também íons Fe^{2+} e o ácido silícico $[Si(OH)_4]$ no pedoambiente. No entanto, elementos pouco

solúveis nas condições físico-químicas que prevalecem na superfície (adsorvidos ou na estrutura dos minerais) como Al, Fe^{3+} , Ti e Zr se acumulam de forma residual no perfil do solo. Assim, de acordo com Lepsch (2011) esta condição favorece a formação dos óxidos de Al e Fe, como a gibbsita, hematita e goethita, bastante comuns em solos bem drenados das regiões tropicais úmidas.

2.3.2.1 Fator físico-químico: pH

As substâncias que em meio aquoso liberam íons de H^+ foram definidas, em 1884, por Arrhenius, como ácidos. Para este autor as bases referem-se às substâncias que em solução dissociam e liberam íons de OH^- (GONZÁLEZ-BONORINO, 1972). Alguns estudiosos, no entanto, discordam desta definição porque ela não satisfaz todas as condições de formação de ácidos e bases. De acordo com Sousa, Miranda e Oliveira (2007), Brønsted e Lowry (1923) afirmaram que a reação ácido-base refere-se à condição de transferência de prótons, em que o ácido seria a espécie química que doaria os prótons e a base seria aquela que recebe tais elementos. Este processo, de acordo com González-Bonorino (1972), pode ser representado pela seguinte equação:



Assim, os ácidos e bases podem ser classificados em forte, moderado ou fraco mediante seu grau de ionização, ou seja, por sua capacidade em doar ou receber prótons. Quanto maior o grau de ionização de um ácido mais forte ele pode ser considerado.

A concentração de íons de H^+ e OH^- na solução do solo, dessa forma, determina o grau de acidez ou alcalinidade de um ambiente. Segundo Lepsch (2011), os solos de regiões úmidas, devido à disponibilidade maior de água no sistema, apresentam teores mais elevados de acidez, ao passo que, em regiões áridas, os solos são neutros ou alcalinos. Brady (1989) e Costa (2004), também ao discorrerem sobre esta temática, afirmam que a acidez do solo está diretamente correlacionada às concentrações de íons de H^+ e Al^{3+} associados aos argilominerais e húmus do solo.

O principal fator que influencia no aumento da acidez do solo é a lixiviação de cátions de caráter básico, ao mesmo tempo em que se verifica o aumento da concentração dos cátions ácidos (H^+ e Al^{3+}). Fatores como o acúmulo de matéria orgânica no solo, intemperização dos

minerais, com consequente liberação de íons Al^{3+} da estrutura cristalina dos minerais para os sítios de troca e oxidação do nitrogênio e enxofre também podem influenciar na elevação da acidez do sistema.

Brady e Weil (2013) afirmam que o acúmulo da matéria orgânica no solo tende a acidificá-lo, ao formar complexos solúveis com os cátions básicos, potencializando assim o processo de lixiviação e, também porque na estrutura da matéria orgânica há grupos fenólicos, carboxílicos e, principalmente, alcoóis (SOUSA; MIRANDA; OLIVEIRA, 2007) que ao se dissociarem liberam íons H^+ . Estes autores debatem ainda que os íons Al^{3+} liberados da rede cristalina dos minerais elevam os índices de acidez, pois possuem forte tendência para se hidrolisarem, separando as moléculas da água em H^+ e OH^- . Portanto, um único íon Al^{3+} é capaz de liberar 3 íons H^+ para a solução do solo. No que se refere aos processos de oxidação e redução, os autores afirmam também que na oxidação, geralmente, há liberação de íons H^+ como produtos da reação, no entanto, na redução verifica-se uma tendência para o consumo dos íons H^+ , promovendo, portanto, a elevação de pH do solo.

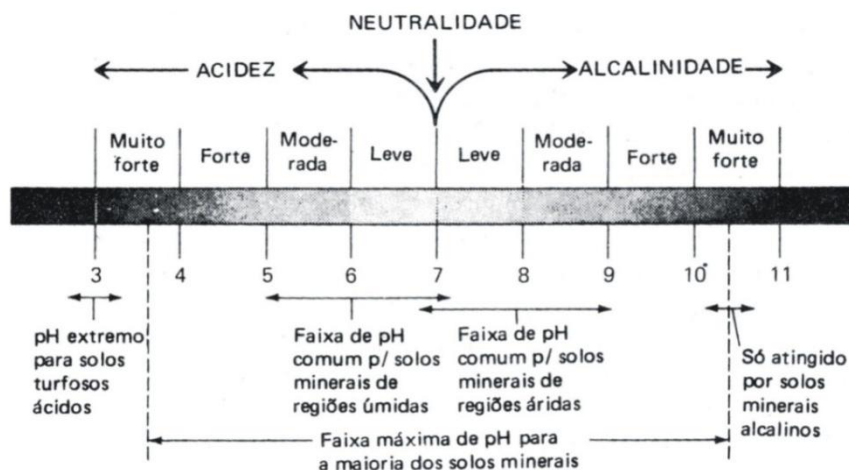
Sousa, Miranda e Oliveira (2007) argumentam que a acidez ou alcalinidade de um solo é diagnosticada pela mensuração de seu pH, a qual indica a concentração de íons H^+ em suspensão na solução de solo e água ou cloreto de potássio (KCl).

O dinamarquês Peter Lauritz Sørensen, em 1909, definiu a escala de pH (variável entre 0 e 14). Este termo refere-se ao potencial Hidrogeniônico (pH) e, foi definido a partir do cálculo do logaritmo (base 10) do inverso da concentração de H^+ (HYPOLITO; ANDRADE; EZAKI, 2011; LEPSCH, 2011). Como indica a equação seguinte:

$$\text{pH} = \log 1 / [\text{H}^+] \text{ ou } \text{pH} = -\log [\text{H}^+] \quad (4)$$

A Figura 3 representa a escala de variação do pH dos solos. Ao observá-la pode-se inferir que o pH dos solos varia entre 3 (solos turfosos ácidos) e 11 (solos minerais alcalinos). O pH igual a 7 indica um solo neutro, onde existe um equilíbrio entre íons H^+ e OH^- na solução. Valores inferiores a 7 indicam uma condição ácida e valores maiores que 7 referem-se a condições básicas. A faixa de pH comum para os solos das regiões tropicais úmidas varia entre 5 e 7, assim, os solos apresentam uma acidez leve ou moderada. Nestes solos, segundo Sousa; Miranda e Oliveira (2007), há predominância de argilominerais do tipo 1:1 (caulinita) e óxidos de Fe e Al (hematita, goethita, gibbsita) na fração argila.

Figura 3 – Escala de variação do pH no solo



Fonte: BRADY, 1989.

2.3.2.2 Fatores biogênicos

Lucas (2007) afirma que, em geral, os pesquisadores interessados nas questões de gênese e evolução das coberturas pedológicas e relevo, conhecem bem as discussões acerca do conteúdo geoquímico, todavia, as questões que se referem à ação biológica ou bioquímica dos solos ainda são pouco difundidas. Assim, os fatores biogênicos, que interferem na ação da lixiviação e, por conseguinte, no processo de intemperismo químico, envolvem os microorganismos que vivem no pedoambiente e a matéria orgânica.

Berthelin (2007) afirma que microorganismos anaeróbicos e aeróbicos (bactérias e fungos) utilizam os elementos disponíveis do solo para executar suas funções básicas, tais como respiração e alimentação e, como produtos das reações destas funções, substâncias ácidas podem ser produzidas. Em solução na água, os ácidos percolam o perfil do solo desenvolvendo um importante papel nos processos de mobilização e translocação de alguns dos elementos que constituem a rede cristalina dos minerais das rochas.

A matéria orgânica, segundo Costa (2004), refere-se à fração orgânica dos solos que provém da decomposição de organismos vegetais e animais existentes no solo. Ao se decompor, ela pode gerar ácidos, capazes de diminuir o pH do meio e, consequentemente, potencializar a remoção de elementos químicos do sistema. Todavia, os compostos orgânicos dos solos podem também se associar aos íons metálicos e formar quelatos, que interferem na mobilização de elementos como o ferro e alumínio (BRADY, 1989).

Para Silva e Mendonça (2007), a formação de quelatos nos solos trata-se de uma

reação de equilíbrio entre um íon metálico e um agente complexante orgânico, que por meio de diversas ligações químicas, formam uma estrutura semelhante aos anéis. Segundo estes autores, o Fe^{3+} e Al^{3+} são os íons metálicos que possuem maior habilidade em formar quelatos com os compostos orgânicos dos solos

Por fim, Lepsch (2011) afirma que uma série de ácidos biogênicos combina-se no pedoambiente a fim de acelerar o processo de intemperização do solo. Incluem-se, assim, tanto os ácidos orgânicos constituídos nos horizontes superficiais, ou seja, na rizosfera, quanto os ácidos orgânicos produzidos em maior profundidade no solo, como: o ácido sulfúrico, o qual é proveniente da oxidação microbiana de sulfetos; o ácido nítrico, advindo da oxidação microbiana do nitrogênio mineral e o ácido carbônico formado, principalmente, pelo processo de respiração das raízes de plantas e micróbios.

2.4 Processo de pedogênese

De acordo com o que foi tratado até aqui, pode-se concordar com Fonseca (2010), que a formação dos solos seja, talvez, a consequência mais importante do intemperismo, sobretudo do químico. O processo de formação dos solos, assim, é denominado como pedogênese ou gênese dos solos (KÄMP; CURI, 2012).

Os solos podem ser percebidos como um corpo natural dinâmico composto de minerais e sólidos orgânicos, gases, líquidos e organismos vivos, cujas propriedades resultam de interligações estabelecidas entre o clima e organismos vivos, que atuam sobre a rocha matriz, sendo, dessa forma, condicionados pelo relevo em determinados períodos de tempo (BRADY; WEIL, 2013).

Para Viera (1988), o solo é um produto da atuação conjunta dos agentes do intemperismo sobre os restos minerais depositados e enriquecidos de detritos orgânicos. Assim, os agentes do intemperismo, nesta perspectiva, são responsáveis pela decomposição das rochas e, a consequente, formação do solo.

Nesta perspectiva, o regolito é a camada superior da rocha matriz em decomposição. Trata-se, portanto, de um material, muitas vezes, descontínuo e não consolidado das rochas intemperizadas e das formações superficiais, que embora apresente algumas características da estrutura da rocha matriz (fragmentos da rocha desintegrada) em maiores profundidades, pode ser facilmente revolvido (FANNING; FANNING, 1989; LOZET; MATHIEU, 1997; BRADY; WEIL, 2013). O regolito é constituído pelo conjunto de horizontes do saprolito

(horizontes C e BC) e *solum* (horizontes A, E e B).

O saprolito (termo grego que significa “rocha podre”) refere-se ao material da base do perfil de alteração. A consistência do saprolito é macia, friável e a textura pode ser grossa ou fina. Trata-se, portanto, de um material, que embora mantenha algumas propriedades e características da rocha matriz, apresenta boa porosidade (TARDY, 1993; BRADY; WEIL, 2013).

O *solum*, todavia, trata-se da parte superior do perfil do solo, onde se verifica a maior atuação das forças do intemperismo (COSTA, 2004; BRADY; WEIL, 2013). Com a intensificação das ações intempéricas, a rocha matriz e o saprolito são profundamente intemperizados, desenvolvendo, portanto, uma frente de pedogênese e consequentemente, o *solum* (solo propriamente dito).

Segundo Castro (2010), quando a pedogênese se instala, a porosidade aumenta em consequência das perdas e transformações dos constituintes minerais das rochas e da atuação da atividade biológica (pedoturbação). O primeiro fator desencadeia o processo de pedoplasmação, ou seja, transformações estruturais ocorridas por meio da pedogênese, que levam à formação de um novo plasma (caulinítico, goethítico ou hematítico) e agregados dos solos (TARDY, 1993; LOZET; MATHIEU, 1997; CASTRO, 2010).

A pedoturbação, por sua vez, de acordo com Vieira (1988), compreende os processos de modificação do solo desenvolvidos por organismo vivos. Entretanto, Fanning e Fanning (1989) afirmam que além dos processos biológicos, a pedoturbação pode ocorrer também por processos físicos, tais como: o congelamento e degelo e a expansão e retração de argilas, que homogeneízam os horizontes do perfil do solo.

Estes autores subdividem a pedoturbação em: i) **faunapedoturbação**, processo em que a mistura dos horizontes dos solos é feito pela fauna (formigas saúvas, cupins, minhocas etc.); ii) **argilopedoturbação**, expansão e retração de argila diante do ciclo sazonal de umedecimento e secagem dos solos; iii) **floralpedoturbação**, mistura das camadas de solos promovida pelas raízes das plantas; iv) **criopedoturbação**, processo em que os solos são revolvidos devido à atuação do ciclo de gelo e degelo; e v) **antropedoturbação**, pedoturbação dos solos promovida pelas atividades humanas.

2.4.1 Relações de filiação vertical entre solum e a rocha subjacente

Pesquisadores como COLLINET (1969), RQUIER (1969), SEGALIN (1969),

AB'SÁBER (1979), LUCAS; BOULET; CHAUVEL (1990) e BRAUCHER et al. (2004), em diversas regiões do globo, em épocas pretéritas e na atualidade, trabalharam e continuam a trabalhar em busca de informações que possam explicar as relações de filiação entre os materiais do solo e a rocha subjacente.

Espindola (2010) afirma que alguns critérios empregados para identificar a gênese dos materiais pedológicos referem-se às análises de: i) frações e subfrações granulométricas dos solos; ii) distribuição de minerais resistentes e relações entre seus teores no perfil; iii) morfoscopia das areias; iv) análises de química total, entre outras. Este autor, entretanto, não mencionou as análises da concentração de isótopos cosmogênicos dos elementos químicos como o ^{10}Be , que representa um grande avanço nas investigações genéticas dos materiais pedológicos.

As investigações acerca das relações de filiação entre os materiais do solo e a rocha subjacente, geralmente, baseiam-se em hipóteses formuladas a partir de estudos realizados em Linhas de Pedra⁶, conforme pode ser verificado em algumas revisões realizadas por pesquisadores no Brasil, tais como, Ab'Saber (1962); Hiruma (2007) e Santos et al. (2010). Cruz (2006) ressalta que nem sempre os horizontes do solo, que recobrem as Linhas de Pedra apresentam a mesma filiação genética desta. Isto é, há casos, por exemplo, em que as Linhas de Pedra podem se formar a partir de materiais autóctones e os horizontes do solo sobrepostos a elas sejam, entretanto, provenientes de materiais coluviais ou aluviais.

Assim, entre as hipóteses de relações genéticas dos constituintes do solo e o substrato rochoso, existem aquelas que objetivam explicar a formação das Linhas de Pedra segundo o paradigma autoctonista e há outras que apontam explicações baseadas no paradigma aloctonista.

Entre as hipóteses autoctonista cita-se, primeiramente, a **ação biológica**, pois, as formigas, as térmitas e as minhocas são capazes de transportar materiais finos do solo para as profundidades mais superficiais, ao passo em que os materiais mais grosseiros, que constituem as Linhas de Pedra podem se acumular abaixo desse material fino bioturbado.

Segundo Ab'Saber (1962) esta hipótese foi principalmente defendida no Brasil pelo pesquisador francês Cailleux (1957), o qual baseou-se em pesquisas realizadas na África para tentar explicar a gênese das Linhas de Pedra.

De acordo com Hiruma (2007), o pesquisador Aloni (1975) também estudou a origem das Linhas de Pedra no Alto Shaba na África, segundo os relatos deste autor nesta região

⁶ Horizonte constituído por fragmentos grossos, residuais da alteração química, que podem marcar o limite entre o *solum* e o saprolito (HIRUMA, 2007).

existem cupinzeiros que normalmente atingem 5 m de altura e 10 a 12 m de diâmetro, então, depois de abandonados, esses cupinzeiros são facilmente erodidos e os materiais erodidos destas estruturas passam a recobrir a superfície do solo subjacente. Essa hipótese que explica a origem autóctone das Linhas de Pedras se restringe a ambientes com condições bastante específicas, sendo difícil de ser verificada, nesta escala, em outras regiões do globo.

Em seguida, cita-se a hipótese do **estado de equilíbrio** para explicar a formação *in situ* das Linhas de Pedra, uma vez que, os processos geomorfológicos e pedológicos atuais podem promover a alteração de veio de quartzo e o deslocamento do material intemperizado ao longo da vertente, isto é, desde o interflúvio até o talvegue (RIQUIER, 1969; SANTOS et al., 2010).

A hipótese do **desenvolvimento local**, por sua vez, explica a formação autóctone das Linhas de Pedra a partir das oscilações climáticas, em que se verifica a desagregação proveniente dos veios de quartzo mediante as variações de temperatura e pluviosidade ocorridas entre as estações secas e úmidas

Por fim, os **processos geoquímicos** ou **intemperismo residual** também podem ser utilizados para decifrar a origem dos materiais pedológicos. Segundo os princípios desta hipótese, as reações de dissolução química, hidrólise e oxi-redução condicionariam a erosão seletiva dos elementos químicos e o transporte particulado de materiais finos na medida em que os materiais com textura mais grossa se acumulariam relativamente no pedoambiente. As Linhas de Pedra, dessa maneira, seriam originadas a partir de produtos residuais do intemperismo, em que os materiais finos seriam transportados por suspensão e os materiais de granulometria maior se acumulariam residualmente no perfil do solo.

Lucas, Boulet e Chauvel (1990) ao estudarem as coberturas ferralíticas na Amazônia brasileira, atribuíram às Linhas de Pedra uma origem autóctone derivada da intemperização química da rocha matriz e o avanço de frentes de transformação dos solos, as quais intensificaram o transporte seletivo do material fino e acumulação do material grosseiro. Lecomte (1988), citado por Hiruma (2007), afirma que a origem autóctone das Linhas de Pedra também pode ser explicada, além da atuação do intemperismo químico seletivo, pela ação do movimento diferencial e lateral dos elementos químicos por meio do processo de transporte mecânico como a Lessivagem ao longo da zona de flutuação do nível freático.

Por outro lado, entre as hipóteses que explicariam a origem alóctone das Linhas de pedra cita-se, em primeiro lugar, o transporte de materiais em superfície ocasionado pela sucessão de diversas fases climáticas (ora seca, ora úmida) denominada **paleopavimentação detrítica**. Esta hipótese, que foi bastante defendida por pesquisadores brasileiros como

Ab'Saber (1962) e Bigarella, Mousinho e Silva (1965), explica a formação das Linhas de Pedras mediante o "enriquecimento relativo de fragmentos grossos pela perda das frações mais finas em superfície, seguido por uma deposição de material fino por processos variados (...)" (HIRUMA, 2007, p. 54).

O pavimento detrítico, dessa forma, seria capaz de documentar uma fase em que se verifica a dominância de processos mecânicos de morfogênese em períodos climáticos secos e áridos (resistasia) e outra fase na qual se verifica a atuação dos processos de intemperismo químico na atuação da pedogênese, em períodos de clima úmido (AB'SABER, 1962; QUEIROZ NETO, 1997).

Em segundo lugar, cita-se a hipótese da **inversão de materiais**. Esta hipótese desenvolvida por Segalen (1969), após estudos realizados na África (HIRUMA, 2007), indica que na zona tropical o recuo erosivo das vertentes, por abaixamento do nível de base, diante da atuação da frente de intemperismo provocaria uma inversão do relevo, isto é, os materiais de maior granulometria, dispostos na superfície seriam rebaixados pelos processos erosivos e soterrados por materiais de granulação mais fina (SANTOS et al., 2010).

Ressalta-se, por fim, que nas últimas décadas os estudos acerca da gênese dos materiais dos solos conquistaram um relevante avanço com o advento da técnica de análises da concentração isótopos cosmogênicos, utilizando elementos como o ^{10}Be nos fragmentos de quartzo para datação de veios de quartzo (BRAUCHER et al., 2004). Estudos utilizando esta técnica demonstraram que muitas das Linhas de Pedras no Brasil possuem origem autóctone (SANTOS et al., 2010).

2.5 Processos maiores de intemperismo e pedogênese nos meios tropicais úmidos

Bueno e Nascimento (2002) ao citarem Fritsch e Melfi (1996) afirmam que os solos e alteritas das regiões intertropicais úmidas são produtos de três vias principais de alteração e pedogênese, as quais são denominadas como: Laterização, Hidromorfismo e Podzolização. Estas grandes vias são descritas em detalhe nos tópicos seguintes.

2.5.1 Laterização

A Laterização é comumente associada ao principal processo de formação de solos nas

regiões intertropicais úmidas (BOQUIER, MULLER e BOULANGE, 1984; FANNING e FANNING, 1989; TARDY, 1993 e MICHELON, 2011). No entanto, autores como McFarlane (1976) e Bigarella, Becker e Passos (1994) afirmam que a definição para este termo é extremamente difícil, uma vez que, por um longo período, parece não ter existido um consenso entre os estudiosos deste assunto quanto ao uso exato dessa palavra. Tardy (1993), assim como Breemen e Buurman (2003), afirma que as várias escolas de ciências do solo utilizam diferentes termos (bauxita⁷, plintitas⁸, ferricretes⁹, duricrust¹⁰, carapaças¹¹ e couraças¹²) para designar materiais associados à Laterização, o que pode desencadear certa confusão entre os vocábulos.

O termo Laterita (do latim *Later* = tijolo) foi originalmente utilizado por Buchanan, em 1807, após investigar os materiais superficiais das províncias de Mysore, Kanabar e Malabar na Índia. Nestes sítios de estudo, Buchanan encontrou um tipo de material pedológico de coloração avermelhada, que era facilmente cortado na forma de blocos, contudo, ao ser exposto às condições atmosféricas, tornava-se irreversivelmente endurecido. Estes materiais, desta forma, tinham grande utilidade na construção civil, sendo regionalmente denominados como “*terras de tijolos*” (TARDY, 1993).

Ferrari (1996) afirma que, tempos depois, Buchanan também descobriu um material que se encontrava endurecido no perfil do solo, mesmo sem contato com o ar, o qual foi denominado como “*brickstone*”, ou seja, rocha tijolo. Diante dessa descoberta, aquele autor, afirma que a propriedade de “*dureza absoluta*” conquistou enorme popularidade entre alguns membros da comunidade científica, os quais passaram, então, a definir as Lateritas somente como materiais endurecidos ou, o que se caracteriza atualmente, por couraças. Neste contexto, surge a corrente de pesquisa que classifica os materiais lateríticos como formações rochosas particulares (SCHELLMAN, 1982 apud HERBILLON e NAHON, 1985). No entanto, tempo depois, um novo paradigma, estruturado na concepção de que os materiais friáveis lateríticos

⁷ Minério de alumínio formado pelo processo de Ferralitização (Laterização). Seus principais componentes são os minerais de alumínio (gibbsita, boehmita, diásporo e corindo) e minerais de ferro (goethita e hematita) (BREEMEN e BUURMAN, 2003).

⁸ Material rico em sesquióxidos de Fe e Al, originalmente macio, mas que ao ser exposto à atmosfera endurece irreversivelmente, transformando-se em concreções ou petroplintitas (BIGARELLA; BECKER, PASSOS, 1994).

⁹ De acordo com Ferrari (1996) trata-se do termo adotado pela escola francesa para designar perfis Lateríticos com couraças.

¹⁰ Termo genérico para designar crostas superficiais resultantes do processo de intemperismo da rocha e formação de solos (FANNING e JEJE, 1983).

¹¹ Acumulação ferruginosa rica em caulinita, goethita e hematita, e alguma proporção de quartzo. Pode ser definida como uma formação endurecida intermediária ao horizonte mosqueado e a couraça (TARDY, 1993).

¹² Acumulação endurecida e cimentada da alteração ferralítica das rochas, rica em sesquióxidos de ferro (hematita e goethita) com algumas proporções de caulinita, quartzo e gibbsita ocasionada pela lixiviação química diferencial (LOZET e MATHIEU, 1997 e MILLOT, 1964 apud BIGARELLA; BECKER; PASSOS, 1994).

são produtos de processos pedológicos, conquistou novos adeptos.

Diante desta discordância de perspectiva, Vieira (1988) e Fanning e Fanning (1989) apontam que a tendência entre alguns pesquisadores é utilizar o termo Lateritização para designar apenas o processo de gênese da Laterita *stricto sensu*, ou seja, o processo em que ocorre a redução e translocação (mediante a flutuação do nível freático) do ferro ferroso (Fe^{2+}), posterior precipitação e acumulação do ferro férrico (Fe^{3+}), por oxidação, produzindo as plintitas (KÄMP; CURI, 2012), e no ambiente em que estas plintitas entram em contato com o oxigênio, pode haver um endurecimento irreversível deste material constituindo, assim, as petroplintitas ou couraças.

O termo Latossolização, por sua vez, designaria o conjunto de processos que levaria à formação dos Latossolos. Para Tardy (1993), no entanto, o termo Laterita designa todos os materiais friáveis ou endurecidos que constituem tanto os horizontes superficiais como também os horizontes mais profundos dos solos, do ambiente atual ou remanescente de paleoambientes tropicais. Nesta perspectiva a Laterita *sensu lato*, portanto, englobaria tanto bauxitas, *ferricretes*, *duricrusts* de ferro e alumínio, nódulos, carapaças, couraças e pisolitos como igualmente as plintitas e demais horizontes dos Latossolos (TARDY, 1992).

Nesta dissertação segue-se a corrente de pensamento que defende o uso do termo Laterita no sentido mais amplo, ou seja, que inclui todos os tipos de produtos do intemperismo das associações minerais no ambiente tropical (TARDY, 1992; FERRARI, 1996), não se restringindo, portanto, apenas aos materiais endurecidos ou passíveis de endurecimento. Diante do exposto, caracteriza-se a Laterização como um processo pedogenético responsável pela intensa lixiviação dos elementos alcalinos, alcalinoterrosos e sílica livre do pedoambiente tropical de drenagem livre e pH moderadamente ácido, bem como uma consequente acumulação de óxidos de ferro e alumínio.

Nas regiões tropicais úmidas, onde há elevadas temperaturas, sazonalidade climática (estações seca e úmida) bem definida, índices pluviométricos superiores ao da evapotranspiração em considerável período do ano hidrológico e pH levemente ácido, verifica-se um ambiente propício à intensa ação do intemperismo químico. Vieira (1988) aponta que, diante destas condições, há uma rápida separação dos cátions básicos no pedoambiente, que no decorrer da estação chuvosa, podem ser eliminados na drenagem, caso esta seja livre. Dessa forma, a mobilização destes cátions condiciona a uma neutralidade (pH =7) do meio, pelo menos no início do processo.

Kämp e Curi (2012) afirmam também que, neste ambiente, há uma intensa degradação da matéria orgânica e, assim, nos solos ocorre uma predominância do ácido carbônico (ácido

mais fraco e não complexante) capaz de manter o pH do solo em níveis superiores a 5. Nesta faixa de pH, portanto, a solubilidade da sílica é maior que a dos óxidos de Fe e Al (Gráfico 3). Este fato possibilita a lixiviação dos cátions básicos e parte da sílica solúvel por meio do processo de hidrólise e, conseqüentemente, uma acumulação relativa de Fe e Al no sistema (HERBILLON e NAHON, 1985).

Bigarella, Becker e Passos (1994) indicam que na frente de intemperismo, o pH varia entre 8 a 10, neste intervalo o Fe é relativamente imóvel, o que faz com que se precipite na forma de géis $\text{Fe}(\text{OH})_3$ e evolua para formas cristalizadas como a hematita e goethita.

É por meio do processo de hidrólise que o silício, na forma de sílica solúvel e o alumínio, como íon, podem ser removidos da estrutura cristalina dos minerais primários. Após liberados na solução do solo, tais elementos podem se recombinar e constituir as argilas silicatadas, como afirma Lepsch (2011). Assim, nos sistemas semi-abertos, quando a hidrólise é parcial, ocorre uma dissolução incongruente no pedoambiente, em outras palavras, os elementos alcalinos e alcalinoterrosos podem ser totalmente lixiviados, bem como parte da sílica livre dos minerais silicatados. A quantidade de Si que permanece no sistema tende, então, a se recombinar com os íons de alumínio neoformando minerais secundários ou argilominerais do tipo 1:1, como é o caso da caulinita. Além disso, verifica-se também uma concentração do quartzo como mineral primário.

Todavia, em sistemas bem drenados a sílica livre e os cátions solúveis são totalmente lixiviados, ocasionando, assim, a precipitação e concentração residual (ou concentração relativa de acordo com BOQUIER; MULLER; BOULANGE, 1984) do Fe e Al, formando óxidos (hematita, goethita e gibbsita) (MELFI; PEDRO, 1977 e TARDY, 1992).

Bigarella, Becker e Santos (1994) ao citar Maignien (1956) sintetizam que as formações lateríticas podem se caracterizar pela intensa ação do intemperismo químico no substrato (materiais bastante intemperizados), ocasionando a perda de bases e sílica livre no sistema (processo de dessilicatização); pela acumulação residual de Fe e Al, assim como dos elementos mais resistentes como Zr, Ti e Th; pela neoformação de argilominerais como a caulinita; pelos complexos adsorventes insaturados (a drenagem livre condiciona a intensa lixiviação dos cátions básicos) e marcante tendência do meio a apresentar índices de pH moderadamente acidificados.

O processo de formação das plintitas se resume: i) na mobilização do ferro ferroso (Fe^{2+}) em ambiente redutor; ii) transporte do Fe^{2+} em solução; e iii) precipitação e acumulação do ferro férrico (Fe^{3+}) em condições oxidantes, que é depositado na zona de oscilação lateral do nível freático (KÄMP; CURI, 2012 e BIGARELLA; BECKER; PASSOS, 1994).

A alternância sucessiva entre os períodos de umedecimento e ressecamento do pedoambiente com horizontes mosqueados e plintitas pode desencadear a gênese e evolução de materiais endurecidos (couraças). As couraças, portanto, são formadas a partir da concentração absoluta e precipitação do Fe^{3+} em condições oxidantes (BOQUIER; MULLER; BOULANGE, 1984), que pode ser cimentado pela impregnação da caulinita remanescente e formar, portanto, os óxidos de Fe (hematita, goethita) (KÄMP; CURI, 2012).

O processo de formação das plintitas, deste modo, pode ser verificado em condições relativamente recentes ou atuais, no entanto, a formação das couraças é bastante lenta e demanda uma sucessão cronológica de extensos períodos geológicos (BIGARELLA; BECKER; PASSOS, 1994 e KÄMP; CURI, 2012).

2.5.2 Hidromorfismo

O Hidromorfismo refere-se ao processo de saturação permanente ou sazonal dos solos devido à estagnação da água, ocasionada pelas condições de má drenagem e oscilação do nível freático em resposta à variação das estações climáticas ao longo do ano (VIEZER, 1983). Pode ocorrer, portanto, nas áreas mais baixas do terreno ou em depressões localizadas (RESENDE et al., 2002; ROSOLEN, HERPIN e MELFI, 2007; SILVA NETO, 2010).

De acordo com Resende et al. (2002), o excesso de água no solo proporciona a instalação de um ambiente de aeração deficiente onde a decomposição da matéria orgânica se torna mais lenta e, conseqüentemente, é acumulada no pedoambiente.

Rosolen, Herpin e Melfi (2007) afirmam que nos solos com matéria orgânica – quando saturados por água – instalam-se condições propícias para o desenvolvimento de um ambiente redutor. Nesse ambiente, o Fe^{3+} (hidróxido insolúvel), por exemplo, é reduzido para a forma Fe^{2+} (cátion solúvel), que em solução pode ser mobilizado e transportado pela drenagem. A concentração desse elemento na solução do solo varia em função do pH, uma vez que o processo redox envolve a produção e consumo de íons H^+ (BREEMEN; BUURMAN, 2003), além de estar em função do teor da matéria orgânica, do conteúdo e reatividade dos óxidos de ferro no solo e atividade microbiana (SILVA NETO, 2010; KÄMP; MARQUES; CURI, 2012).

A mobilização e exportação do Fe^{2+} condicionam a formação de um horizonte glei de cor neutra ou próxima de neutra (EMBRAPA, 2006). Todavia, quando esses íons solúveis são depositados, por meio da flutuação do nível freático, em ambientes onde ocorre

disponibilidade de O₂, eles passam por um processo de reoxidação e, conseqüentemente, são precipitados, formando, assim, mosqueados (manchas) de cores vivas, os quais podem evoluir para plintitas (ROSOLEN, HERPIN E MELFI, 2007).

O processo de gleização, deste modo, proporciona a formação de solos denominados pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006) como GLEISSOLOS. Estes, por sua vez, são conceituados como “solos hidromórficos, constituídos por material mineral, que apresenta horizonte glei até 150 cm da superfície, situado logo abaixo do horizonte A, E ou horizonte hístico” (EMBRAPA, 2006, p.80).

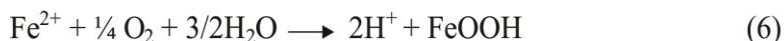
O Hidromorfismo, entretanto, pode desencadear, além da gleização, outro processo genético de formação dos solos, denominado por Brinkman (1970) como Ferrólise. Tal processo, de acordo com este autor, caracteriza-se por incluir um conjunto de reações de permutas catiônicas envolvendo o Fe, sob a influência de ciclos sazonais de redução e oxidação. Sendo assim, a Ferrólise proporciona a lixiviação de bases e sílica livre e degradação dos minerais de argila em ambiente acidificado.

O processo de protonação das argilas e desintegração dos argilominerálias é utilizado por Brinkman (1970) como uma justificativa para diferenciar a Ferrólise da Gleização e Lessivagem. Além disso, segundo este autor, a Ferrólise distingue-se da Podzolização por ser dependente das condições sazonais de redução do ferro.

BARBIERO et al. (2010) afirmam que, em "sistemas abertos", a precipitação sazonal das chuvas provoca ciclos de redução e oxidação do Fe. Durante a estação chuvosa, pode-se verificar em determinados pedoambientes uma saturação dos solos, onde se instala um ambiente de condições anaeróbicas. Nestas condições, a indisponibilidade de O₂ faz com que os microorganismos decompositores da matéria orgânica utilizem o Fe como um agente oxidante (RANST; CONINCK, 2002). Diante deste contexto, o ferro férrico (Fe³⁺) é reduzido a ferro ferroso (Fe²⁺), obedecendo à seguinte equação:



O ferro ferroso, sendo um cátion solúvel, é assim facilmente mobilizado e transportado na zona de flutuação do nível freático, além disso, nestas condições os íons Fe²⁺ são capazes de deslocar as bases da superfície de troca dos minerais (BRINKMAN, 1970). Quando se instala o ciclo de secagem do solo, o Fe²⁺ ao entrar em contato com o O₂ se oxida, hidrolisa e precipita-se, novamente, na forma de ferro férrico (Fe³⁺), conforme a reação (KÄMP; CURI, 2012):



No produto desta reação há, portanto, a liberação de íons H^+ , que são responsáveis por diminuir o pH do meio e por deslocar cátions da estrutura cristalina dos minerais de argila. A ligação entre os íons H^+ e a argila é instável, dessa forma, no decorrer de poucos dias os íons H^+ ligados às argilas são substituídos por íons Al^{3+} . A ligação entre o Al^{3+} e a argila, por sua vez, forma argilas estáveis e saturadas com Al trocável (BREEMEN; BUURMAN, 2003).

No próximo ciclo de umedecimento do solo, o ferro férrico acumulado no solo sofre nova redução e, o ferro ferroso pode, então, deslocar os íons Al^{3+} e parte da sílica da estrutura cristalina dos minerais de argila, destruindo parcialmente estes minerais. Neste contexto, segundo Breemen e Buurman (2003), a acidez do pedoambiente tende a diminuir e, dessa forma, o Al^{3+} pode se hidrolisar e precipitar como $\text{Al}(\text{OH})_3$, para em seguida se polimerizar na forma de gibbsita ($n[\text{Al}(\text{OH})_3]$).

A sucessão entre os ciclos de umedecimento e secagem dos solos e a intensificação do processo de Ferrólise, desencadeia, assim, uma forte diferenciação textural nos horizontes dos solos com a destruição dos minerais de argila e acumulação de minerais mais resistentes como o quartzo. Mafra et al. (2001), Bortoluzzi, Pernes e Tessier (2008), Kämp e Curi (2012), diante do exposto, afirmam que a dissolução das argilas, promovida pelo processo de Ferrólise, torna o perfil do solo mais arenoso nos horizontes superficiais. Todavia, Schaefer et al. (2002) verificaram que o processo de Ferrólise também pode ser utilizado para explicar a diferenciação textural dos horizontes mais profundos do solo.

2.5.3 Podzolização

O termo podzol (pod = sob e zola = cinza) foi utilizado pela primeira vez na Rússia, no final do século XIX, pelo pesquisador Dockuchaev, para caracterizar solos que apresentam nos horizontes superficiais teores consideráveis de matéria orgânica, um horizonte subsequente eluvial de coloração pálida, composto essencialmente por quartzo e argila livre e acumulação de complexos organometálicos no horizonte espódico, logo abaixo do horizonte eluvial (TARDY, 1993; LUNDSTRÖM, van BREEMEN e BAIN, 2000; OLIVEIRA, 2007).

No Brasil este tipo de solo é denominado de acordo com a EMBRAPA (2006) como ESPODOSSOLO. Trata-se, dessa forma, de solos constituídos por material mineral,

apresentando um horizonte B espódico, o qual pode ser representado por Bh (quando prevalece o acúmulo de complexos de matéria orgânica e alumínio), Bs (quando existe a acumulação de óxi-hidróxidos de ferro e alumínio) e Bhs (quando ocorre acumulação tanto de matéria orgânica como de óxidos de Fe e Al). Este horizonte B espódico localiza-se imediatamente abaixo do horizonte E, A ou hístico. De acordo com Oliveira (2007), normalmente a sequência dos horizontes de um ESPODOSSOLO obedece a seguinte ordem: A, E, Bh/ Bhs/ Bs e C.

Estes solos são formados pelo processo de Podzolização, definido por Tardy (1993) como um mecanismo geoquímico que possibilita a individualização do quartzo no solo a partir da mobilização de cátions básicos, silte, ferro e, especialmente, alumínio por meio da dissolução dos minerais primários e secundários.

Vieira (1988) acrescenta que este processo é consequente tanto da lixiviação dos cátions básicos, quanto do desenvolvimento de condições ácidas nos horizontes superficiais. De acordo com este autor, portanto, a adição da matéria orgânica no pedoambiente desencadeia um processo de acidificação marcante, sobretudo em áreas cobertas por florestas e em climas frios. Considerando que estes solos se formam em ambientes em que os índices de precipitação são maiores que o da evapotranspiração, percebe-se que nestas condições, ocorre intensa lixiviação dos cátions básicos, ao passo em que se verifica a translocação de sesquióxidos, argila e húmus.

Diante da perspectiva de translocação da argila como etapa do processo de Podzolização, Paes Sobrinho (2005) afirma que este processo é ainda utilizado por alguns pesquisadores como uma conotação similar aos processos de transferência de argila em solução ou suspensão, tais como: a Eluviação/Iluviação, a Lessivagem e a Argiluviação.

Durante a Podzolização os íons metálicos de ferro e alumínio são complexados em solução por ácidos orgânicos (acidocomplexólise) (BRAVARD; RIGHI, 1989), tornando-se, então, móveis. Este fato pode ser explicado porque certas substâncias orgânicas do solo (húmus, principalmente) são capazes de reter íons metálicos dentro de uma estrutura em forma de anel, originando, assim, complexos organometálicos denominados quelatos. Os quelatos possuem a capacidade de complexar os cátions metálicos em um estado solúvel não ionizado, impedindo, então, que tais íons se recombinem a outras substâncias em solução. Dessa forma, tais íons são facilmente translocados pela drenagem (DEMATTE, 1983; VIEIRA, 1988; BRADY, 1989; COSTA, 2004).

Na medida em que ocorre a percolação da água descendente no solo e variação lateral e sazonal do fluxo do nível freático, o ferro e o alumínio são transportados dos horizontes A e

E para o horizonte B (denominado como horizonte espódico), onde são precipitados devido à elevação dos índices de pH (VIEIRA, 1988; BUURMAN; JONGMANS, 2002; BARDY et al., 2007). Pode-se concluir, então, que esta migração absoluta do ferro e alumínio ocasiona uma acumulação relativa do silício na forma de quartzo nos horizontes superficiais.

Quanto à translocação de partículas coloidais, Vieira (1988) afirma que as argilas e a matéria orgânica no processo de Podzolização são eluvionadas nos horizontes superficiais (A e E) e iluvionadas nos horizontes mais profundos (B). Além disso, a matéria orgânica pode ser também exportada dos perfis pela oscilação do nível freático, colorindo, portanto, as águas dos canais fluviais que drenam as áreas podzolizadas (LUCAS, 1989).

Diante do exposto, pode-se deduzir, a princípio, que o processo de Podzolização trata-se de um evento mais comumente observado em: (i) regiões de clima ameno e úmido, uma vez que estas condições preservam a estabilidade da matéria orgânica e a consequente produção de ácidos, que em solução são capazes de complexar os íons metálicos (Fe e Al) e (ii) ambientes em que o substrato é capaz de desenvolver solos de textura arenosa, pois nesta condição o transporte dos complexos organometálicos é facilitado.

No entanto, autores como Tardy (1993), Luström et al. (2000) e Nascimento et al. (2004) afirmam que os ESPODOSSOLOS podem se formar a partir de diferentes materiais parentais, tanto nas regiões boreais como nas temperadas e tropicais, desde que os solos formados a partir desses materiais sejam previamente empobrecidos em argila. Na zona tropical, por exemplo, de acordo com Nascimento et al. (2004) este processo ocorre, sobretudo, em áreas de alta precipitação pluviométrica como na Amazônia. No entanto, em outros sítios tropicais, onde há flutuação lateral e sazonal do nível freático, ao longo das vertentes, sobretudo na porção inferior da sequência (RIGHI et al., 1990), um ambiente de alteração das coberturas pedológicas pode se instalar, verificando-se, portanto, a mobilidade e transporte de elementos como o ferro em condições redutoras, aumento do pH do solo e destruição ou transporte seletivo dos minerais de argila, o que torna os solos mais arenosos.

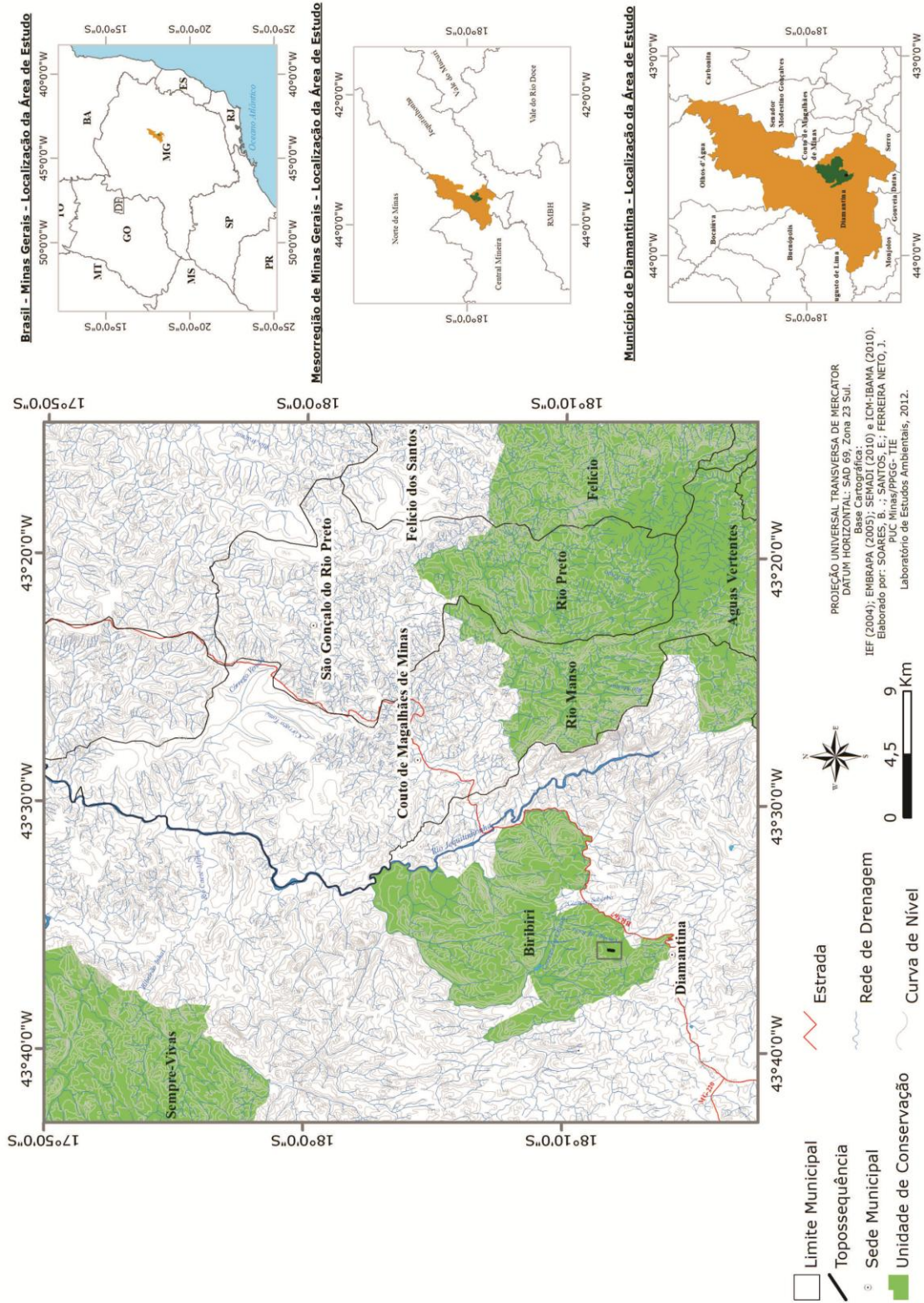
Pode concluir, então, que a formação dos ESPODOSSOLOS está, geralmente, associada: às condições onde ocorre a disponibilidade para o intemperismo químico de minerais primários e secundários, ao ambiente ácido (formação de ácidos orgânicos), à percolação da água precipitada, à flutuação lateral e sazonal das águas subsuperficiais, bem como, conforme afirmam Nascimento et al. (2004), à formação e translocação de complexos organometálicos (predominantemente Fe e Al) e à precipitação de cristais inorgânicos nas fases de Al, Fe e Si.

3 CARACTERIZAÇÃO DO SÍTIO DE ESTUDO

O sítio de estudo localiza-se na quadrícula de coordenadas geográficas: 18°11'15"S, 43°36'30"O; 18°11'15"S, 43°35'15"O; 18°12'30"S, 43°35'15"O e 18°12'34"S, 43°36'15"O, que, no âmbito regional, está situada no município de Diamantina, na mesorregião do Jequitinhonha, a nordeste do Estado de Minas Gerais e a aproximadamente 292 km ao norte da capital mineira (Figura 4). No âmbito local (Figura 5), o sítio de estudo encontra-se inserido na porção sudeste do município de Diamantina, entre os limites territoriais do Parque Estadual do Biribiri, em uma vertente representativa da superfície de cimeira do Planalto de Diamantina (Serra do Espinhaço Meridional), onde se instalam as cabeceiras de drenagem do Córrego da Roda, que pertence a bacia hidrográfica do Rio Jequitinhonha.

Partindo de Belo Horizonte, o principal acesso ao sítio da pesquisa é feito pela BR 040 sentido Brasília, BR 259 até a cidade de Curvelo e BR 367 sentido Diamantina. Ressalta-se, por fim, que o Parque Estadual do Biribiri (PEB) faz limite, a sul, com a área urbana do município de Diamantina, a sudeste, com o Campus II Juscelino Kubtschek da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM) e a nordeste limita-se com o rio Jequitinhonha.

Figura 4 - Mapa de Localização em escala regional do sítio de estudo



Fonte: MINAS GERAIS (2004); EMBRAPA (2005) e ICM-IBAMA (2010)

O sítio de estudo encontra-se, no contexto regional, inserido na porção norte da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), faixa orogênica que ocupa uma expressiva área das regiões sudeste e central do Brasil. Assim, no Estado de Minas Gerais, ela se estende na direção N-S por 300 km, desde Belo Horizonte, no Quadrilátero Ferrífero, até o norte de Diamantina, na região de Olhos d'água (ALMEIDA-ABREU, 1995).

Localmente, a área investigada (Figura 6), situa-se sobre as rochas da Formação Sopa Brumadinho, de idade Proterozoica (RENGER; KNAUER, 1995; ÁVILA, 2009), originada de sedimentos fluviais, eólicos e de planície aluvial, cujas rochas predominantes são: metarenitos e quartzitos, puros ou micáceos, com intercalações de metapelitos, xistos verdes e intrusões de rochas metabásicas e filitos hematíticos (ALMEIDA-ABREU; RENGAR, 2002).

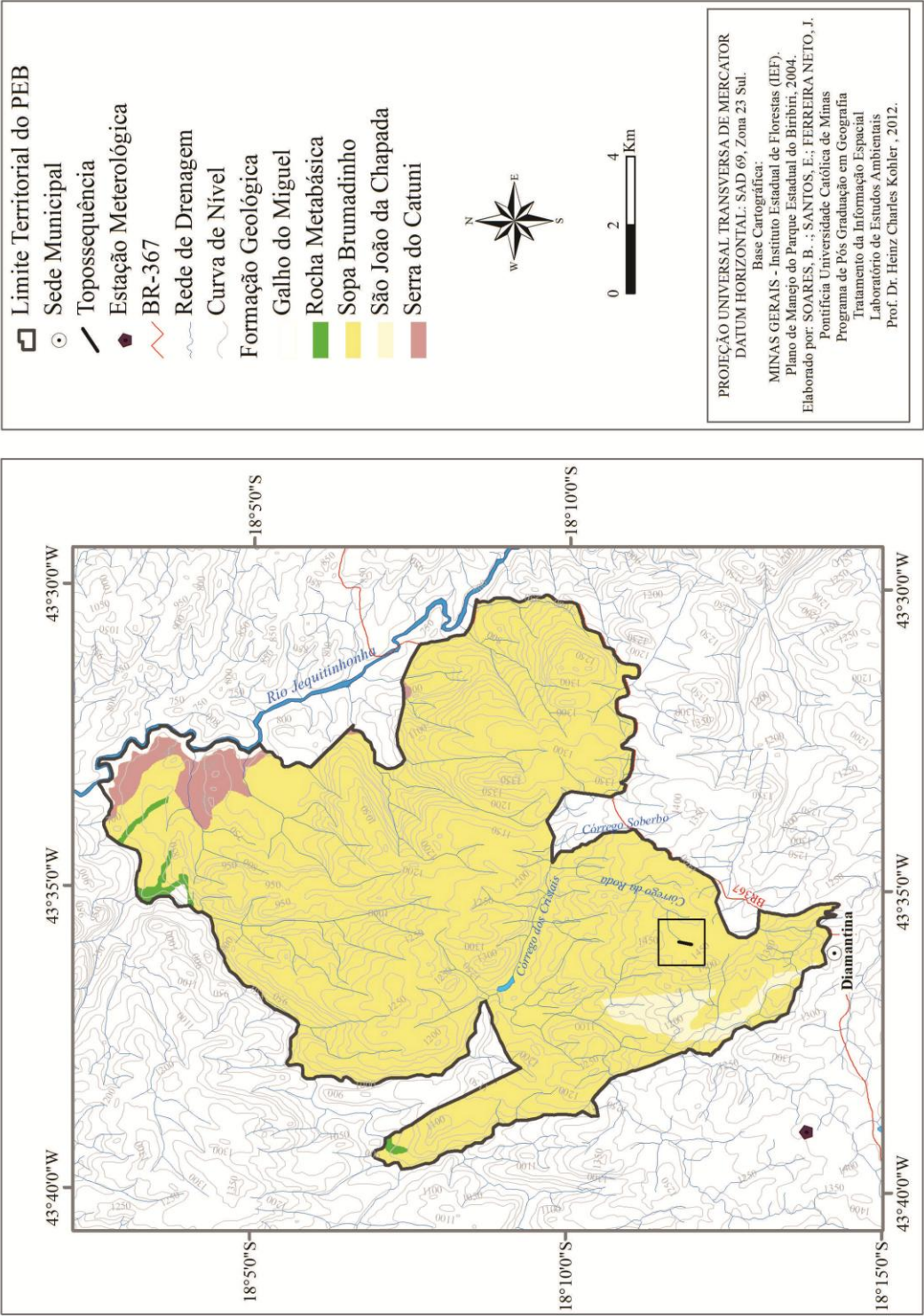
O quartzo (SiO_2) é o mineral dominante dos metarenitos e quartzitos, enquanto que os filitos hematíticos são formados, prioritariamente, por sericita/muscovita ($\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$) e óxidos de ferro (hematita - Fe_2O_3 e goethita - $\text{FeO}(\text{OH})$) (KNAUER; SCHRANK, 1993). Os xistos verdes, por sua vez, são compostos por zeolitas, clorita ($\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot \text{Mg}_3(\text{OH})_6$), quartzo (SiO_2), albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e carbonatos, e as rochas metabásicas, segundo Neves (2005), são formadas por anfibólio (actinolita - $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_7\text{SiO}_{22}(\text{OH})_2$); feldspatos (plagioclásio e microclina); leucóxênio; epidoto ($\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$); micas (biotita - $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ e clorita - $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot \text{Mg}_3(\text{OH})_6$).

Os filitos hematíticos são observados na porção inferior da Formação Sopa Brumadinho, ou seja, no contato discordante com a sequência de rochas metassedimentares (NEVES, 2005). Datações realizadas com Pb/Pb no mineral zircão destas rochas indicaram uma idade de 1710 m.a. (DOSSIN et al., 1993 apud UHLEIN; TROMPETTE; EGYDIO-SILVA, 1995).

Por fim, Neves (2005) afirma que as rochas da Formação Sopa Brumadinho, incluindo o quartzito, possuem teor elevado de sesquióxidos de Fe, os quais foram, em geral, responsáveis pela formação de coberturas lateríticas do tipo couraças ferruginosas em locais situados sobre o nível de aplainamento da superfície Pós Gondwana.

O termo Serra do Espinhaço foi utilizado pela primeira vez por Eschwege em 1822 (GONTIJO, 2008), para designar um alinhamento de cadeias de montanhas, que limitava diferentes domínios naturais do território brasileiro.

Figura 6 - Mapa de Geologia do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG



Fonte: MINAS GERAIS, 2004

Todavia, para pesquisadores como Saadi (1995) e Neves, Abreu e Fragas (2005) o termo "Serra" do Espinhaço não define bem os compartimentos geomorfológicos apresentados por este orógeno. Para esses autores, a designação planalto melhor caracterizaria a topografia do Espinhaço, pois apesar de apresentar um relevo com níveis diferenciados de dissecação, no conjunto, o substrato encontra-se aplainado, porém intercalado com superfícies irregulares, onde formações rochosas encontram-se expostas e verifica-se a presença de escarpas íngremes.

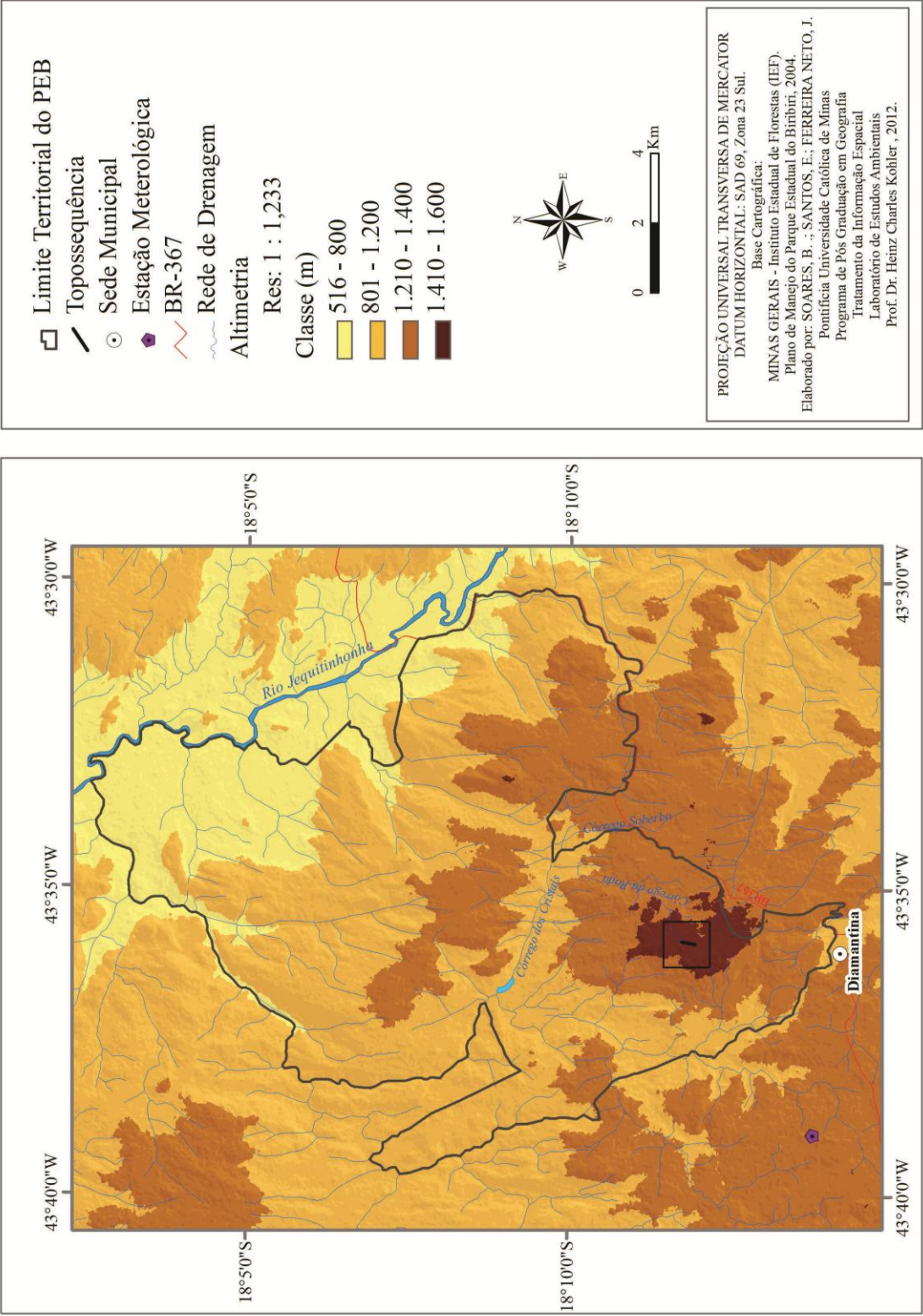
King (1956), ao investigar a região do Serra do Espinhaço Meridional, identificou quatro níveis altimétricos para as paisagens dessa unidade de relevo, as quais foram denominadas como: **Gondwana**, localizada nas posições mais elevadas do relevo, isto é, acima de 1800 m de altitude; **Post-Gondwana**, constituída por terraços ou planaltos nos flancos das montanhas acima de 1300 a 1250 m de altitude; **Sul Americana**, aparece como chapadas que se elevam sobre vales ou planícies onduladas em altitudes que variam entre 1200 e 1100 m e **Ciclo das Velhas**, vales em fase de aprofundamento situados em áreas com altitude inferior a 1100 m (KING, 1956; AUGUSTIN; FONSECA; ROCHA, 2011). Augustin, Fonseca e Rocha (2011) afirmam que os níveis altimétricos definidos por Abreu (1982) correspondem aos identificados neste mapeamento realizado por King (1956). A denominação Planalto de Diamantina utilizada por Abreu (1982) refere-se ao platô post gondwânico de King (1956).

Diante destas considerações, Saadi; Valadão (1987) e Saadi (1995), em estudos realizados na região de Gouveia – MG, também identificaram quatro feições topográficas para a Cadeia do Espinhaço. A primeira refere-se às superfícies situadas acima de 1300 m e que são constituídas por solos residuais quartzíticos. A segunda trata-se de relevos localizados em patamares altimétricos compreendidos entre 1300 m e 1250 m, os quais caracterizam superfícies dissecadas de rochas arqueanas e proterozoicas. A terceira feição do relevo designa as formas de colinas de topos aplainados em altitudes equivalentes a 1100 e 1050m e, por fim, a quarta feição do relevo refere-se aos vales em fase de aprofundamento localizados em altitudes equivalentes a 1000 e 950 m.

O mapeamento da Serra do Espinhaço Meridional realizado por Augustin, Fonseca e Rocha (2011) utilizando imagens de satélite ETM+/LANDSAT 7 e técnicas do SIG (Sistema de Informações Geográficas) indicou que as altitudes predominantes na Serra do Espinhaço Meridional variam entre 1200 e 1100 m.

No mapa de Hipsometria do Parque Estadual do Biribiri (Figura 7), verifica-se que a vertente investigada nesta pesquisa situa-se na classe altimétrica que varia de 1440 a 1600 m,

Figura 7 - Mapa de Hipsometria do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG



Fonte: MINAS GERAIS, 2004

na porção sul do Parque, portanto, situa-se no compartimento da paisagem que se refere ao primeiro patamar de altimetria do relevo identificado por Saadi e Valadão (1987) e Saadi (1995), isto é, superior a 1300 m, onde prevalecem solos residuais arenosos ou no patamar Post-Gondwânico definido por King (1956), ou ainda, na superfície cimeira do Planalto de Diamantina, como foi denominado por Abreu (1982).

Como foi afirmado anteriormente, o quartzito trata-se da litologia predominante do Supergrupo Espinhaço, e conseqüentemente da Serra do Espinhaço Meridional (ALMEIDA-ABREU, 1995). Assim, os solos que se desenvolvem sobre este substrato, geralmente, são rasos e arenosos, pobres em nutrientes, podzolizados, orgânicos ou não, e em alguns fundos de vale, onde há acumulação de sedimentos e resíduos de matéria orgânica, podem-se encontrar solos com perfis mais desenvolvidos, como CAMBISSOLOS e LATOSSOLOS (SCHAEFER; et al., 2002).

Logo, é possível inferir que os solos desenvolvidos neste ambiente são diretamente influenciados por fatores geológicos, geomorfológicos, assim, como os climáticos, na medida em que esses determinam, pela sazonalidade da precipitação, a ação do intemperismo geoquímico e, de vegetação, que contribuem para a elevação dos teores de matéria orgânica no sistema e a conseqüente formação de compostos orgânicos.

Schaefer et al. (2002), ao estudarem uma catena de solos no Planalto de Diamantina (Diamantina - MG), encontraram uma sequência de solos pobres em nutrientes que variaram entre: LATOSSOLOS poligenéticos com concreções ferruginosas e bem drenados (*Xanthic Acrustox*) em altitudes superiores a 1300 m; NEOSSOLOS Quartzarênicos (*Ustic Quartzpsammments*) na zona de transição e ESPODOSSOLOS (*Oxyaquic Haplorthods*) em planície sazonalmente alagada. Essa catena representa, portanto, uma sequência de solos na qual se verifica o aumento das condições de hidromorfia e acumulação de materiais arenosos, desde as superfícies mais elevadas até a planícies alagadas.

Neves (2005), em estudo realizado na bacia hidrográfica do Ribeirão das Pedras no município de Diamantina – MG, identificou cinco classes de solos: i) LATOSSOLO VERMELHO Distrófico ou Ácrico típico, com associações de canga laterítica na superfície de aplainamento; ii) LATOSSOLO VERMELHO AMARELO Acriférico típico, solo argiloso, proveniente da alteração do filito e quartzito, ácido, com valores medianos de matéria orgânica e pobre em nutrientes; que ocorre nas superfícies planas em altitudes superiores a 1350m e 1400m; ii) NEOSSOLO LITÓLICO Psamítico típico, solos rasos com baixos teores de matéria orgânica e nutrientes, referentes à alteração das rochas quartzíticas em altitudes acima de 1300 m; iv) NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico,

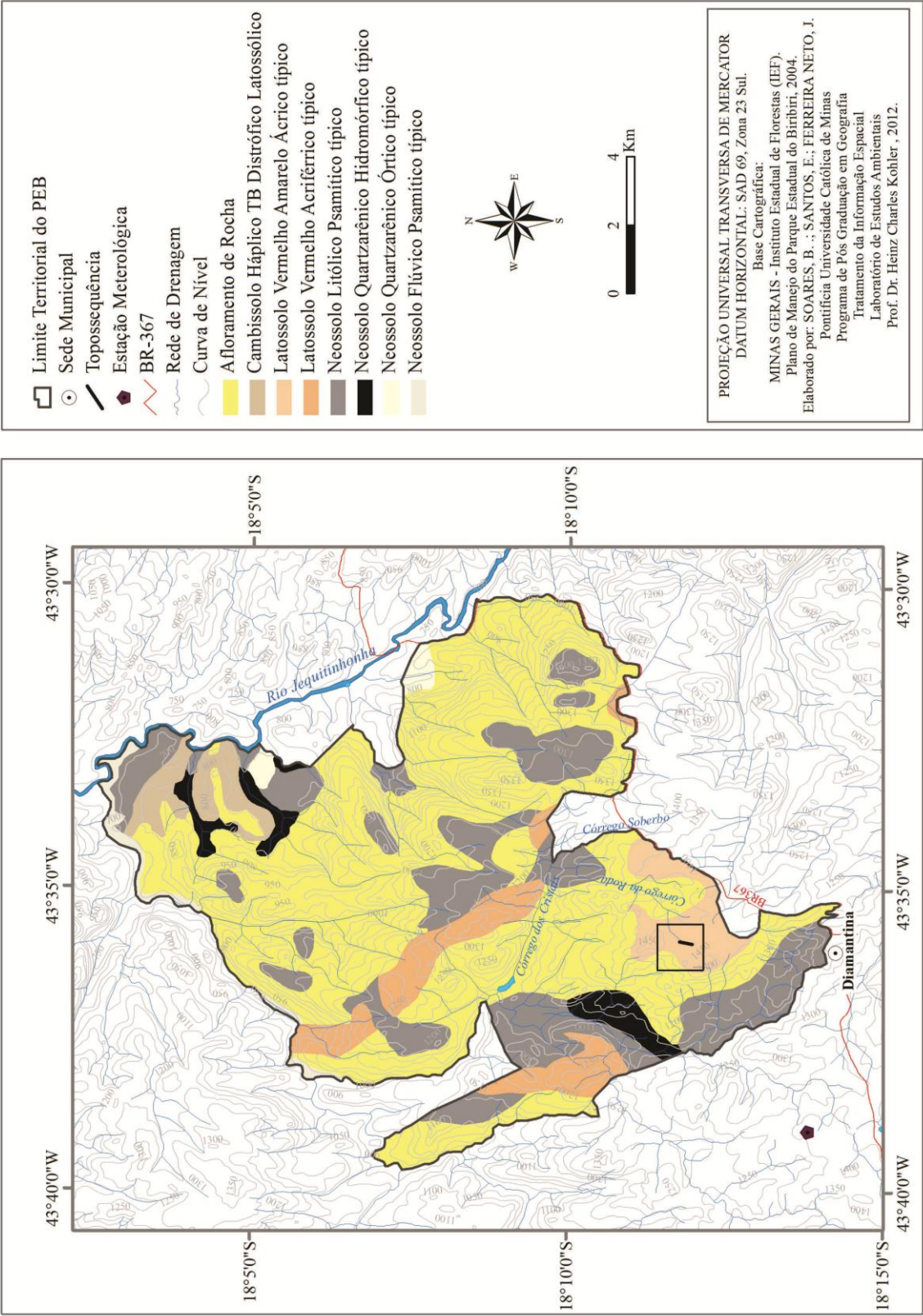
observados em áreas elevadas a aplainadas acima de 1200 m, esses solos são rasos, arenosos, extremamente ácidos e com baixo teor de matéria orgânica e nutrientes; e v) NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico, formados por sedimentos coluviais provenientes da alteração do quartzito, ocorrem em superfícies aplainadas, cujas declividades variam de 2% a 14% e são solos arenosos, extremamente ácidos, com baixos teores de matéria orgânica e nutrientes.

Michelon (2011), ao estudar uma topossequência de solos do Parque Estadual do Rio Preto, a aproximadamente 30 km de distância do sítio desta pesquisa, encontrou, no topo da vertente, solos lateríticos poligenéticos que se transformaram em cripto-Podzol poligenéticos com acumulação de matéria orgânica na base da vertente

De acordo como os estudos realizados para a elaboração do Plano de Manejo do Parque Estadual do Biribiri (MINAS GERAIS, 2004), foram identificadas as seguintes classes de solos (Figura 8):

- CAMBISSOLO HÁPLICO TB Distrófico Latossólico na porção nordeste do parque, sob a superfície onde se instalam os vales em fases de aprofundamento nas altitudes de 680 – 950 m (Figura 8). Aparecem sobre colinas suaves compostas por sedimentos provenientes dos metarenitos e xistos do Supergrupo Espinhaço. Essas coberturas pedológicas apresentam cores vermelho amareladas (matiz 5YR), são bem drenados e ácidos;
- LATOSSOLO VERMELHO AMARELO Ácrico típico, encontrado na porção sudeste do parque em altitudes que variam de 1300 a 1600 m. O sítio de estudo desta pesquisa localiza-se sobre este domínio de solos. Possui textura argilosa e, em geral, são encontrados onde o relevo é plano a ondulado. Na base desses solos é encontrada uma camada laterítica (canga), assim, o material que origina esses solos consiste de uma mistura de sedimentos originados pelo intemperismo de rochas básicas, xistos, filitos hematíticos e metarenitos. Possui textura argilosa, cor vermelho amarela (matiz 7.5YR), acentuadamente drenado, fortemente ácido, com teores moderados de matéria orgânica no horizonte A e baixa soma de bases e CTC;
- LATOSSOLO VERMELHO ACRIFÉRRICO típico pode ser encontrado em áreas na posição central do parque, na porção oeste e em faixas pontuais a leste em altitudes que variam entre 1000-1250 m. Localizam-se sobre rochas básicas e filitos hematíticos em relevos planos e ondulados. Este tipo de solo apresenta

Figura 8 - Mapa de Solos do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG



Fonte: MINAS GERAIS, 2004

textura argilosa, é bem drenado, fortemente ácido e apresenta elevados teores Fe_2O_3 (22,5%), SiO_2 (23,7%) e Al_2O_3 (19,3%);

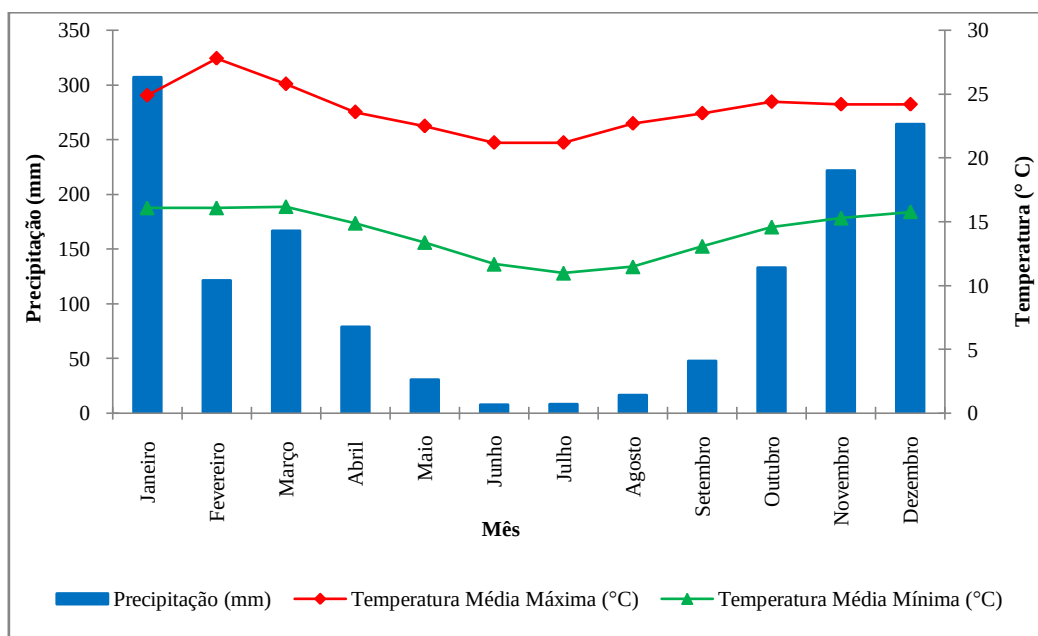
- NEOSSOLO LITÓLICO Psamítico típico são encontrados em áreas bem distribuídas ao longo dos domínios territoriais do parque em variadas altitudes, sempre associados aos afloramentos de rocha. Esses solos são muito rasos e ácidos, apresentam textura arenosa e baixos teores de matéria orgânica, cátions básicos (Ca, Mg ,K e P) e CTC e significativo teor de Al^{3+} ;
- NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico ocorre em superfícies aplainadas a 1250-1400 m na porção sudeste e sudoeste do parque. Trata-se de um solo raso e arenoso, extremamente ácido, com teores elevados de matéria orgânica e baixos teores de cátions básicos (Ca, Mg ,K e P) e CTC e significativo teor de Al^{3+} ;
- NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico encontra-se em áreas pontuais na porção leste e nordeste do parque (antigos terraços do rio Jequitinhonha) associados aos CAMBISSOLOS HÁPLICOS Tb Distróficos Latossólicos, em altitudes que variam de 680-950 m. São solos bem drenados, que possuem textura arenosa, baixos teores de matéria orgânica, cátions básicos (Ca, Mg ,K e P) e CTC e teores consideráveis de Al^{3+} ;
- NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico típico ocorre nos estreitos terraços fluviais e diques marginais dos rios Pinheiros e Jequitinhonha, em relevos planos a suavemente ondulados. Esse solo apresenta textura arenosa, é ácido com baixos teores de matéria orgânica e CTC e valores medianos de nutrientes e Al^{3+} .

Quanto ao clima da região, Neves, Abreu e Fraga (2005) afirmam que os índices de precipitação e temperaturas amenas verificados em Diamantina podem ser explicados pelo fator orográfico, determinado pela Serra do Espinhaço Meridional, cujos índices altimétricos médios predominantes estão compreendidos entre 1100 m a 1200 m (AUGUSTIN; FONSECA; ROCHA, 2011).

O Gráfico 4 apresenta a média histórica (1961-1991) dos dados climáticos registrados na Estação de Diamantina (INMET, 2012). De acordo com os dados de precipitação total (mm), pode-se verificar que o clima na região apresenta duas estações bem definidas, sendo

uma chuvosa, concentrada entre os meses de outubro a abril e outra seca, que predomina de maio a setembro. De fato, nos meses de junho e julho, verificam-se as menores taxas de chuva. Assim, a pluviosidade média anual é de 1404,7 mm e a média anual para a umidade relativa do ar é de 76,7 por cento.

Gráfico 4 – Média histórica da precipitação (mm) e temperatura média - máxima e mínima (°C) - registrada em Diamantina entre os anos de 1961 a 1991



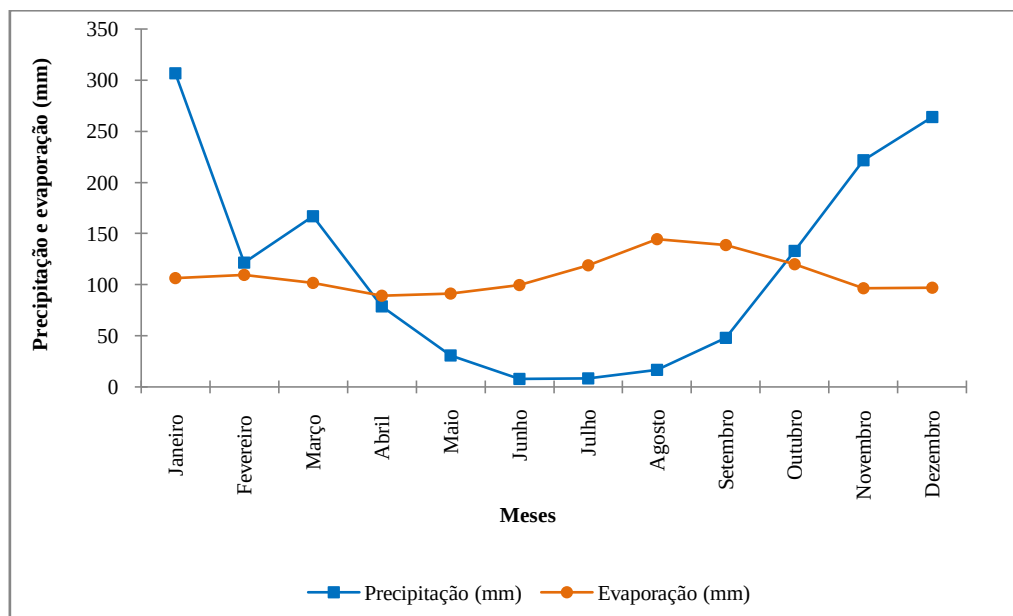
Fonte: INMET, 2012.

Os dados de temperatura média máxima (°C) e temperatura média mínima (°C) indicam que durante a estação chuvosa registram-se temperaturas mais elevadas, cujos índices variam entre 14,9 - 16,1°C (mínimas) e 29,4 – 35,8°C (máximas). Durante a estação seca constata-se valores inferiores para a temperatura, os quais oscilam entre 11,0 - 13,4°C (mínimas) e 21,2 – 23,5°C (máximas) (INMET, 2012, Gráfico 4).

Diante do exposto, pode-se classificar o clima da região como tropical subquente (IBGE, 1977; citado por NEVE, ABREU e FRAGA, 2005) ou mesotérmico com verões moderados e estação chuvosa durante o verão (Cwb) de acordo com a classificação de Köppen (1931).

Por fim, diante dos dados apresentados no Gráfico 5 percebe-se que, no período compreendido entre os meses de maio a setembro, ocorre um déficit hídrico na região, o qual é compensado em novembro, dezembro e janeiro, meses em que se observa a saturação dos solos na região.

Gráfico 5 – Média histórica da precipitação (mm) e evaporação (mm) registrada em Diamantina entre os anos de 1961 a 1991



Fonte: INMET, 2012.

A Serra do Espinhaço Meridional é considerada como um importante divisor de águas entre as bacias hidrográficas do rio São Francisco à Oeste e dos rios da Costa Leste, como os rios Doce e Jequitinhonha (SAADI, 1995). O rio Jequitinhonha nasce na porção sul do município de Diamantina, próximo a Capivari, no sopé do Morro Redondo e percorre cerca de 870 km em Minas Gerais, é abastecido por afluentes, cujas cabeceiras de drenagem se localizam no sistema morfológico do Espinhaço.

A rede de drenagem do sítio de estudo é formada por cursos d'água em vales abertos e rasos, que ao correrem sobre superfícies sub-horizontais mais elevadas, podem formar zonas hidromórficas (BUENO, 2011). Alguns dos principais cursos de água que drenam o Parque Estadual do Biribiri são: o córrego Tijuco, o córrego Água Limpa, o córrego da Roda, o córrego Soberbo, o córrego da Prata e o córrego Teotônio, todos afluentes diretos ou indiretos do rio Jequitinhonha.

Por fim, ressalta-se que na cadeia do Espinhaço desenvolve-se um mosaico de comunidades vegetais que sofrem influência dos condicionantes geológicos, geomorfológicos, pedológicos e climáticos. Assim, o sistema constituído por substrato, onde predominam litologias como o quartzito e filito – planalto de elevada altitude – os solos, geralmente, rasos, ácidos e pobre em nutrientes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , N^+ , K^+ e P^{3+}) (MINAS GERAIS, 2004) –, e clima, com duas estações bem definidas (seca e chuvosa), proporciona o desenvolvimento de uma vegetação especializada a sobreviver sobre essas peculiaridades da paisagem. Mendonça Filho

(2005), dessa forma, afirma que a flora da região do Espinhaço é muito rica, especialmente, a campestre, que contém um elevado grau de endemismo.

Estudos realizados para a elaboração do Plano de Manejo (MINAS GERAIS, 2004) indicaram cinco formações vegetais nos domínios do Parque Estadual do Biribiri, as quais são: Campo Limpo, Campo Rupestre, Cerrado típico, Cerrado ralo e Floresta Estacional (Figura 9).

Segundo Ribeiro e Walter (1998) apud MENDONÇA FILHO (2005), a Floresta Estacional, que pode ser observada ao longo das vertentes de córregos e rios, seria relictos de uma Floresta Úmida dos períodos glaciais do Quaternário, outros autores (HENRINGER; PAULA, 1989, FERNANDES; BEZERRA, 1990, RIZZINI, 1979 apud MENDONÇA FILHO, 2005), no entanto, acreditam que estas formações vegetais são relíquias de corredores onde ocorrem intrusões de espécies da Floresta Amazônica e Atlântica.

As variações do Cerrado encontram-se intercaladas por toda a extensão territorial do Parque Estadual do Biribiri. No sítio de estudo pode-se observar a predominância do Campo Limpo, que segundo Ribeiro e Walter (1998) apud MENDONÇA FILHO (2005) trata-se de um tipo fisionômico com predominância de espécies herbáceas, com raros arbustos ou ausência completa de árvores e ocorre na presença de um nível freático profundo.

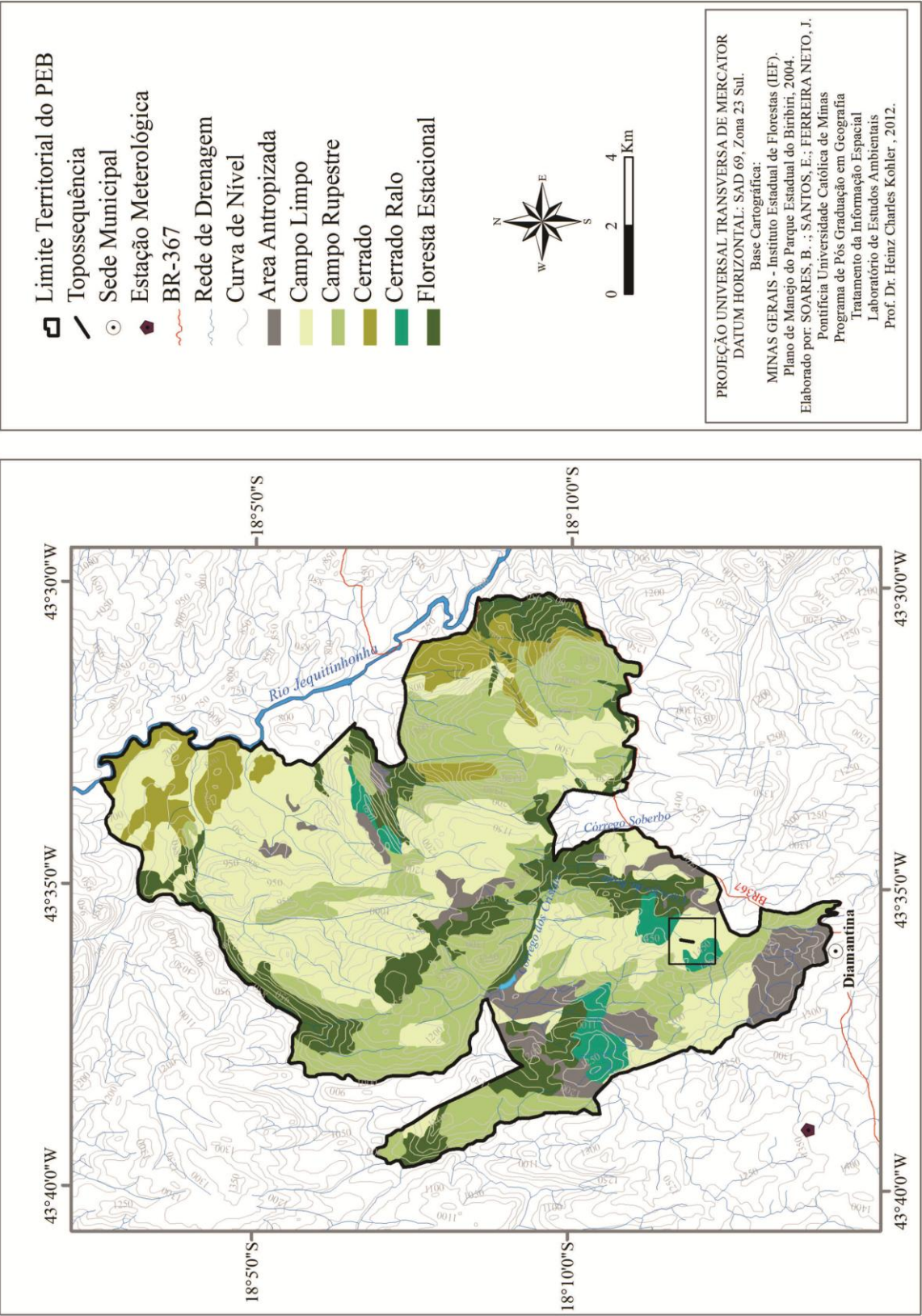
A Figura 10 apresenta o domínio da vegetação do campo limpo, com a predominância de gramíneas na vertente estudada. Neste ambiente, ao longo do curso d'água é possível verificar também a instalação de uma vegetação de porte arbóreo, denominada como Floresta Estacional ou popularmente Capões.

Figura 10 – Domínios de vegetação verificados no sítio de estudo



Fonte: Arquivo pessoal. Foto de Bruna Fernandes Soares, 2011

Figura 9 - Mapa de Vegetação do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG



4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A metodologia que estruturou a produção desta pesquisa baseia-se nos parâmetros da abordagem científica, realizada mediante as definições do método de Análise Estrutural da Cobertura Pedológica proposta por Boulet (1988), no qual, os solos são percebidos como uma unidade continua que cobre a extensão das encostas e não meramente um indivíduo representado por perfis verticais (QUEIROZ NETO, 2002).

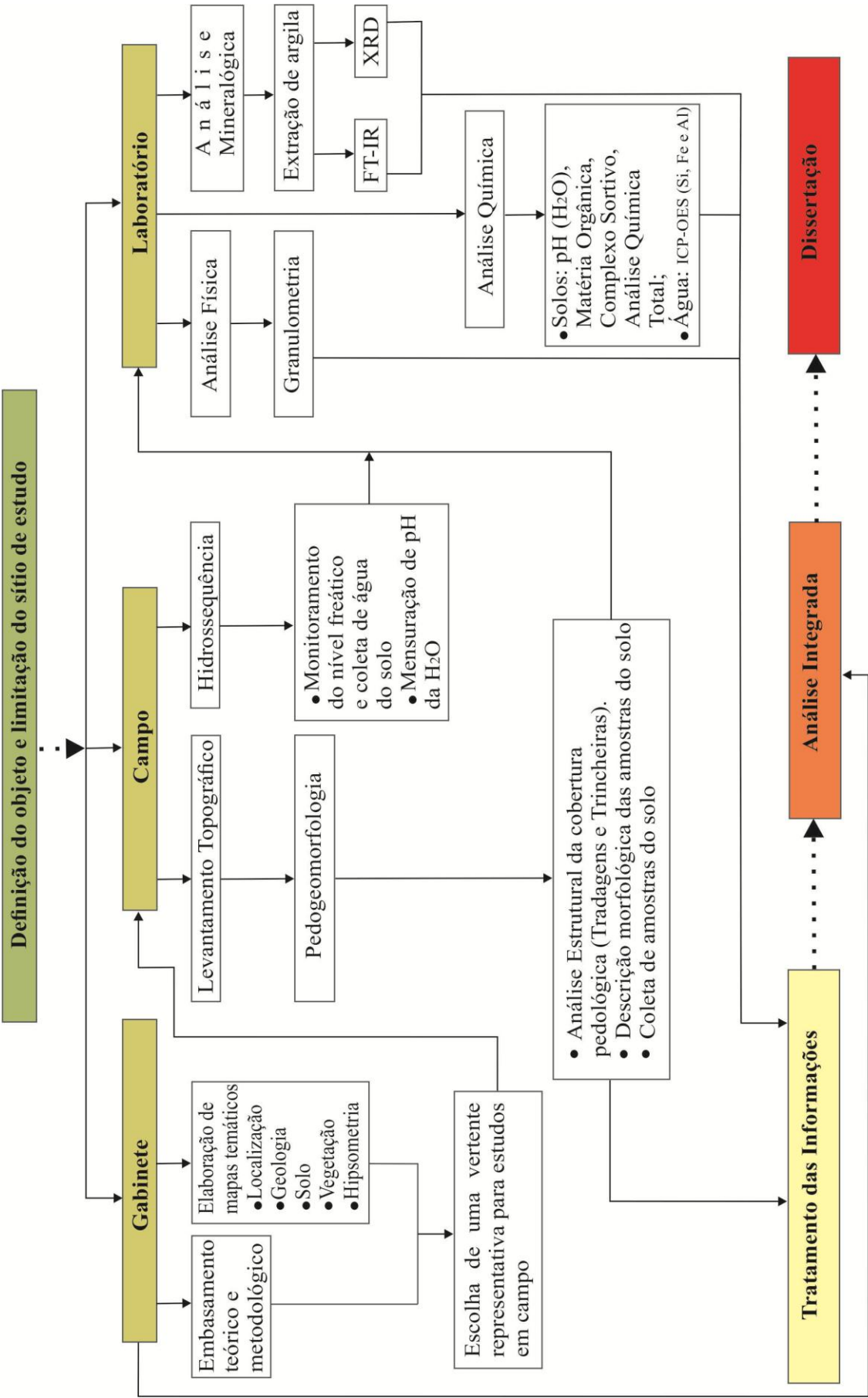
Diante desta perspectiva, torna-se possível analisar de forma detalhada, a partir de investigações feitas com tradagens e abertura de trincheiras, tanto as variações verticais quanto as laterais das coberturas pedológicas ao longo de uma topossequência¹³.

Este método oferece também um estudo detalhado da organização estrutural dos solos, pois parte da análise realizada na macro-escala da paisagem (campo) até a micro-escala de seus constituintes (obtida pelas análises em laboratório). Oferece, assim, dados primários em que é possível levantar hipóteses acerca das condições genéticas e de transformação (lateral e vertical) das coberturas pedológicas.

Assim, para a realização desta pesquisa, os procedimentos metodológicos foram divididos em três etapas conforme representadas na Figura 11. A primeira etapa corresponde ao trabalho em gabinete, a segunda aos trabalhos de campo e a terceira etapa, por fim, refere-se às análises realizadas em laboratórios. A seguir apresenta-se em detalhe cada etapa metodológica.

¹³O termo topossequência é definido por Nascimento e Perez (2003) como seções pedológicas realizadas ao longo dos eixos de maior declive do relevo. Dessa forma, os estudos pedológicos em topossequência, normalmente, são realizados em vertentes, ou seja, em eixos da topografia do relevo perpendiculares às curvas de nível, que se estendem desde a montante até a jusante.

Figura 11 - Organograma dos procedimentos metodológicos adotados na pesquisa



4.1 Trabalho em Gabinete

As atividades desenvolvidas no decorrer desta etapa metodológica compreendem: (i) a definição do objeto e delimitação do sítio de estudo; (ii) o embasamento teórico e metodológico; (iii) a elaboração de mapas temáticos; (iv) o tratamento e interpretação dos dados obtidos e (v) análise dos resultados adquiridos tendo como suporte a revisão teórica.

Assim, a partir de investigações realizadas nos platôs de Diamantina (MG), em imagem orbital do satélite CNES/SPOT – Google Earth de 28 de setembro de 2006, fez-se uma proposta para a definição do objeto e a delimitação do sítio de estudo, que foi confirmado na etapa dos trabalhos de campo.

Pôde-se constatar, então, a partir das análises da imagem orbital, que sobre o Planalto de Diamantina, embora os afloramentos de quartzitos sejam feições dominantes na paisagem, é também comum o aparecimento de formações superficiais, sobretudo, ao longo dos mais importantes divisores de água. O estudo destas formações, dessa forma, pode oferecer dados relevantes sobre a gênese e a dinâmica da transformação dos solos do Espinhaço, uma vez que compõem um compartimento singular desta paisagem e guardam registros de sua evolução pedoambiental.

O objeto de estudo para a pesquisa desenvolvida foi definido mediante a escolha de uma vertente representativa da paisagem descrita, situada na superfície de cimeira¹⁴ do Planalto de Diamantina, onde se instalam as cabeceiras de drenagem do Córrego da Roda no Parque Estadual do Biribiri, no município de Diamantina - MG.

Iniciou-se, depois de delineado o objeto e a área da pesquisa, o procedimento de levantamento do embasamento teórico e metodológico e dados secundários, mediante pesquisas em livros, artigos científicos, dissertações e teses, que abordassem temáticas tais como: Serra do Espinhaço Meridional, processo de intemperismo químico, pedogênese e processos de formação pedogenéticos, análise estrutural da cobertura pedológica, coberturas superficiais, geoquímica dos solos e água e, comportamento de alguns elementos químicos (Fe, Al, Si, Ti, Zr, Na, Mg, K e Ca) na litosfera e hidrosfera. Esta revisão bibliográfica foi realizada com o objetivo de levantar informações que possibilitassem a compreensão das interações e influências que esses diversos elementos exercem na constituição e transformação dos solos da paisagem investigada.

¹⁴ Superfícies pontilhadas de relevos residuais, que constituem o entorno de depressões, que têm como substrato os quartzitos do Supergrupo Espinhaço e elevam-se a mais de 1.400 m (SALGADO e VALADÃO, 2003).

Durante esta etapa do trabalho também foram selecionados junto ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) dados de precipitação diária, mensurados na estação climática de Diamantina – MG, que se situa no ponto de coordenada 18°13'48" S e 43°38'60" O, aproximadamente a 6,5 km, em linha reta, da vertente estudada. Os dados da média histórica do clima do município de Diamantina foram cedidos pelo professor Dr. Ruibran Januário dos Reis, responsável pelo laboratório de mudanças climáticas do curso de Pós Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial - da PUC Minas.

Nesta fase do trabalho em gabinete também foi elaborado um conjunto de mapas temáticos (Localização em escala regional e Local, Geologia, Solos, Vegetação, Hipsometria e Declividade), que foi produzido no *software* Arc GIS 10¹⁵.

O mapa de Localização em escala local com detalhe na topossequência foi desenvolvido mediante o tratamento e georreferenciamento da imagem orbital CNES/SPOT – Google Earth de 28/09/2006 e bases cartográficas disponibilizadas no Plano de Manejo do Parque Estadual do Biribiri (MINAS GERAIS - IEF, 2004) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2008). O mapa de Localização em escala regional, por sua vez, e os mapas de Geologia, Solos e Vegetação foram produzidos, exclusivamente, com a base cartográfica disponibilizada no Plano de Manejo do Parque Estadual do Biribiri.

O mapa de Hipsometria foi desenvolvido a partir da elaboração de um Modelo Digital de Elevação (MDE) utilizando-se imagens ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Segundo Fuckner (2007), o sensor ASTER é um imageador multiespectral a bordo do satélite Terra lançado em dezembro de 1999, fruto da cooperação entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e o ministério de Economia, Comércio e Indústria Japonês. Wagner (2004) afirma que este sensor é capaz de obter imagens de média a alta resolução da superfície da Terra a partir de três telescópios. Assim, o telescópio VNIR possui resolução de 15 m e captura imagens na banda espectral do infravermelho próximo; o SWIR possui resolução de 30 m e captura imagens da faixa do infravermelho médio e o TIR captura imagens com resolução de 90 m na faixa do infravermelho termal. Na elaboração dos mapas de Hipsometria e Declividade desta pesquisa utilizou-se, portanto, as imagens capturadas pelos telescópios SWIR, cuja resolução das imagens é de 30 m.

Por fim, realizou-se ainda na etapa dos trabalhos em gabinete, no Laboratório de Estudos Ambientais Prof. Dr. Heinz Charles Kohler do Programa de Pós Graduação em

¹⁵ *Software* disponível no Laboratório de Estudos Ambientais Prof. Dr. Heinz Charles Kohler do Programa de Pós Graduação em Geografia da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais.

Geografia da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, o tratamento dos dados e a análise dos resultados adquiridos com: a revisão teórica, os mapas temáticos, os trabalhos de campo e análises de laboratório, organizados na forma de tabelas e gráficos elaborados no *software Microsoft Office Excel 2007* e *Kaleida Graph 4.03*; assim como pelo perfil topográfico confeccionado nos *softwares Microsoft Office Excel 2007* e *CorelDraw* nas versões X2 (2003) e X6 (2012) e representação bidimensional de teores percentuais de parâmetros analisados em laboratório por interpolação (Kringging) utilizando o *software Surfer 8*.

4.2 Trabalho de Campo

Na etapa que abrange a realização das investigações em campo foram levantados dados primários referentes à morfologia ou perfil topográfico, cobertura pedológica e funcionamento hídrico da vertente investigada. Assim, os procedimentos realizados para a obtenção de cada um desses dados serão descritos mais adiante.

Ao longo desta pesquisa científica foram feitos dezesseis (16) trabalhos de campo no sítio de estudo. No primeiro trabalho de campo, realizado no período de 11 a 16 de fevereiro de 2011, foi definida a localização exata da topossequência com base nas análises da imagem de satélite realizadas na etapa anterior. Diante desta definição foram realizadas, então, as atividades de elaboração do perfil topográfico; explorações da cobertura pedológica, feitas com o uso do trado holandês; abertura de seis trincheiras ao longo do eixo da topossequência; descrições morfológicas dos solos encontrados, segundo os procedimentos propostos por Santos et al. (2005); bem como coletas de 77 amostras de solo e 5 amostras de rochas.

No segundo trabalho de campo, realizado entre os dias 16 a 20 de abril de 2011, foram efetuadas novas tradagens, abertura de duas trincheiras suplementares e descrição e coletas de 20 amostras dos solos.

No terceiro trabalho de campo (28 a 30 de junho de 2011), por sua vez, foram instalados os piezômetros e coletores de água subsuperficial em pontos estratégicos ao longo da vertente, os quais foram construídos em campo, conforme as indicações metodológicas descritas por Nascimento et al. (2008) e Michelin (2011). Finalmente, do quarto ao décimo sexto trabalho de campo¹⁶, realizados entre outubro de 2011 e outubro de 2012, foram coletadas, mensalmente, amostras de água para análises em laboratório. E, semanalmente, foi

¹⁶ Trabalhos de campo realizados mensalmente de outubro de 2011 a outubro de 2012.

mensurada a profundidade do nível freático na vertente¹⁷.

No décimo quarto trabalho de campo, realizado em agosto de 2012, foram feitas duas tradagens suplementares na topossequência, denominadas como TC1 (86 m de distância do topo da vertente) e TC2 (162 m de distância do topo da vertente) com o objetivo de coletar amostras para completar as informações granulométricas da topossequência e melhorar a qualidade da interpolação dos dados de laboratório.

4.2.1 Levantamento topográfico

Boulet (1988) afirma que o estudo da análise estrutural da cobertura pedológica deve ser iniciado com a delimitação de um transecto que se inicia no topo e prolonga-se até a base da vertente a ser investigada, no qual devem ser contempladas as rupturas do declive e outras alterações apresentadas (SILVA, 2010).

Assim, o primeiro procedimento realizado durante os trabalhos de campo, após a definição da topossequência, foi a elaboração do levantamento topográfico da vertente investigada, que se estende desde o topo até a base por 275 metros. Este procedimento foi realizado com a utilização de um clinômetro, balizas e trena. O desnível ao longo da vertente foi mensurado em intervalos equidistantes de 7 metros. Os dados adquiridos, dessa forma, foram anotados em campo e, posteriormente, plotados em uma planilha do *Microsoft Office Excel 2007*, com os quais foi possível gerar um modelo representativo da morfologia da vertente, calculado mediante o uso de fórmulas trigonométricas. O grau da declividade dos compartimentos da vertente foi calculado segundo a fórmula:

$$Dc^{\circ} = \text{tg } dv/dh \quad (7)$$

em que, Dc° = Declividade em grau; tg = tangente; dv = distância vertical e dh = distância horizontal (IBGE, 1999 apud CASTRO, 2012).

4.2.2 Análise Pedogeomorfológica

Depois de concluído o perfil topográfico da vertente foi realizado uma sequência de tradagens (29 no total), com o objetivo de identificar as diferenças laterais (desde o topo até a

¹⁷ A mensuração semanal do nível freático realizada nas estações de monitoramento por piezometria no sítio de estudo foi feita por Altemar de Jesus Costa - “Duico”.

base da vertente) e verticais (desde a rocha matriz até a superfície) da cobertura pedológica, conforme proposto por Boulet et al. (1982), Boulet, Chauvel e Lucas (1984) e Boulet (1988).

Com o levantamento pedológico realizado em topossequência, mediante a realização de tradagens exploratórias, cujas coordenadas geográficas foram registradas em campo com um GPS (*Global Positionning System*) Garmin 60 CSx, foi possível identificar as variações pedológicas apresentadas no sítio de estudo. Amostras dos materiais coletados foram expostas no pedocomparador¹⁸, onde foi possível visualizar toda a diversidade dos horizontes dos solos encontrados bem como sua distribuição ordenada na vertente.

As sondagens realizadas com o trado holandês auxiliaram na descrição preliminar do material que constitui a cobertura pedológica da vertente. Os dados obtidos por meio deste procedimento orientaram, durante a realização do primeiro trabalho de campo, a posição para a abertura de seis trincheiras (TR1, TR2, TR3, TR5, TR6 e TR8), com dimensões aproximadas de 1,2 m de largura; 1,5 metros de comprimento e 2 metros de profundidade ao longo da topossequência e, durante o segundo trabalho de campo a abertura das trincheiras suplementares (TR4 e TR7).

Após a abertura das trincheiras, fez-se a limpeza dos perfis com uma faca e, posteriormente, delimitou-se os horizontes dos solos encontrados. Em seguida foram descritas as características morfológicas - cor seca (Tabela de Munsell), textura, consistência e estrutura - destes horizontes dos solos, segundo os procedimentos propostos por Santos et al. (2005). Posteriormente, amostras representativas de cada horizonte dos solos foram coletadas, e, após serem devidamente embaladas e identificadas, foram enviadas para análises em laboratório.

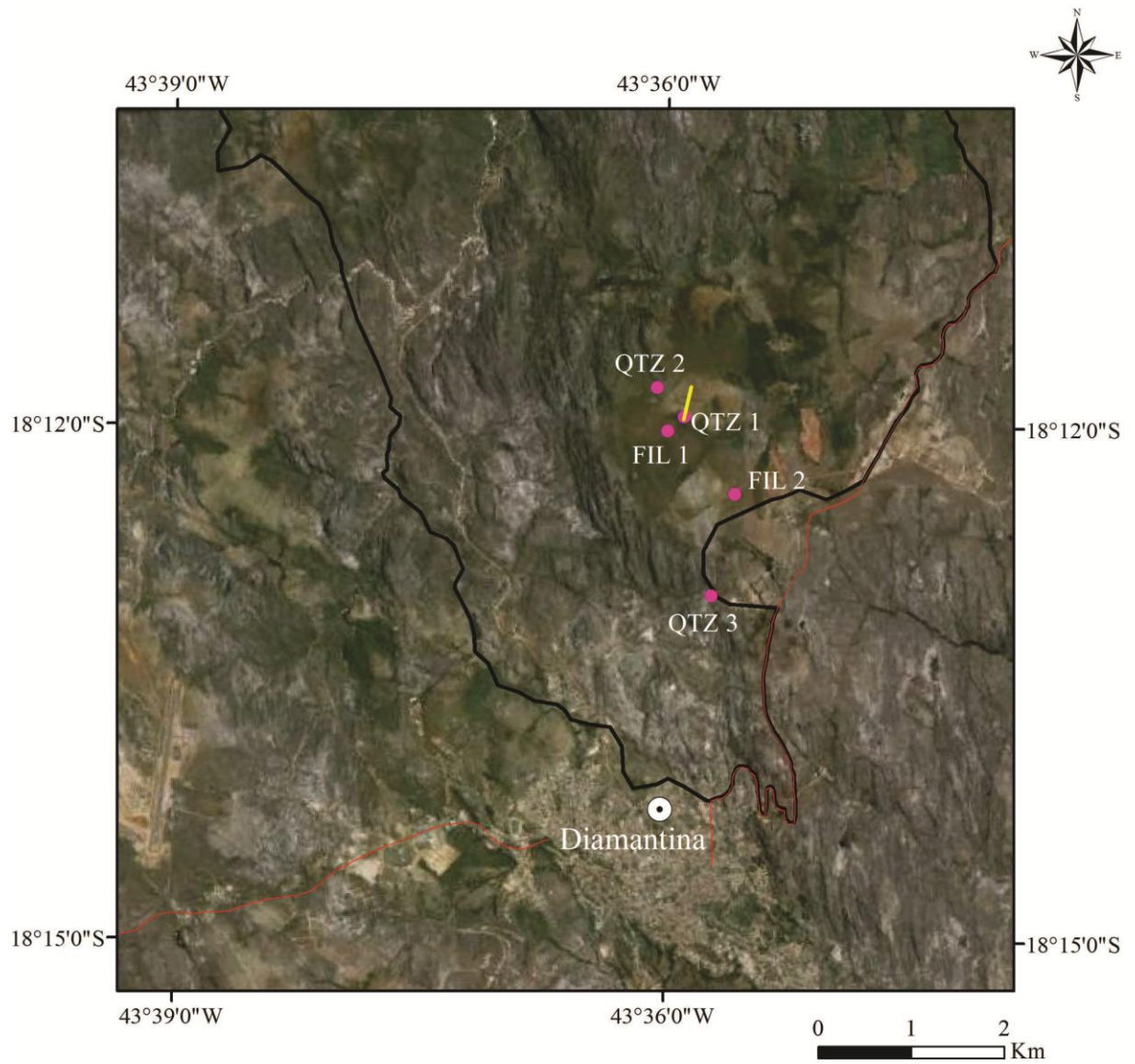
Na apresentação dos resultados, as análises morfológicas e mineralógicas dos solos da vertente foram descritas da base para o topo do perfil, pois assim, pôde-se acompanhar as transformações mineralógicas e morfológicas desde o material de origem até a superfície do solo.

Durante esta etapa de investigação foram coletadas também amostras de rochas para análises, a localização dos pontos de coleta destas amostras no sítio de estudo pode ser observada conforme a representação feita no Figura 12.

Por fim, ressalta-se que os dados obtidos acerca das variações ocorridas na cobertura pedológica foram plotados na representação gráfica do perfil topográfico (Figura 19).

¹⁸O pedocomparador trata-se de uma maleta de madeira, capaz de comportar 100 caixas de papelão (4 x 4 x 4 cm) em que são identificadas e organizados as amostras de solos retiradas nas sondagens com o trado holandês. A finalidade do pedocomparador, portanto, é reconstituir de forma prática e rápida todos os horizontes dos solos presentes na topossequência (BOULET, 1988; SILVA, 2010).

Figura 12 - Mapa de Localização dos pontos de coleta de amostras de rocha no sítio de estudo



- Limite Territorial do PEB
- Sede Municipal
- BR-367
- Topossequência
- Pontos de coleta

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
 DATUM HORIZONTAL - SAD 69, Zona 23 Sul.
 Base Cartográfica:
 MINAS GERAIS - IEF: Plano de Manejo do PEB, 2004.
 Elaborado por: SOARES, B.F.
 PUC Minas - PPGTIE
 Laboratório de Estudos Ambientais, 2012.

Fonte: Dados da Pesquisa

4.2.3 Análise do comportamento hidrogeoquímico em topossequência

Queiroz Neto (2002), ao citar Dias Ferreira (1997), afirma que a aplicação do estudo da organização pedológica traz importantes contribuições para a compreensão da relação entre a pedogênese e a evolução do relevo, pois oferece preciosas informações sobre os condicionantes morfológicos, sobretudo, acerca do funcionamento hídrico. Assim, torna-se necessário realizar, em concomitância à análise das coberturas pedológicas, estudos acerca do comportamento do nível freático, já que a água é um importante agente do intemperismo químico.

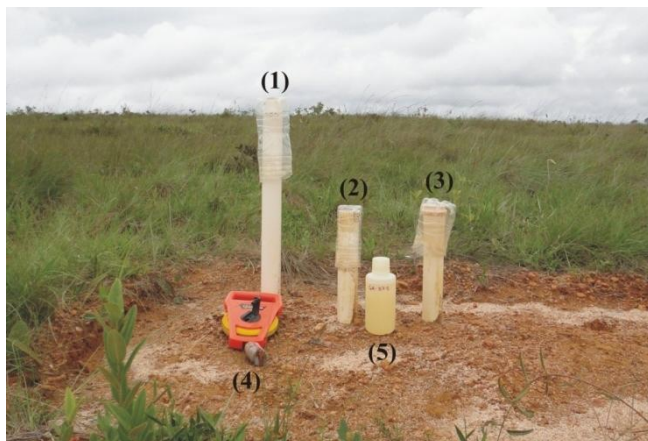
As análises estruturais da cobertura pedológica, realizadas no primeiro e segundo trabalho de campo desta pesquisa, serviram como base para definir a localização de pontos ideais para a implantação de estações de investigação da dinâmica hídrica na vertente.

No terceiro trabalho de campo, realizado no mês de junho de 2011, foram instaladas quatro estações de monitoramento do nível freático por piezometria ao longo da vertente e cinco coletores de água para análise dos elementos químicos em solução (Fe, Al e Si). A Figura 13 representa a disposição do piezômetro, garrafa coletora e materiais de medida e armazenamento da água coletada na Estação de monitoramento A, como modelo para as demais estações de monitoramento ao longo da vertente.

As estações de monitoramento foram denominadas como: i) **Estação A**, localizada junto à TR4, onde foram instalados o piezômetro PA-382¹⁹ e os coletores GA-201 e GA-375; ii) **Estação B**, instalada junto à TR5, onde foram instalados o piezômetro PB-380 e a garrafa coletora GB- 299; iii) **Estação C**, situada junto à TR6, onde foram instalados o piezômetro PC-272 e o coletor GC-196; e iv) **Estação D**, localizada junto à TR8, onde foram instalados o piezômetro PD-97 e o coletor GD-66 (Figura 14).

¹⁹ As letras A, B, C e D designam as quatro estações de análise do comportamento do nível freático onde foram instalados os piezômetros (P) e garrafas coletoras de água (G). Os numerais que seguem estas letras indicam a profundidade (cm) na qual os piezômetros e garrafas coletoras de água foram instalados. A sigla GA-375, por exemplo, refere-se à garrafa coletora de água da estação de monitoramento A, instalada a 375 cm em relação à superfície.

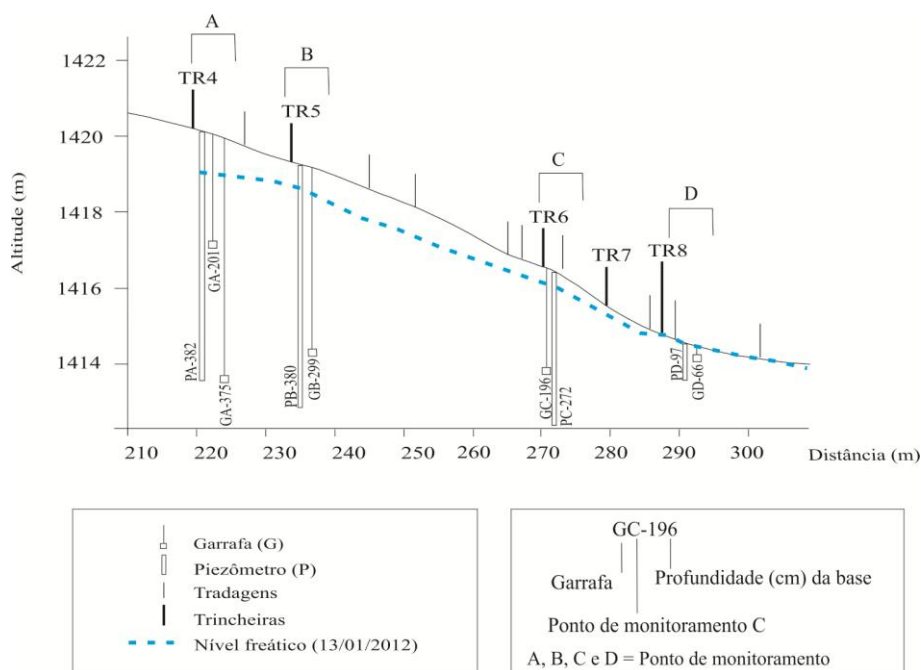
Figura 13 - Disposição de piezômetros e garrafas coletoras de água no sítio de estudo.



Fonte: Arquivo pessoal. Foto de Bruna Fernandes Soares, 2011

Estação A: localizada junto à TR4. (1) Piezômetro - PA-382, piezômetro localizado na Estação A, cuja base situa-se a 382 cm de profundidade. (2) Garrafa coletora de água – GA-201 (G = garrafa; A = Estação A e 375 = profundidade em que a base da garrafa se encontra). (3) Garrafa coletora de água – GA-375 (G = garrafa; A = Estação A e 375 = profundidade em que a base da garrafa se localiza). (4) Trena de 20 metros, utilizada para mensurar o nível freático. (5) Garrafa, utilizada para armazenar as amostras de água até o procedimento de filtragem.

Figura 14 – Croqui representativo da localização dos piezômetros e garrafas coletoras de água na vertente

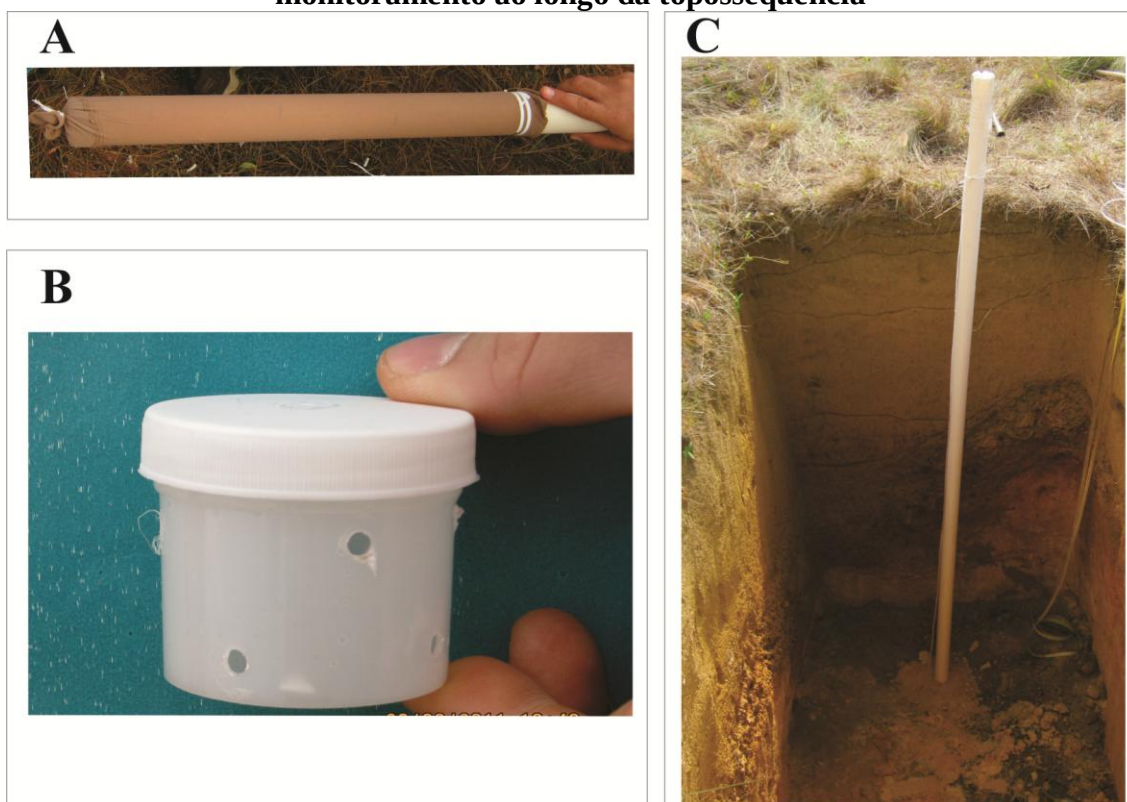


Fonte: Elaborado pela autora

Localização das estações de monitoramento e coleta de água em topossequência. A estação A encontra-se situada junto à trincheira 4 (TR4), onde foi instalado o piezômetro (PA-382), a 382 cm de profundidade e as garrafas coletoras de água GA-201 e GA-375, a 201 e 375 cm de profundidade, respectivamente. A estação B está localizada junto à trincheira 5 (TR5), onde foi instalado o piezômetro PB-380, a 380 cm de profundidade e a garrafa GB-299, a 299 cm de profundidade. A estação C está localizada junto à trincheira 6 (TR6), nela foi instalado o piezômetro PC-272, a 272 cm de profundidade e a garrafa GC-196, a 196 cm da superfície. Por fim, a estação D situa-se junto à trincheira 8 (TR8), onde foi instalado o piezômetro PD-97, a 97 cm de profundidade e a garrafa coletora de água GD-66, a 66 cm de profundidade.

As baterias de piezômetros (Figura 15 C) servem para a caracterização do funcionamento do nível freático em resposta às variações pluviométricas ocorridas ao longo do ano hidrológico de 2011-2012. Trata-se de um cano de PVC de 50 mm de diâmetro, em que na base são realizados cortes com lâmina de serra, para a infiltração da água e que, posteriormente, foram cobertos por um revestimento de tecido sintético com o objetivo de evitar que o interior do tubo fosse preenchido por material particulado (Figura 15 A).

Figura 15 – Bateria de piezômetro e coletor de água dispostos nas estações de monitoramento ao longo da topossequência



Fonte: Arquivo pessoal. Foto de Éverton Sena Santos, 2011.

A: Extremidade inferior de Piezômetro utilizado para mensuração do nível freático, constituído por cano de PVC de 50 mm de diâmetro, revestido de tecido sintético. **B:** Garrafa coletora de água para análise química dos elementos Fe, Si e Al em solução. O coletor trata-se de um recipiente de polipropileno com perfurações de 5 mm de diâmetro. **C:** Instalação do piezômetro e coletor de água no interior de trincheira na estação de monitoramento A.

Os coletores de água (Figura 15 B), por sua vez, são recipientes de polipropileno (50 ml), nos quais foram feitas perfurações (5 mm de diâmetro) na tampa e outras em pontos aleatórios nas laterais. Posteriormente, foram revestidos por tecido sintético e, em seguida, na perfuração realizada no centro da tampa, foi ajustada uma mangueira, por onde as amostras de água foram coletadas pela sucção de uma bomba manual. A instalação dos coletores de água, bem como a dos piezômetros, foi feita a partir de perfuração realizada com o trato holandês

nos pontos de maior relevância científica da topossequência (Figura 15 C).

Durante o período de três meses, tanto os piezômetros quanto os coletores de água permaneceram intactos para acomodação. Passado este período, iniciaram-se no mês de outubro de 2011, as leituras semanais do nível freático (sempre às sexta feiras, às 8:40 h, com a utilização de uma trena métrica de 20 m). Estas leituras foram realizadas até o mês de outubro de 2012, com o objetivo de acompanhar o comportamento do nível freático durante o período de um ano hidrológico (outubro de 2011 a outubro de 2012). A coleta das amostras de água para análises do teor dos elementos químicos (Fe, Al e Si), entretanto, iniciou-se em novembro de 2011, pois durante o mês de outubro do referente ano o nível freático situava-se em profundidades inferiores àquelas em que os coletores de água foram instalados, não sendo possível, assim, coletar as amostras de água em nenhuma das estações de coleta.

Dessa forma, no período compreendido entre novembro de 2011 e setembro de 2012, em que o nível freático na vertente podia ser mensurado em alguma das estações de monitoramento hídrico, foram coletadas, mensalmente, amostras de águas para análise química dos elementos Fe, Al e Si. As coletas foram realizadas em triplicata, todavia, utilizou-se a média dos valores verificados para a elaboração das informações acerca dos teores desses elementos químicos analisados.

No campo, o primeiro procedimento realizado para a coleta das amostras de água referia-se à mensuração da profundidade do nível freático. Verificada, assim, a disponibilidade para a coleta de água, ajustava-se, então, a mangueira de um *Kitassato* à mangueira que liga o coletor de água à superfície e, em seguida, à bomba de sucção manual. O *Kitassato* era, sempre, previamente lavado com água destilada a cada coleta. Após, realizados estes procedimentos, bombeava-se cerca de 120 ml de água, em que 50 ml eram destinados à análise de pH e 70 ml para análises dos elementos químicos.

Os valores de pH foram medidos, em campo, por um pHmetro portátil da marca *Denver Instrument*/ modelo UP-25, previamente calibrado com solução tampão pH 4,0 e 7,0.

Antes de serem enviadas para o laboratório, as amostras para análises dos elementos químicos eram filtradas em *Holder*, através de filtros de membrana de celulose com malha de porosidade igual a 0,22 μ m e 47 mm de diâmetro. O processo de filtragem da amostra era realizado por meio da sucção exercida pela bomba manual. Depois de filtrada, aproximadamente, 20 ml da amostra de água eram utilizados para ambientalizar o frasco de polietileno em que a água seria armazenada e 50 ml restantes eram destinados às análises químicas. As amostras de água eram armazenadas em temperatura de 4°Celsius até serem analisadas no laboratório.

4.3 Trabalho de Laboratório

Boulet (1988) afirma que o estudo da análise estrutural da cobertura pedológica traz informações acerca da anatomia das coberturas pedológicas graças aos estudos de laboratório de seus constituintes. Dessa forma, para compreender as informações contidas na cobertura pedológica da vertente analisada foram realizadas em laboratório: análises físicas, químicas e mineralógicas, cujos procedimentos serão apresentados nos tópicos seguintes.

4.3.1 Análise Física

A análise física das amostras de solos (86 no total) coletadas na topossequência foi realizada por meio da análise granulométrica dos constituintes pedológicos de acordo com os procedimentos apontados por CAMARGO et al. (1986) no Laboratório de Análise de Formação Superficial (LAFS) na Universidade Estadual Paulista (UNESP) – Rio Claro.

O método da pipeta foi o que se utilizou para a separação das frações granulométricas, cujos valores considerados nesta pesquisa são: i) areia grossa = 2,00 a 0,20 mm; ii) areia fina = 0,20 a 0,05 mm; iii) silte = 0,05 a 0,002 mm; e iv) argila = menor que 0,002 mm. Nesse método o cálculo dos percentuais das frações granulométricas dos solos baseia-se na velocidade de queda vertical das partículas que constituem os solos, mediante a influência das variáveis do tempo e temperatura (conforme os princípios da Lei de Stokes²⁰).

4.3.2 Análise Química

Para a análise química do complexo sortivo foram selecionadas 77 amostras dos horizontes dos solos encontrados na topossequência, as quais foram enviadas para o Laboratório de Análise de Solos da Universidade Federal de Viçosa (UFV).

Assim, as análises do complexo sortivo, que incluem a determinação dos cátions trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , H^+ , Al^{3+} e P^{3+}), pH (H_2O), Carbono Orgânico e Nitrogênio Total, foram realizadas com o objetivo de determinar as condições que regulam os processos pedológicos do sítio de estudo, conforme Michelin (2011) apontou.

No Laboratório de Análise de Solos da Universidade Federal de Viçosa (UFV) as

²⁰ Segundo Lepsch (2011, p.126) a lei de Stokes pode ser expressa pela equação: $V = h/t = [d^2g (D_p - D_f)]/18\eta$, onde V= velocidade de uma partícula em sedimentação; h= distância; t= tempo; d= diâmetro efetivo das partículas; g= gravidade; ($D_p - D_f$)= densidade do fluido e η = viscosidade do fluido.

determinações de pH em água 1 mol L⁻¹ foram realizadas empregando-se a relação solo/solução de 1:2,5, conforme procedimento analítico descrito por Defelipo e Ribeiro (1997).

Os íons Ca²⁺ e Mg²⁺ foram extraídos com KCl 1 mol L⁻¹ e determinados com EDTA 0,025 mol L⁻¹; o Al³⁺ foi extraído com KCl 1 mol L⁻¹ e determinado com NaOH 0,025 mol L⁻¹; o H + Al foram extraídos com acetato de cálcio 0,5 mol L⁻¹ a pH 7,0 e determinados com NaOH 0,025 mol L⁻¹; os íons K⁺ e Na⁺ foram extraídos com extrator Mehlich-1 e determinados no fotômetro de chama (EMBRAPA, 1999). Por fim, o carbono orgânico foi determinado pelo método Walkley-Black (WALKEY; BLACK, 1934).

A análise de química total, no entanto, foi realizada no *Activation Laboratories LTD*, localizado na cidade de Ontario no Canadá. O objetivo dessa análise foi o de quantificar os elementos químicos totais presentes nos solos do sítio de estudo. Assim, primeiramente, no Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista (UNESP) em Rio Claro, 24 amostras dos solos e 3 amostras das rochas do sítio de estudo foram moídas numa granulometria igual a 150 mesh e depois enviadas para o *Activation Laboratories LTD*. Neste laboratório as amostras foram analisadas em espectrômetro de fluorescência de raio X por energia dispersiva.

Os resultados das análises de química total serviram como base para as análises do Balanço de Massa ou Função transporte (FT) dos elementos químicos dos solos da vertente, que foram realizadas com o objetivo de verificar a acumulação relativa ou perda de elementos químicos presentes no solo em relação ao teor destes mesmos elementos verificados no material de origem. Dessa forma, o cálculo do balanço de massa ou função transporte foi determinado pela equação matemática proposta por Chadwich et al. (1990), a qual mensura a variação dos teores de um determinado elemento químico, tendo como referência um outro elemento químico considerado como invariante durante o processo de intemperismo químico, como é o caso do Zr, Ti ou Hf (CHADWICH et al., 1990). Esta equação matemática pode ser definida pela seguinte fórmula:

$$\tau_{j,w} = (C_{j,w}/C_{j,p} \cdot C_{i,p}/C_{i,w}) - 1 \quad (8)$$

em que o balanço de massa ($\tau_{j,w}$) do elemento químico (**j**) no solo (**w**) é definido pelo produto da razão do teor deste elemento químico (**j**) no solo pelo teor deste elemento químico na rocha matriz (**p**) e o teor do elemento invariante (**i**) na rocha matriz (**p**) pelo teor do elemento invariante no solo (**w**) – 1.

Dessa forma, quando a constante do balanço de massa ou função transporte é $(\tau_{j,w}) < 1$, há uma indicação que o elemento químico analisado (**j**) é perdido, mobilizado ou transportado durante os processos de intemperismo químico e pedogênese em relação ao elemento considerado invariante. Todavia, quando $(\tau_{j,w}) > 1$, há uma indicação de que este elemento químico (**j**) se acumula no perfil do solo.

Por fim, as análises químicas das amostras de água coletadas no sítio de estudo foram realizadas no Laboratório de Ecologia Isotrópica do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) da Universidade de São Paulo/ Escola Superior de Agronomia “Luiz de Queiroz” – Piracicaba – SP. Neste laboratório, as amostras foram conservadas com a utilização da substância *Thymol* e refrigeradas a 4 ° Celsius até serem analisadas. As concentrações de Al, Fe e Si foram, portanto, determinadas por Espectrometria de Emissão com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES) em equipamento de marca *Horiba Jobin Yvon Ultima 2*.

4.3.3 Análise Mineralógica

Para a realização das análises mineralógicas dos constituintes do solo foram adotadas três etapas de investigação: i) extração da fração argila das alíquotas dos solos, ii) investigação por difração de raio X e iii) análises realizadas por espectroscopia no infravermelho com transformada de Fourier (FT-IR).

A extração da fração argila foi realizada de acordo com a metodologia proposta por Robert e Tessier (1974) em dezesseis amostras dos horizontes do solo da TR1 (alta vertente), onde, previamente, se observou o domínio do processo de Laterização dos solos e em seis amostras da TR6 (baixa vertente), onde se verificou o predomínio do processo de Hidromorfia. Este procedimento foi realizado no Laboratório de Análise de Formação Superficial (LAFS) na Universidade Estadual do Estado de São Paulo (UNESP) – Rio Claro.

Assim, foram pesados 3 g de cada amostra de solo, na condição de Terra Fina Seca ao Ar (TFSA). Depois, adicionou-se uma solução composta de 100 ml de água destilada e 3 gotas de hidróxido de amônia (NH_4OH) e, em seguida, deixou-se as amostras em repouso por 16 horas. Passado o tempo de repouso as amostras foram colocadas na mesa agitadora elétrica Marconi – Ma 139 por 20 minutos e, posteriormente, fez-se a separação da fração argila com uma peneira de malha igual a 0,002 mm, colocada sobre um funil apoiado em uma proveta de 1.000 ml sendo o material, assim, lavado com água destilada até a capacidade máxima da proveta. Depois deste procedimento, as provetas foram postas sobre uma bancada de

mármore, onde foi mensurada a temperatura das soluções e, em seguida, estas foram agitadas com agitador manual por 2 minutos. Logo após este procedimento foi calculado o tempo para a sedimentação da argila. Então, passado o intervalo de sedimentação foi realizada a sifonação das alíquotas dos solos, sendo que a profundidade de cada coleta da argila seguiu os princípios da Lei de Stokes, conforme proposto por Robert e Tessier (1974).

Posteriormente, as extrações de argilas em solução serviram como material para as análises de Difração de Raio X (DRX) e Espectroscopia no Infravermelho com Transformada de Fourier (FT-IR).

A técnica de difração de raio X (DRX) trata-se do direcionamento de um feixe de raio X sobre uma amostra da fração argila do solo (WHITE, 2009). De acordo com Atkins e Jones (2007) esta técnica é utilizada para determinar o arranjo dos átomos nos compostos sólidos e determinar o comprimento e os ângulos das ligações químicas de um determinado sólido. O fenômeno da difração ocorre quando um obstáculo (átomos e ligações químicas, no caso) impede parcialmente o avanço de uma onda em determinado meio, sendo, portanto, propagada para outras regiões além do obstáculo, em direção diferente da propagação original (RESENDE et al., 2011). A difração de raio X, assim, permite a identificação e caracterização da rede cristalina que constituem os minerais, porque cada mineral de acordo com o seu tamanho, grau de cristalinidade, ligações e composição química (PANSU; GAUTHEYROU, 2003), tende a difratar os espectros de raio X em padrão único e típico (MENDES, 1972 apud ARENARE, 2007). Assim, segundo Resende et al. (2011, p.20), esta técnica é "insubstituível nos estudos de gênese do solo, em particular na transformações da rocha fresca em solo".

Os dados de difração de raio X (DRX) utilizados nesta pesquisa foram realizadas por Ferreira Neto (2012), que investigou aspectos da mineralogia da vertente aqui estudada. Dessa maneira, os ensaios de Difração de Raio X das amostras de extração de argila dos solos da TR1 (domínio Laterítico) e TR6 (domínio Hidromórfico) foram realizados no Laboratório de Mineralogia do Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera (NUPEGEL), localizado na Universidade de São Paulo (USP) – Escola Superior de Agronomia Luiz de Queiroz (ESALQ) – Piracicaba – SP. Neste laboratório, as amostras das frações de argila em solução foram pulverizadas sobre lâminas de vidro e após 24 horas de secagem foram analisadas em amplitude de varredura entre 3° a 90° (2 θ) no difratômetro Philips PW 1877 operado em potencial de 40kV, corrente de 40 mA, fonte de Cu (radiação K α , λ =1,54186 Å), com monocromador para eliminação da radiação K β , com varredura de passo de 0,02° (2 θ) e tempo de acumulação de 1 segundo por passo.

As análises de espectroscopia por FT-IR (Infravermelho por Transformada de Fourier) na faixa do infravermelho médio (MIR) são, geralmente, utilizadas para identificar moléculas ou grupo funcionais e determinar a força das ligações intermoleculares (ATKINS; JONES, 2007). Para Pansu e Guthyrou (2003) e Balan et al. (2007) esta técnica oferece dados sobre a estrutura, grau de substituições isomórficas, grau de cristalinidade e propriedades dos cristais que constituem os minerais.

De acordo com Atkins e Jones (2007), as moléculas ao absorverem a radiação de infravermelho tendem a excitar-se vibracionalmente e, a frequência com que cada tipo de molécula vibra é função da massa dos átomos que as constituem e da força das ligações químicas que unem estes átomos. Quando a frequência de vibração molecular coincide com a frequência da radiação eletromagnética no infravermelho, ocorre a absorção de parte de energia, que é registrada pelo espectroscópio na forma de pico naquela frequência. Portanto, cada mineral apresenta uma resposta diferenciada à absorção do infravermelho, que é percebida em uma série complexa de bandas de absorção em determinada faixa de comprimento de onda. Essas bandas de absorção, segundo Atkins e Jones (2007), correspondem a uma região de "impressão digital", com a qual se permite reconhecer a substância por comparação de espectros mediante a utilização de um banco de dados.

As propriedades dos minerais de caulinita e gibbsita são potencialmente percebidas na faixa do espectro, que corresponde ao grupo das ligações da hidroxila (OH), que varia entre 3400 e 3700 cm^{-1} (FARMER, 1964; RUSSELL; FRASER, 1994; PANSU; GAUTHEYROU, 2003; BALAN et al. 2006).

Nove amostras dos horizontes dos solos da TR1 (domínio Laterítico) e quatro amostras de solos da TR6 (domínio Hidromórfico) foram analisadas segundo a técnica de Espectroscopia de Infravermelho com Transformada de Fourier (FT-IR) no Laboratório de Análises de Formações Superficiais - LAFS (UNESP- Rio Claro – SP). As amostras de argila em suspensão de cada horizonte do solo foram colocadas na estufa de secagem e esterilização FANEM modelo 315 SE para secarem por 12 horas. Após o período de secagem, os sedimentos dessas amostras foram homogeneizados com Brometo de Potássio (KBr), em almofariz de ágata, que serviram para a confecção de pastilhas feitas com prensa manual. Essas pastilhas, com o objetivo de eliminar resíduos de água, foram novamente colocadas na estufa para desidratação. Após quatro horas na estufa, as pastilhas foram retiradas e, então, submetidas à radiação na faixa do infravermelho médio - MIR (250 a 4.000 cm^{-1}), utilizando um espectrômetro *Varian 640-IR*, FT-IR. Os resultados destas análises após serem tratados no programa *Kaleida Graph 4.03*, forneceram dados sobre a estrutura, grau de cristalinidade e

propriedades morfológicas dos minerais de argila que constituem as formações pedológicas analisadas, além estruturar hipóteses acerca da gênese destas formações superficiais.

5 MORFOLOGIA, FÍSICA, MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS SOLOS DE UMA VERTENTE DO PLANALTO DE DIAMANTINA – MG E CONSIDERAÇÕES SOBRE SUA GÊNESE.

Os procedimentos metodológicos adotados nesta pesquisa permitiram analisar a organização dos materiais pedológicos de uma vertente representativa do Planalto de Diamantina – MG, desde a escala macroscópica (organização e características dos solos) até a microscópica (elementos químicos e minerais). Os resultados obtidos por meio deste conjunto de procedimentos disponibilizaram, assim, informações em nível de detalhe que contribuíram para o conhecimento da dinâmica, gênese e transformação dos solos deste importante compartimento da Serra do Espinhaço Meridional. Os resultados das análises realizadas na pesquisa são apresentados, neste capítulo, a partir da macro-escala; ou seja, desde as características gerais da vertente, litologia predominante no substrato e morfologia dos solos da topossequência e diferenciação granulométrica; até a micro-escala, na qual se apresenta os dados das análises químicas como: química total, distribuições dos elementos químicos (Fe, Si, Al, Ti, Zr, Na, Ca, K e Mg), cálculos de balanço de massa ou função transporte e complexo sortivo. A interpretação desses dados, por fim, fomentaram a discussão acerca dos processos maiores de alteração e pedogênese atuantes na topossequência e considerações sobre sua gênese.

5.1 Características gerais da vertente

A topossequência, objeto de estudo desta pesquisa, situa-se em vertente de baixa declividade (de 0 a 4°) na superfície de cimeira do Planalto de Diamantina - MG. A vegetação predominante é do tipo Campo Limpo constituída, sobretudo, por gramíneas especializadas às condições climáticas determinadas por duas estações bem definidas (seca e chuvosa).

Disposta na direção NE-SW, a vertente em questão, apresenta 275 m de comprimento; a altitude varia entre 1.427 m na montante e 1.410 m na jusante (Figura 16), apresentando dessa forma, um desnível de 17 m entre o interflúvio e o talvegue.

Figura 16 – Vertente investigada no Planalto de Diamantina com a disposição espacial das trincheiras em topossequência - Parque Estadual do Biribiri, Diamantina / MG



Fonte: Arquivo pessoal. Foto de Bruna Fernandes Soares, 2012.

Com o objetivo de melhor caracterizar e compreender a dinâmica das coberturas pedológicas da vertente investigada, esta foi dividida em 3 compartimentos: i) alta vertente, ii) média vertente e iii) baixa vertente.

- i) **Alta vertente:** compartimento localizado no terço superior da vertente, cuja litologia predominante é o filito, com intercalações de filito hematítico (Formação Sopa Brumadinho - Supergrupo Espinhaço). Este compartimento apresenta condições de drenagem livre, morfologia retilínea a levemente convexa e a declividade se aproxima de 1°;
- ii) **Média vertente:** situada no terço médio da vertente, o filito é a rocha que constitui o substrato deste compartimento, onde a drenagem é parcialmente livre, a morfologia é levemente convexa e a declividade é próxima de 3°;
- iii) **Baixa vertente:** este compartimento encontra-se disposto no terço inferior da vertente, que culmina no fundo de vale chato, sem incisão de canal, onde condições de Hidromorfia são verificadas. Na porção montante deste compartimento predominam as rochas do tipo filito, a forma da vertente é convexa e a declividade é de 4°. Na porção jusante, contudo, a rocha matriz é o quartzito, a morfologia é côncava e o declive também se aproxima de 4°, diminuindo progressivamente até o fundo plano do vale.

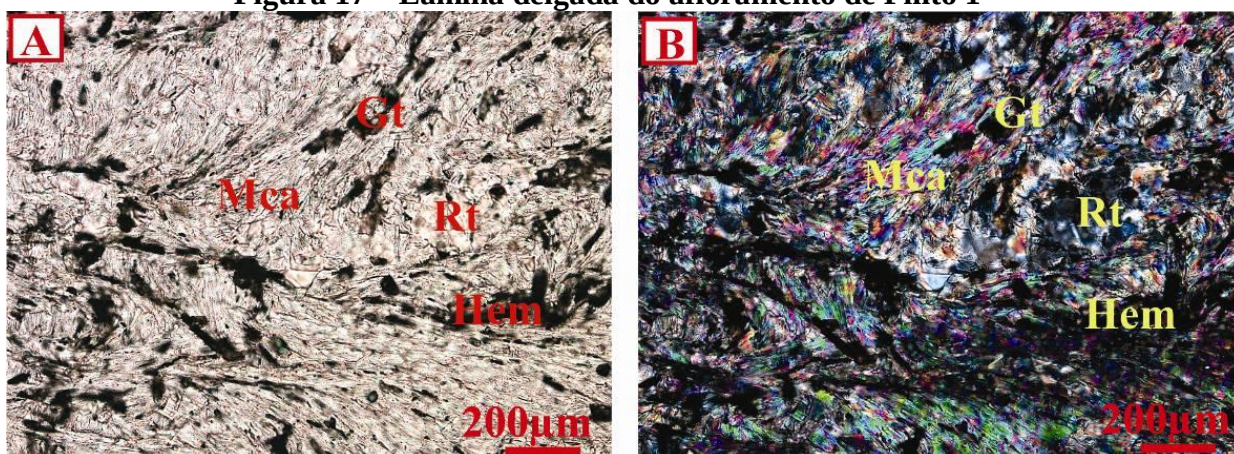
5.2 Litologia e Mineralogia do substrato geológico

Como apresentado no tópico anterior, a litologia da vertente estudada é composta por rochas do tipo filito (com intercalações de filito hematítico) e quartzito da formação Sopa

Brumadinho (Supergrupo Espinhaço).

Investigações acerca dos constituintes minerais na topossequência realizadas por Ferreira Neto (2012), por meio de análises em lâminas delgadas de amostras de rochas no microscópio óptico Zeiss Axioskop 40, indicaram que, no filito (pouco alterado), os principais minerais observados são as micas (muscovitas) e os óxidos de Fe, como a hematita e goethita. O rutilo, o anatásio e o quartzo são observados em menores concentrações, se comparados às micas (muscovitas), goethita e hematita, na assembleia mineralógica que constitui esta amostra de rocha (Figura 17).

Figura 17 – Lâmina delgada do afloramento de Filito 1



Fonte: FERREIRA NETO, 2012

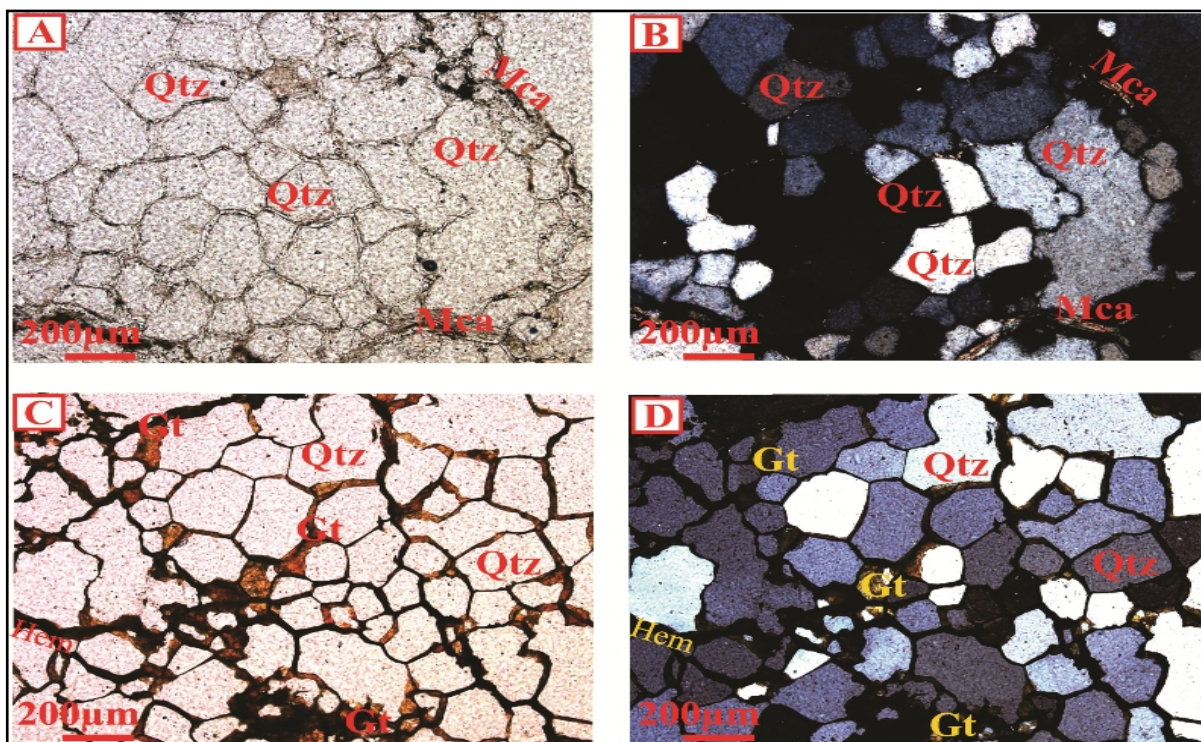
Fotomicrografia A: aumento 20X, luz normal. Fotomicrografia B: aumento 20X, luz polarizada. Hem = Hematita; Mca = Mica; Gt = Goethita e Rt = Rutilo.

As micas (muscovitas) e os óxidos de ferro (goethita e hematita) são os principais minerais que constituem a assembleia mineralógica desta amostra do filito pouco alterado da Formação Sopa Brumadinho (Supergrupo Espinhaço), outros minerais como o rutilo, aparece em menor concentração.

Na amostra de rocha do quartzito 1 (Figura 18) percebe-se que o quartzo é o mineral predominante. De acordo com Ferreira Neto (2012) os demais minerais observados na amostra desta rocha, tais como a mica (muscovita), magnetita, turmalina, goethita e hematita, não ultrapassam a 1% da constituição total da amostra do quartzito.

As fotomicrografias A e B da Figura 18 indicam que esta parte da amostra do quartzito 1 encontra-se pouco alterada ou com baixo grau de intemperismo, como observado por Ferreira Neto (2012). Todavia, as fotomicrografias C e D da Figura 18 mostram a incidência do processo de intemperismo desta rocha, indicada pela cimentação ferruginosa, que pode ser desencadeada pela dissolução intergranular e impregnação do quartzito por óxidos de Fe (hematita e goethita).

Figura 18 – Lâmina delgada do afloramento de Quartzito 1



Fonte: FERREIRA NETO, 2012

Fotomicrografia - A: aumento 10X, luz normal; B: aumento 10X, luz polarizada; C: aumento 10X, luz normal e D: aumento 10X, luz polarizada.

Hem = Hematita; Mca = Mica; Gt = Goethita e Qtz = Quartzo.

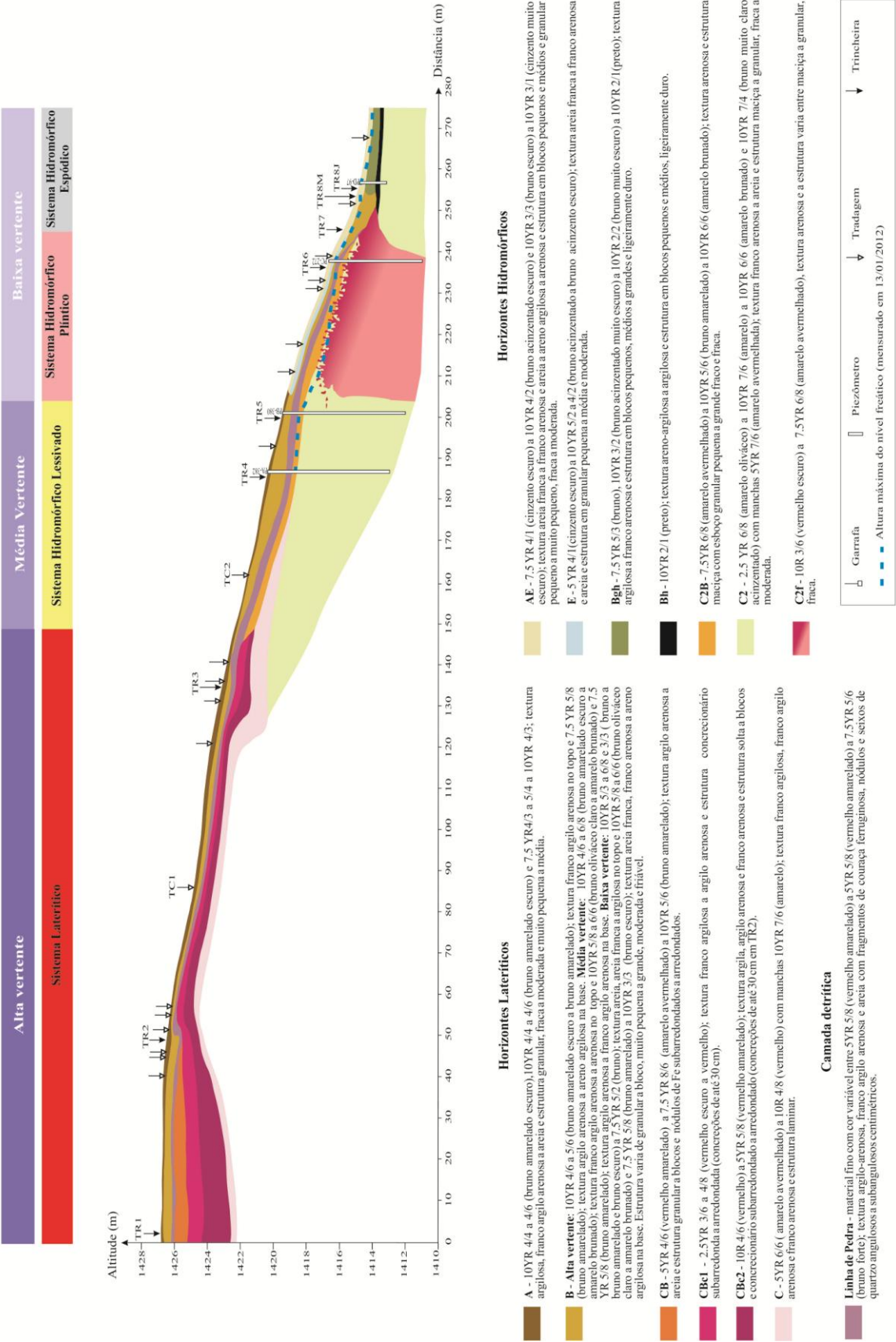
As fotomicrografias A e B indicam a predominância do mineral quartzo na amostra do Quartzito pouco alterado. Nesta rocha, minerais como: mica (muscovita), magnetita, turmalina, goethita e hematita não ultrapassam a 1% da constituição total assembleia mineralógica. As fotomicrografias C e D, por sua vez, representam uma amostra do Quartzito mais intemperizado, onde o processo de intemperização da rocha pode ser verificado por meio da cimentação ferruginosa, ocasionada pela dissolução inter-granular e impregnação de óxidos de Ferro (hematita e goethita).

5.3 Morfologia dos solos

Os solos da topossequência investigada foram representados bidimensionalmente na Figura 19. Nesta figura encontram-se representados, ao longo dos compartimentos da vertente (Alta vertente, Média vertente e Baixa vertente), a disposição espacial das trincheiras e tradagens e os horizontes dos solos encontrados em topossequência. Os solos da vertente, devido à complexidade de seus materiais, foram agrupados em quatro sistemas de alteração e pedogênese: i) Laterítico, ii) Hidromórfico Lessivado, iii) Hidromórfico Plíntico e iv) Hidromórfico Espódico.

As descrições morfológicas dos horizontes dos solos apresentadas na Figura 19 refere-se a uma generalização das descrições que serão descritas em detalhe a seguir.

Figura 19 - Vertente estudada no Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG



5.3.1 Sistema Laterítico

Situado na alta vertente, o sistema Laterítico é representado pelas trincheiras TR1, TR2, TR3 e tradagem TC1, estendendo-se desde o topo da vertente até aproximadamente 150 m de distância (Figura 19).

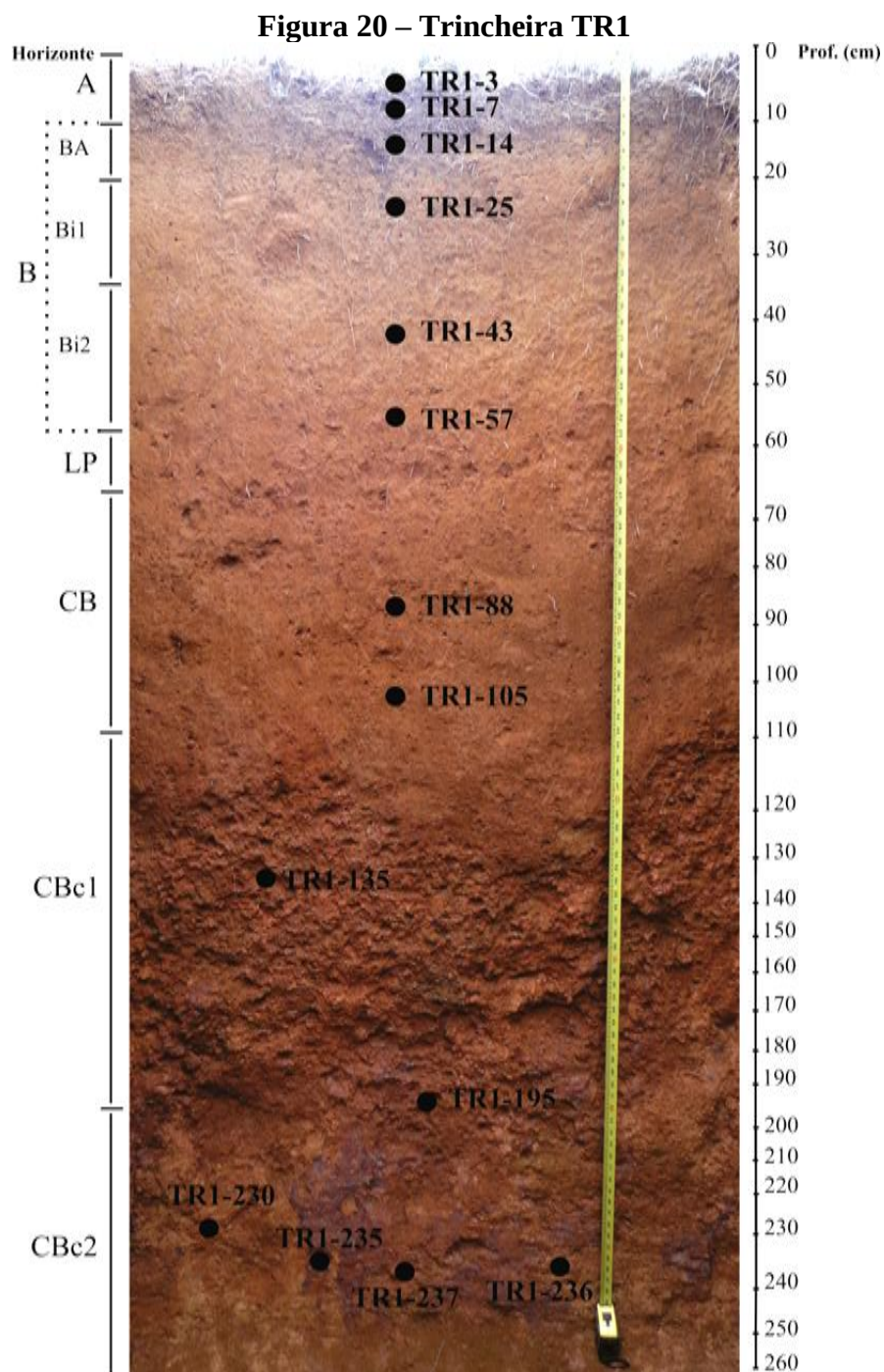
Os solos deste sistema na vertente investigada, segundo a EMBRAPA (2006), foram classificados como CAMBISSOLOS HÁPLICOS Tb Distróficos petroplintícos. Esses solos encontram-se sobrepostos a uma litologia constituída por rochas do tipo filito, com intercalações de filito hematítico.

Os horizontes dos solos agrupados neste sistema, partindo dos mais profundos para os mais superficiais, foram denominados: C; CBc2, CBc1; CB; Linha de Pedra; Bi2; Bi1; BA e A. Esses horizontes dos solos, de acordo com as investigações realizadas em topossequência, apresentam-se contínuos e tendem a acompanhar a topografia em direção à jusante, como pode ser observado na Figura 19. Alguns nódulos e concreções ferruginosas podem ser verificados nos horizontes saprolíticos e no *solum* a estrutura varia de bloco a granular.

Teores de argila que variam entre 14,7% (mínimo) e 41,7% (máximo) são verificados em todos os horizontes do sistema Laterítico Latossólico. As cores dos solos variam entre o amarelo avermelhado, nos horizontes mais profundos, vermelho nos intermediários e bruno amarelado escuro nos horizontes mais próximos da superfície.

A trincheira TR1, CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico petroplintico (Figura 16), com 230 cm de profundidade, foi definida como representativa deste compartimento da vertente e suas características morfológicas serão apresentadas desde a base até o topo do perfil. Amostras coletadas com o trado holandês abaixo da base dessa trincheira, entre as profundidades de 340 cm e 320 cm, indicam a presença do horizonte saprolítico C, no qual a estrutura do filito encontra-se bastante preservada. A textura desse horizonte é franco argilo arenosa e a coloração é bruno avermelhado claro (2.5YR 7/4). Nódulos ferruginosos e fragmentos de quartzo angulosos podem ser verificados no horizonte.

Entre 319 cm e 195 cm de profundidade, existe um horizonte saprolítico concrecionado denominado CBc2; representado na Figura 20 pelas amostras TR1-195, TR1-230, TR1-235, TR1-236 e TR1-237. Esse horizonte apresenta cor heterogênea, cuja matriz é dominada pelo vermelho amarelado (5YR 4/6 – 5YR 5/8); a textura no contato com o horizonte C é argilosa e torna-se argilo arenosa em profundidades próximas ao limite do horizonte sobrejacente CBc1. A presença de nódulos de ferro litorelictuais ligeiramente duros a duros pode ser observada, assim como foi verificada no horizonte C.

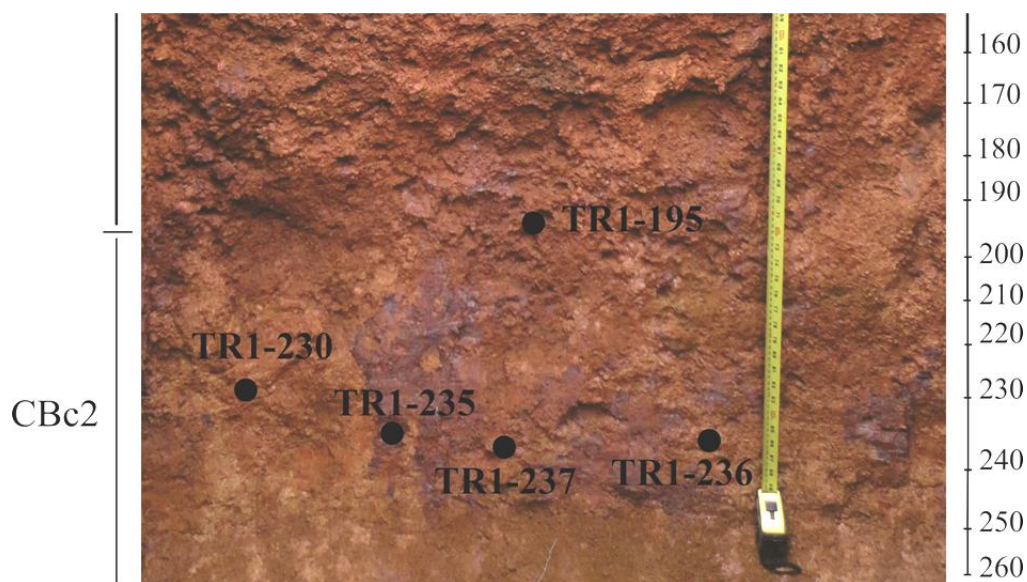


Fonte: Arquivo pessoal. Foto de Bruna Fernandes Soares, 2011.

Na porção superior do horizonte CBc2 o material apresenta heterogeneidade quanto à cor e à consistência. Três fases de mosqueados foram identificadas neste horizonte (Figura 21). A primeira fase, representada pela amostra TR1-237, é caracterizada pela cor vermelho (2.5YR 5/6), textura argilo arenosa e consistência friável, esta fase, corresponde, na verdade, à matriz da porção superior do horizonte CBc2; a segunda fase, representada pela amostra TR1-

236, é observada na forma de mosqueados amarelo avermelhados (5YR 6/6), possui textura argilo arenosa e consistência friável; e a terceira fase, representada pela amostra TR1-235, apresenta-se como mosqueados de cor vermelho acinzentado (10R 4/3), textura franco argilo arenosa e consistência firme. Uma atenção especial foi dispensada, nesta pesquisa, para a caracterização desses materiais, já que eles representam a matriz dos materiais concrecionários desse perfil.

Figura 21 – Fases mosqueadas do horizonte CBc2



Fonte: Arquivo pessoal. Foto de Bruna Fernandes Soares, 2011

Na porção superior do horizonte CBc2 verifica-se heterogeneidade na cor e textura do horizonte representada por 3 fases no horizonte. A primeira fase, representada pela amostra TR1-237, refere-se à matriz argilo arenosa de cor vermelha (2.5YR 5/6); a segunda fase, representada pela amostra TR1-236, refere-se aos mosqueados amarelo avermelhados (5YR 6/6) de textura argilo arenosa e a terceira fase, representada pela amostra TR1-235, refere-se ao mosqueado de cor vermelho acinzentado (10R 4/3) e textura franco argilo arenosa.

No intervalo de 194 cm a 126/78 cm é observado o horizonte CBc1 (amostra TR1-135), cuja matriz tem cor vermelho escuro (2.5 YR 3/6) e textura argilo arenosa. Concreções ferruginosas de até 5 cm de diâmetro predominam sobre a matriz e a transição desse horizonte para o horizonte CB (amostras TR1-88, TR1-105) é abrupta e ondulada.

O horizonte CB é verificado entre 126/78 cm e 65 cm de profundidade, sua estrutura varia de blocos médios a granular pequena e muito pequena. Todavia, a textura permanece argilo arenosa e a cor é classificada como vermelho escuro (2.5 YR 3/6) na base do horizonte e vermelho amarelada (5YR 4/6) no topo. Observa-se também no horizonte CB a presença de muitas raízes finas.

A transição do CB para a Linha de Pedra (TR1-57), por sua vez, ocorre de forma plana

e gradual, marcando o limite entre os horizontes do *solum* e do saprolito. A Linha de Pedra é observada no intervalo de profundidade que varia entre 64 cm e 59 cm, sua matriz apresenta as mesmas características do horizonte subjacente no que se refere à textura, estrutura e cor, que permanece vermelho amarelado, mas com maior valor e croma (5YR 5/8). A estrutura varia de granular pequeno a muito pequeno a blocos médios. Nódulos e seixos de quartzo angulosos e subangulosos com diâmetro de até 1 cm compõem os feições fragmentadas da Linha de Pedra.

A passagem da Linha de Pedra para o horizonte B, subdividido em Bi2 (TR1-43), Bi1 (TR1-25), e BA (TR1-14); é plana e gradual. A base do horizonte Bi2 é verificada a 58 cm de profundidade e o topo deste horizonte está localizado a aproximadamente 34 cm. Entre 33 cm e 22/15 cm situa-se o Bi1 e o BA se estende de 22/15 cm a 11 cm. O horizonte Bi2 possui textura argilo arenosa, assim como o verificado na Linha de Pedra, ao passo que, no Bi1 a classe granulométrica é franco argilo arenosa. A cor bruno amarelado (7.5YR 5/8) e a estrutura de blocos, granular e moderada são observadas em ambos os horizontes. A transição do horizonte Bi1 para o BA (amostra TR1-14) é plana e gradual. O horizonte BA possui cor bruno oliváceo claro (10YR 5/8), textura franco argilo arenosa e estrutura de blocos grandes e moderada. A transição desse horizonte para o horizonte A (amostras TR1-3; TR1-7) acontece de maneira clara e plana. O horizonte A se estende de 11 cm de profundidade até a superfície, sua textura é franco argilo arenosa, a estrutura é granular pequena a média moderada na base e pequena a muito pequena moderada no topo e a cor é bruno amarelado escuro (10YR 4/4 e 6).

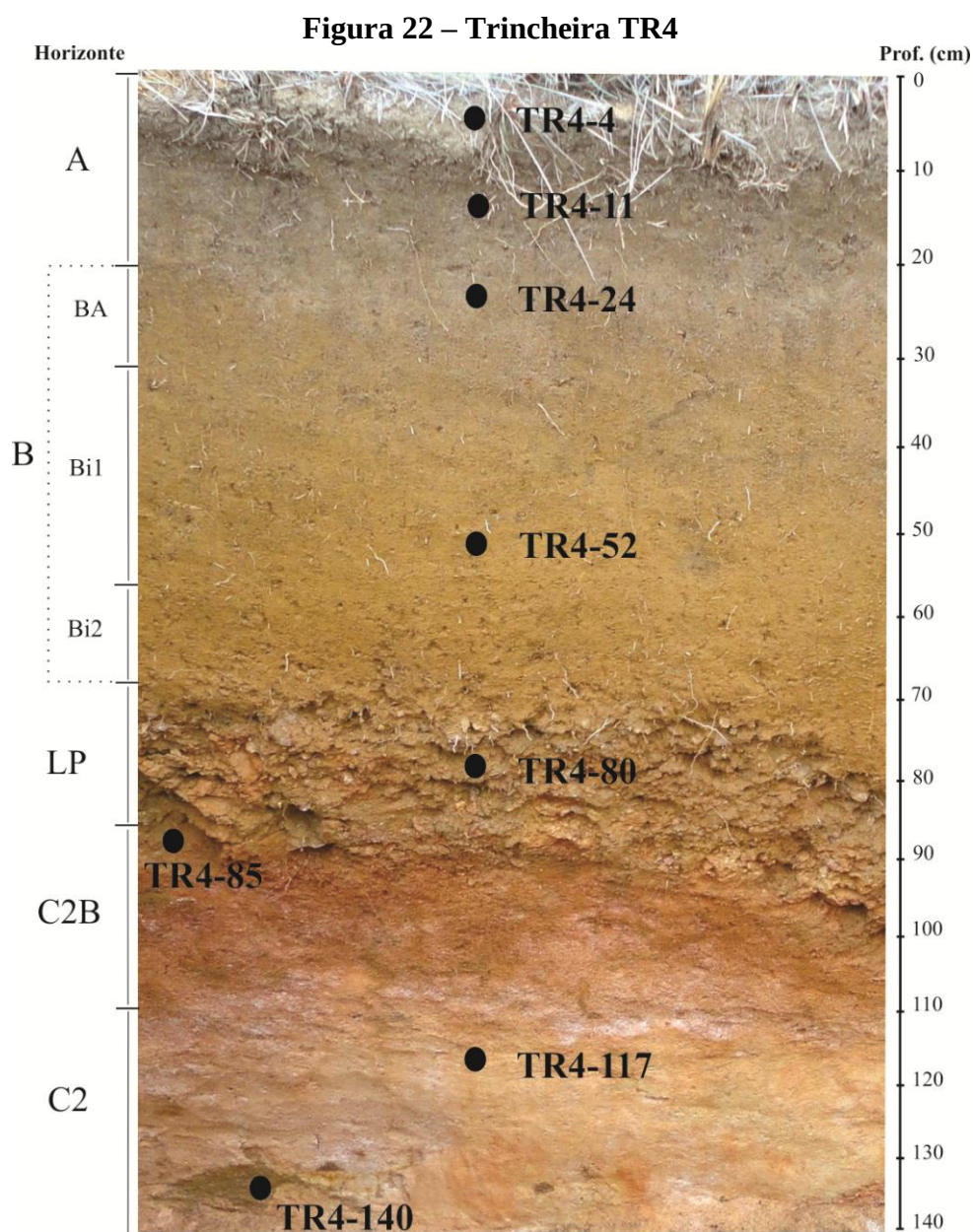
5.3.2 Sistema Hidromórfico Lessivado

O sistema Laterítico Lessivado, situado na média vertente, estende-se entre 150 m e 204 m desde o topo da vertente (Figura 19). Este sistema de solos está sobreposto às rochas do tipo filito da Formação Sopa Brumadinho e agrupa os horizontes dos solos das trincheiras TR3, TR4, TR5 e tradagem TC2.

Os solos desse sistema foram classificados como CAMBISSOLOS HÁPLICOS Tb Distróficos (EMBRAPA, 2006). Esses solos são constituídos por horizontes saprolíticos classificados como C2, C, CBc2, CBc1, C2B e CB, Linha de Pedra e os horizontes do *solum* são denominados B (Bi2, Bi1, BA) e A.

A trincheira TR4 (Figura 22), que possui 165 cm de profundidade, é representativa do compartimento da Transição. Na base dessa trincheira, entre as profundidades 165 cm e

142/140 cm, foi observado o horizonte C2 (amostra TR4-140), constituído por material arenoso, estrutura granular, consistência friável e cor amarelo avermelhado (7.5YR 8/6). Sobrejacente ao C2, de 142 cm a 91 cm de profundidade, está localizado o horizonte C2B (amostra TR4-85), cuja textura (arenosa), estrutura (granular) e cor (amarelo avermelhado) permanecem semelhantes às observadas em C2. Todavia, no que se refere à estrutura, o tamanho dos blocos diminui para pequenos a médios e em relação à cor, a única variação observada trata-se da diminuição do valor à medida que o croma aumenta (7.5YR 6/8).



Fonte: Arquivo pessoal. Foto de Bruna Fernandes Soares; 2011

A transição do C2B para a Linha de Pedra (amostra TR4-80) é ondulada e difusa. A

espessura da Linha de Pedra varia entre 142/91 cm e 95/62 cm e as características morfológicas permanecem semelhantes às apresentadas pelos horizontes subjacentes, com exceção da textura, que se torna franco argilo arenosa. Além disso, são observados, na Linha de Pedra, seixos de quartzo subangulares de até 5 cm de diâmetro e nódulos de ferro arredondados e subarredondados de até 2 cm de diâmetro. A transição entre a Linha de Pedra e o horizonte B é ondulada e difusa. Esse horizonte, contudo, foi subdividido em Bi2, Bi1 e BA.

Assim, sobreposto à Linha de Pedra desde a profundidade de 95 cm até 80/62 cm, localiza-se o horizonte Bi2, cuja cor ainda permanece bruno forte, mas com valor inferior aos dos horizontes subjacentes (7.5YR 5/8). No que se refere à textura, verifica-se um aumento dos teores de argila, o que torna esse horizonte argilo arenoso.

A transição entre o Bi2 e o Bi1 é plana e clara. O horizonte Bi1 (TR4-52) varia de 80/62 cm a 38/25 cm de profundidade, possui textura franco argilo arenosa (como a Linha de Pedra), estrutura em blocos pequenos, moderada, consistência friável e cor amarelo brunada (10YR 5/8). A variação para o horizonte sobrejacente BA é ondulada e gradual. O horizonte BA (amostra TR4-24), por sua vez, situa-se entre 38/25 cm e 15 cm de profundidade e apresenta as mesmas características morfológicas do horizonte Bi1. Por fim, a transição entre o horizonte Bi1 e o A é plana e gradual. O horizonte A localiza-se desde 15 cm de profundidade até a superfície, possui textura franco argilo arenosa, estrutura granular pequena, moderada, consistência friável e as cores variam entre amarelo bruno (7.5YR 5/4) na base e bruno (7.5YR 5/4) no topo.

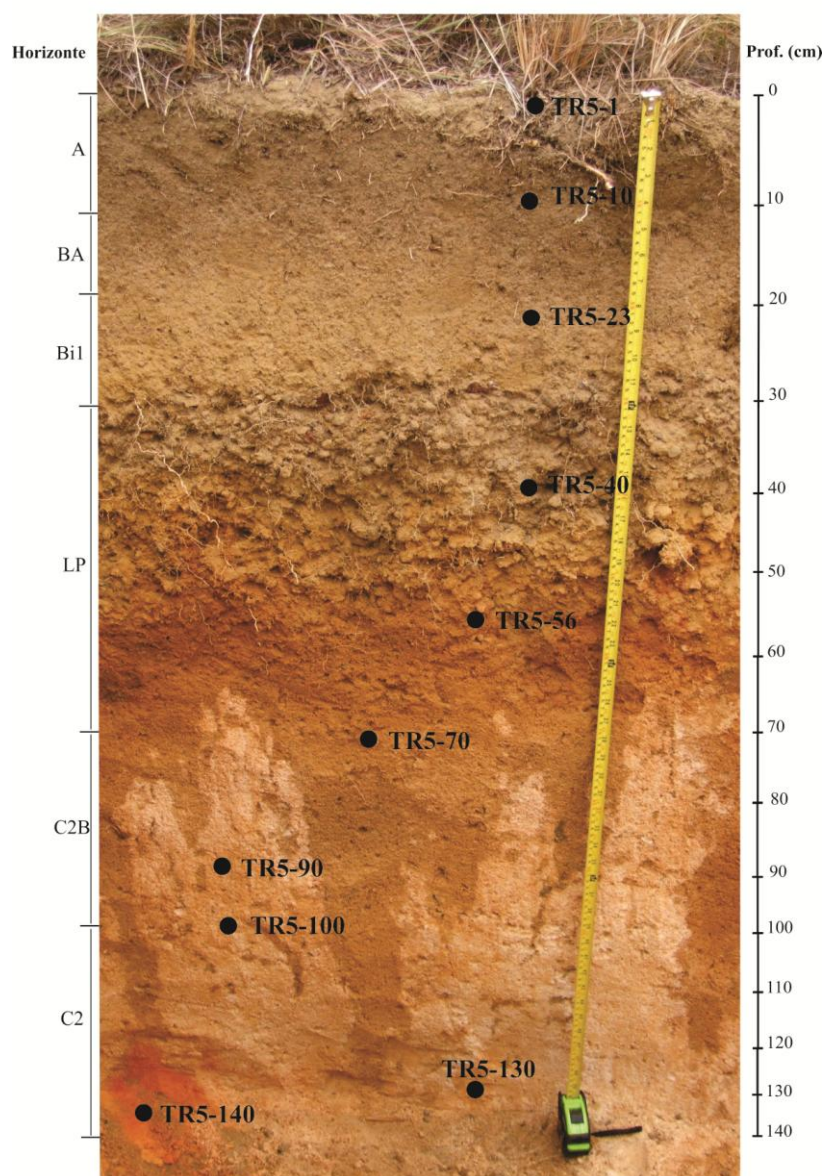
Na trincheira TR5 (Figura 23), situada à jusante da TR4, a 197 m do topo da vertente (Figura 19), verifica-se que, na base do perfil, o horizonte C2 é arenoso (teor de areia total = 94,95%) e apresenta cor heterogênea cuja matriz é bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/4). No entanto, na parte esquerda inferior do perfil da trincheira (Figura 23), existe uma mancha amarelo avermelhada (5YR 7/6), possivelmente relictual, que apresenta teor de areia menor que a matriz (84%), cuja textura foi classificada como areia franca.

A espessura da Linha de Pedra na trincheira TR5, que varia de aproximadamente 70 cm a 30 cm de profundidade, é mais espessa, se comparada à espessura da Linha de Pedra observada na TR4. A textura da Linha de Pedra na TR5 é arenosa na base e argilosa no topo, a cor é amarelo avermelhada (7.5YR 6/6) nos horizontes mais profundos e amarelo brunada (10YR 6/8) nos horizontes mais superficiais e a estrutura varia de granular a blocos. A presença de seixos de quartzo fino (até 2 mm), concreções ferruginosas arredondadas e subarredondadas de até 2 cm de diâmetro e fragmentos de canga em blocos de até 15 cm

podem ser verificadas.

Deve-se ressaltar também que os horizontes do *solum* na trincheira TR5 são mais arenosos que os horizontes da TR4; pois, enquanto nesta trincheira os horizontes mais superficiais são classificados como franco argilo arenosos, na TR5 o horizonte BA é arenoso e o horizonte A possui a textura classificada como areia franca.

Figura 23 – Trincheira TR5



Fonte: Arquivo pessoal. Foto de Guilherme Taitson Bueno, 2011

Na base trincheira TR5, o horizonte C2 é arenoso e apresenta cor heterogênea cuja matriz é bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/4). No entanto, na parte esquerda inferior do perfil da trincheira (amostra TR5-140), existe uma mancha amarelo avermelhada (5YR 7/6), possivelmente relictual, que apresenta teor de areia menor que a matriz, cuja textura foi classificada como areia franca.

5.3.3 Sistema Hidromórfico Plântico

O sistema Hidromórfico Plântico está localizado na parte superior da baixa vertente e estende-se de 204 m a 245 m de distância do topo, sobre as rochas do tipo filito (Formação Sopa Brumadinho). Todavia, neste compartimento da vertente, é observado também um afloramento pontual de quartzito a 223 m de distância do topo.

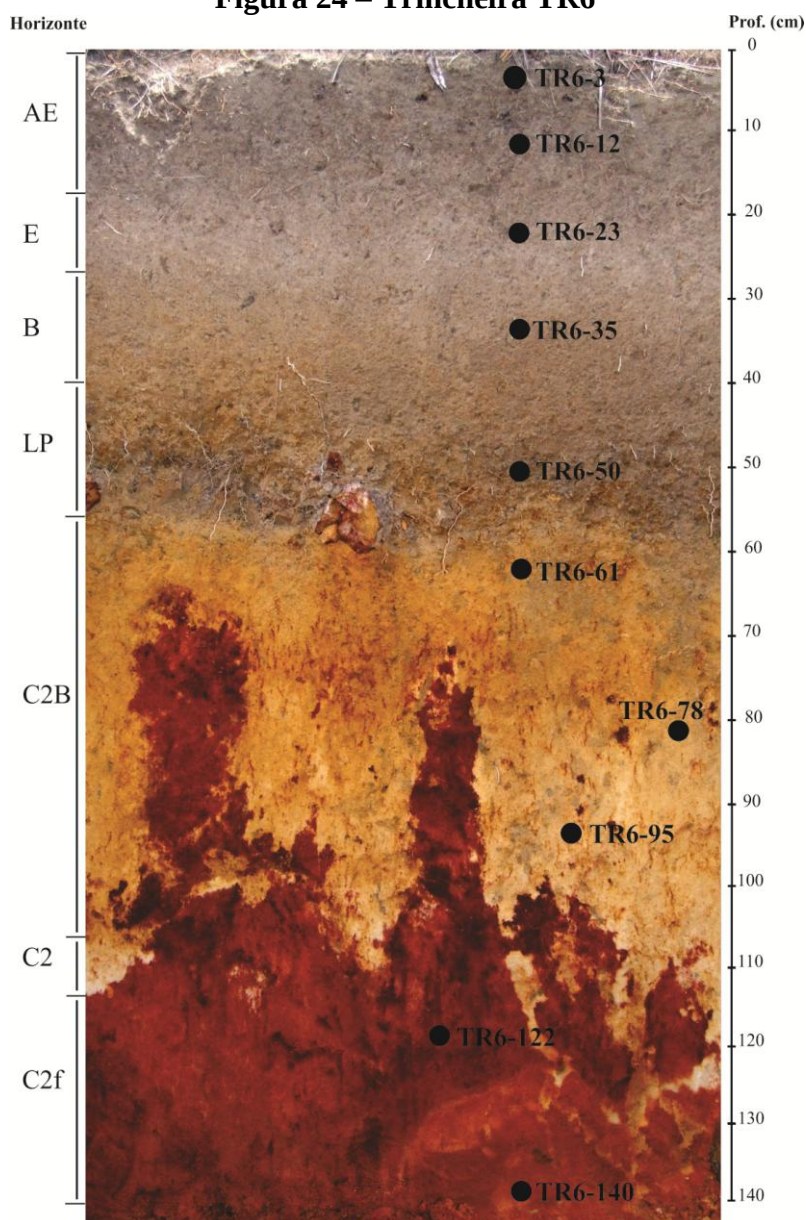
O solo do sistema Hidromórfico Plântico foi classificado como CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico plântico (EMBRAPA, 2006) e os horizontes que constituem esse solo, partindo dos mais profundos para os mais rasos, são: C2f, C2, C2B, Linha de Pedra, B, E e A.

A trincheira TR6 (Figura 24), com 145 cm de profundidade, é representativa desse sistema. Assim, entre a profundidade que varia de 140+ cm e 110/ 65 cm verifica-se a predominância do horizonte C2f (amostras TR6-122; TR6-140), cujas cores variam de vermelho claro (2.5YR 6/8) na base do horizonte a vermelho (10R 3/6) no topo. A estrutura deste horizonte é granular e a textura é arenosa, assim como em todos os outros horizontes da trincheira, sendo a única exceção a Linha de Pedra, cuja matriz apresenta textura areia franca.

A transição entre o C2f e o C2 é irregular e difusa. O horizonte C2 (amostras TR6- 78 e TR6-95) é verificado no perfil entre 128 cm e 87/77 cm de profundidade. Na base desse horizonte a cor verificada é o amarelo (10YR 7/6) e no topo predomina o amarelo brunado (10 YR 6/6). Sobreposto ao horizonte C2, na profundidade de 105-87/77 cm a 56 cm, localiza-se o horizonte C2B (amostra TR6-61), que possui cor bruno amarelado (10YR 5/6). Neste horizonte são observadas poucas raízes finas.

A transição entre o horizonte C2B e a Linha de Pedra é ondulada e gradual. A base da Linha de Pedra, representada pela amostra TR6-50, situa-se a 56 cm de profundidade e o topo está a 41 cm da superfície. A textura verificada em sua matriz é areia franca. Essa Linha de Pedra é composta por pequenos nódulos de Fe, que apresentam até 10 cm de diâmetro e fragmentos de quartzo com espessura que varia de alguns milímetros a 2 cm de diâmetro.

O horizonte sobrejacente à Linha de Pedra é o horizonte B (amostra TR6-35); a transição entre esse horizonte e a Linha de Pedra é plana e clara. O horizonte B, que varia entre 41 cm e 28 cm de profundidade, apresenta cor bruno (10YR 5/3), estrutura granular, consistência friável e poucas raízes finas.

Figura 24 – Trincheira TR6

Fonte Arquivo Pessoal. Foto de Guilherme Taitson Bueno, 2011

Entre 28 cm e 18 cm de profundidade situa-se o horizonte E (amostra TR6-23). Tal horizonte é bruno acinzentado (10YR 5/2), arenoso, com estrutura granular e consistência muito friável. A transição entre o horizonte E e o AE é plana e clara. O horizonte AE (amostras TR6-3 e TR6-12) apresenta estrutura em blocos pequenos a médios (base) e granular muito pequena a pequena (topo), é arenoso, friável e a cor é bruno acinzentado escuro (10YR 4/2).

5.3.4 Sistema Hidromórfico Espódico

O domínio Hidromórfico Espódico situa-se na base da baixa vertente, de 245 a 275 m desde o topo da vertente. É representado pelas trincheiras TR7 e TR8 (Figura 19). Neste ambiente predominam os horizontes que constituem os solos do tipo ESPODOSSOLO FERRIHUMILÚVICO Órtico típico. A ordem dos horizontes observados, na parte de montante (TR7) da baixa vertente, desde a base até o topo, é: C2, C2f, Linha de Pedra, B e AE e na porção jusante (TR8) os horizontes apresentam-se na seguinte ordem: Cq, Bh, Bgh, B e AE.

O horizonte de alteração C2 (Figura 15), constituído por material arenoso e empalidecido, é contínuo e avança no sentido da montante sobre o horizonte C2f, amarelo avermelhado (7.5YR 6/8) e igualmente arenoso.

Na TR7, próximo a 80 cm de profundidade, verifica-se o contato entre os horizontes do saprolito e do *solum*. Esse contato é determinado por uma delgada Linha de Pedra de matriz amarelo avermelhado (7.5YR 6/8) e textura arenosa. A estrutura da matriz dessa Linha de Pedra é maciça com esboço granular e fragmentos de quartzo de até 2 cm de diâmetro. A Linha de Pedra desaparece na parte jusante da trincheira TR7, como pode ser observado na Figura 15.

Acima da Linha de Pedra, entre aproximadamente 80/74 cm e 26/22 cm de profundidade, localiza-se o horizonte B, cujas cores variam de bruno (7.5YR 5/2) a bruno amarelado (10YR 5/6). A textura é franco arenosa na base e areia franca no topo e a estrutura desse horizonte é granular moderada e consistência friável. Na trincheira TR8 o horizonte B varia de 79 cm a 19 cm de profundidade, possui cor que varia entre bruno acinzentado muito claro (10YR 3/2) e bruno escuro (10YR 3/3), textura areno argilosa a argilosa e estrutura granular fraca a moderada. O horizonte B, possivelmente, por influência das condições hidromórficas e acumulação de matéria orgânica na base da vertente, transiciona de forma gradual e lateral para um horizonte denominado Bgh, que na TR7 localiza-se entre 103 cm e 100 cm, a cor é bruno (7.5YR 5/3), possui textura arenosa e estrutura granular. Na TR8 este horizonte situa-se entre 92/75 cm a 79/16 cm, a cor varia de bruno escuro (10YR 3/3) a preta (10YR 2/1), a textura varia de arenosa a argilosa e a estrutura é composta por blocos pequenos a grandes. Na base do horizonte B na TR8, verifica-se uma acumulação mais acentuada de matéria orgânica, caracterizando, portanto, um horizonte Bh, preto (10YR 2/1) e com textura variável entre argilosa e areno argilosa. A ocorrência desse horizonte sugere, possivelmente, o início do processo de podzolização do solo. Esta transição pode ser observada na foto da

trincheira TR8 (Figura 25), representativa deste sistema.

Figura 25 – Trincheira TR8



Foto: BUENO, G. T.; 2011

No entanto, no sentido vertical, na montante do sistema Hidromórfico Espódico (TR7), o horizonte B transiciona para o horizonte AE de forma ondulada e gradual. O horizonte AE, por sua vez, situa-se desde 26 cm de profundidade até a superfície na montante da TR7 e desde 22 cm até a superfície na jusante dessa trincheira. Na TR7, o AE apresenta textura areia franca, estrutura granular e a cor bruno acinzentado escuro (10YR 4/2) a cinzento escuro (5YR 4/1) na base e cinzento escuro (7.5YR 4/1) no topo.

Na jusante da TR8, contudo, o horizonte Bgh transiciona, verticalmente, para o AE de forma plana e clara a 19/16 cm de profundidade. O horizonte AE, nessa trincheira, apresenta textura areno arenosa a arenosa, estrutura granular e cor bruno acinzentado (10YR 3/2) na base e textura areno argilosa, estrutura granular e cor cinzento muito escuro (10YR 3/1) no topo.

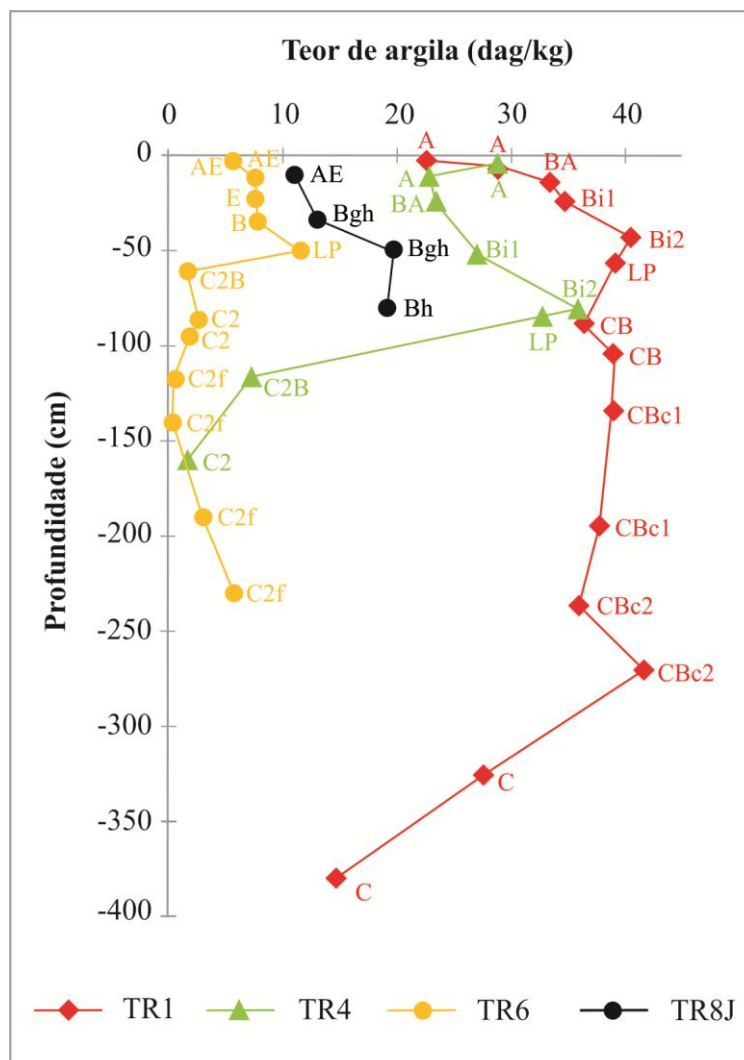
Ressalta-se, por fim, que em todos os horizontes de solo da baixa vertente foi verificada a presença de raízes.

5.4 Granulometria

O Gráfico 6 apresenta uma síntese dos percentuais de argila que foram mensurados a partir de amostras de solos das trincheiras representativas dos sistemas dos solos da vertente. Assim, o sistema Laterítico é representado pela trincheira TR1, o sistema Hidromórfico

Lessivado é representado pela TR4, o sistema Hidromórfico Plíntico pela TR6 e o sistema Hidromórfico Espódico é representado pelas amostras coletadas na porção jusante da TR8, isto é, referem-se às amostras denominadas como TR8J. Os dados completos das frações granulométricas ao longo da topossequência podem ser analisados com mais detalhe nas tabelas 4, 7, 9 e 13 no Apêndice desse trabalho.

Gráfico 6 - Teor de argila por profundidade ao longo da topossequência



Fonte: Dados da pesquisa

Diante das informações representadas no Gráfico 6, percebe-se que no sistema Laterítico foi verificado a maior concentração de argila de toda a topossequência. Os percentuais de argila na TR1 indicam que houve um aumento desse material ao longo do horizonte C de 14,7% na base a 27,65% no topo. Nos horizontes concrecionários CBc2 e CBc1, entretanto, observou-se uma redução nos teores de argila em relação ao topo do

horizonte C, que variaram de 41,7% na base do BCc2 a 38,85% no topo do BCc1. Esta redução relativa do teor de argila neste horizonte reflete, na verdade, o aumento da concentração do silte e da areia nos horizontes mais profundos de alteração dessa trincheira. Na amostra TR1-195 (CBc1) o teor de silte verificado foi próximo de 9%, enquanto que na amostra TR1-270 (CBc2) o teor desse material foi superior a 19%, o que representou, portanto, um aumento superior de 10% na concentração do silte neste ambiente. Os teores de argila aumentaram desde o topo do horizonte CB (36,35%) até o topo do horizonte Bi1 (40,45%), contudo nos horizontes mais superficiais verificou-se uma redução na concentração de argila, que variou de 34,7% no horizonte BA a 22,55% no horizonte A.

No sistema Hidromórfico Lessivado (TR4) observou-se um aumento significativo dos teores de argila da base do horizonte de alteração C2 (1,55%) até o topo da Linha de Pedra (32,8%). A perda significativa de material fino na base dos horizontes saprolíticos refletiu, na verdade, a acumulação relativa dos teores de areia que, nestes horizontes, superam os índices de 90%. Ao longo do horizonte B, notou-se uma redução no percentual da argila de 35,8% no horizonte Bi2 a 23,35% no horizonte BA. No horizonte A os teores de argila variaram entre 22,75% na base e 28,75% no topo.

No sistema Hidromórfico Plíntico (TR6), por sua vez, verifica-se uma perda nos percentuais de argila nos horizontes do saprolito desde a base até o topo. Dessa forma, os teores de argila variaram de 5,75% a 0,5%, respectivamente da base ao topo do horizonte C2f e no horizonte C2 os teores de argila variam entre 2 % na base e 1,55% no topo deste horizonte. No limite entre os horizontes do saprolito e do *solum*, representado pela Linha de Pedra, verifica-se uma acumulação dos teores de argila, mensurado em 11,45%. Nos horizontes do *solum*, por fim, observou-se que os teores de argila reduzem desde a base do horizonte B (7,85%) até o topo do horizonte AE (5,5%).

No sistema Hidromórfico Espódico (TR8J), no entanto, verificou-se uma acumulação do teor de argila em relação ao sistema Hidromórfico Plíntico, diretamente proporcional ao aumento da profundidade no perfil (19,15% na base da TR8J e 11,05% no topo), na medida em que o percentual de areia varia de 50,9% na base a 68,07% no topo do perfil, isto é, os horizontes Bh e Bhg possuem teores de argila mais elevados que verificado no horizonte AE.

Diante, do exposto, pode-se perceber, conforme mostra o Gráfico 6, que ao longo da topossequência houve um deslocamento das curvas do teor de argila para esquerda do gráfico, no sentido TR1 – TR4 – TR6. Tal deslocamento ocorreu, primeiramente, nos horizontes saprolíticos, ao passo que refletiu a concentração do teor de areia nesse sentido. A TR8J, todavia, não entrou nessa sequência, pois nela verificou-se um aumento do teor de argila em

relação à TR6.

O Gráfico 7, por sua vez, apresenta a distribuição das classes texturais dos horizontes dos solos da topossequência, segundo a subdivisão dos sistemas dos solos na vertente. Esse gráfico mostra que na topossequência, no sentido de jusante (sistema Laterítico para o sistema Hidromórfico Espódico), houve uma tendência geral de concentração dos dados de granulometria na extremidade inferior esquerda do triângulo, portanto, no polo onde se concentram as classes mais arenosas do solo. Os solos do sistema Laterítico foram, geralmente, classificados como argilo arenosos, enquanto que os horizontes do *solum* do sistema Hidromórfico Lessivado variaram de argilo arenoso a franco argilo arenoso e os horizontes do saprolito variaram entre franco argilo arenoso e arenoso. Os solos do domínio Hidromórfico Plíntico e Espódico, por sua vez, foram classificados como franco arenosos a arenosos.

A Figura 26 apresenta a distribuição espacial das concentrações dos teores de argila ao longo da topossequência. Diante das informações representadas por esta figura constatou-se que os teores mais elevados de argila concentraram-se no compartimento da alta vertente, isto é, no sistema Laterítico dos solos (TR1, TR2, TR3 e TC1).

Ao longo da topossequência, no entanto, ocorreu um decréscimo gradual do material fino em direção à jusante da vertente, na medida em que se verificou a elevação do teor de areia. Assim, os baixos índices de argila na média e baixa vertente refletiram: i) a concentração relativa da areia, que avançou, no sentido jusante-montante, a partir dos horizontes mais profundos para os mais superficiais dos solos; ii) a mudança das rochas do substrato que na alta vertente refere-se ao filito e na baixa vertente ao quartzito e iii) a maturidade dos solos, pois os solos mais maduros da alta vertente possuem teores de argila mais elevados, devido as maiores concentrações de argilominerais, como a caulinita e gibssita.

No sistema Hidromórfico Lessivado, situado na média vertente e representado pelas trincheiras TR4 e TR5 e tradagem TC2, observou-se o avanço do material mais grosseiro da base para o topo dos perfis pedológicos. Assim, constatou-se que os horizontes saprolíticos são mais arenosos, se comparados aos horizontes do *solum*, que apresentam teores de argila mais elevados, indicando semelhanças com os horizontes do sistema Laterítico de solos.

Gráfico 7 - Triângulo Textural

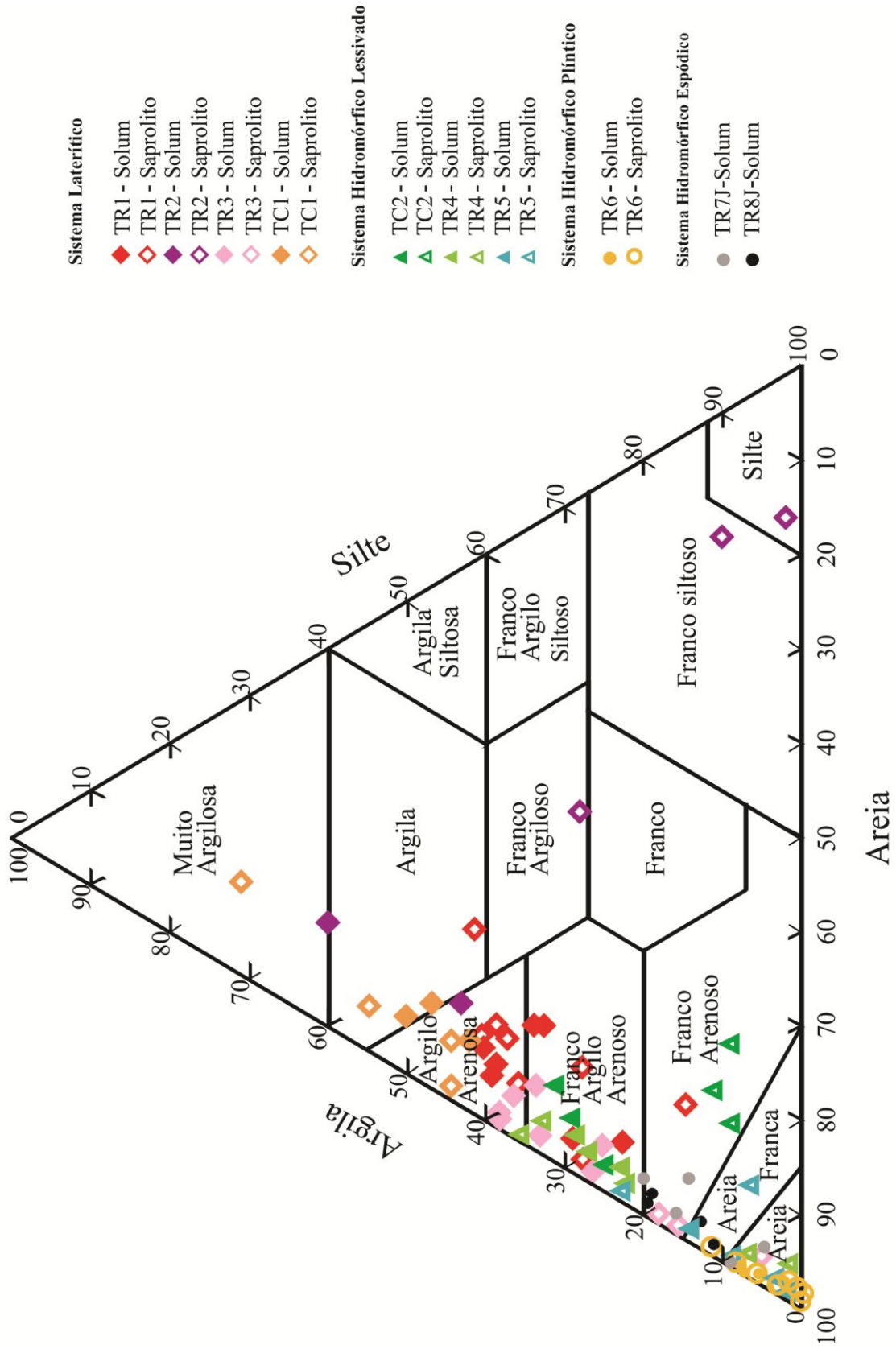
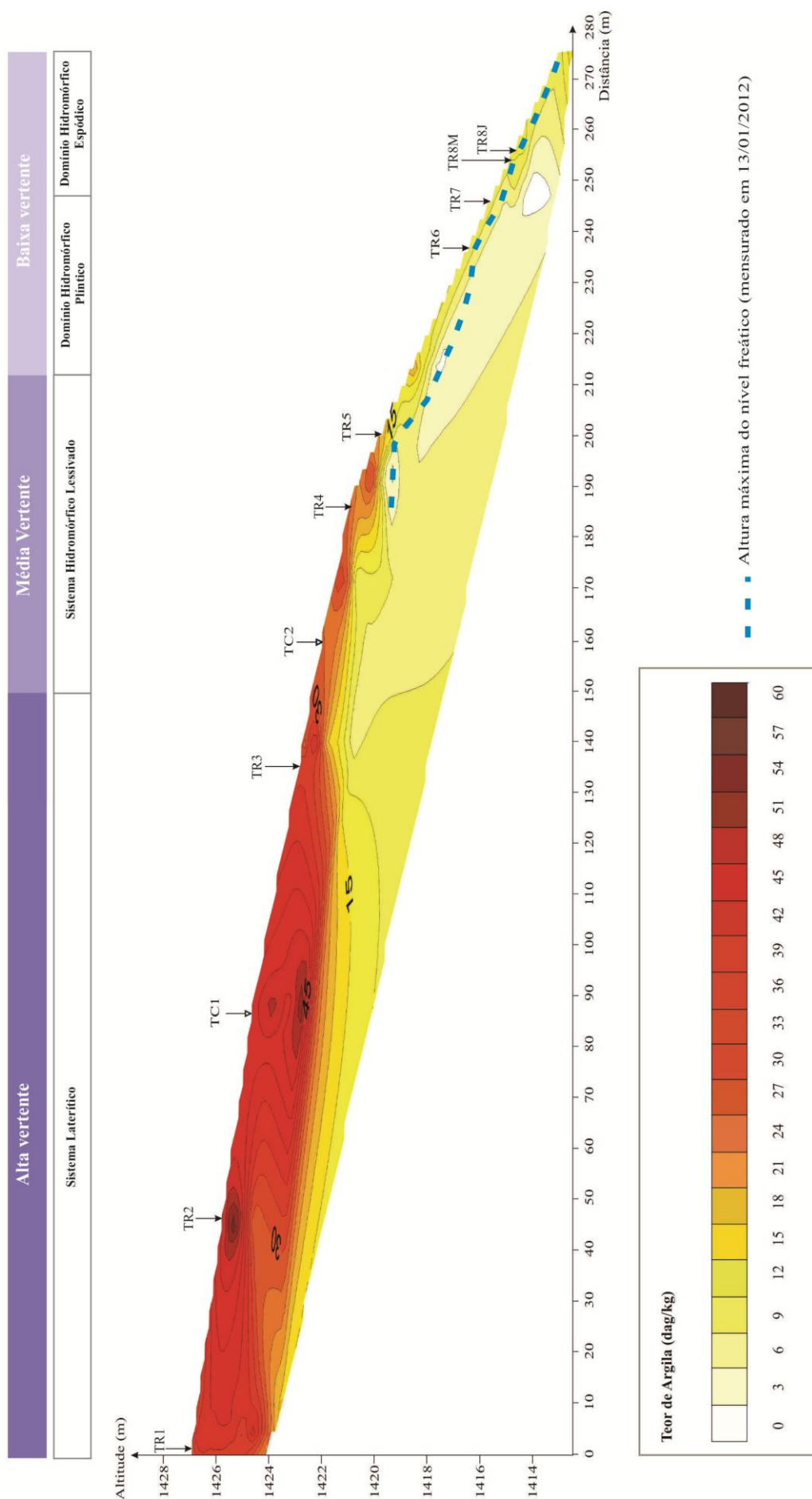


Figura 26 - Distribuição do teor de argila na vertente do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG

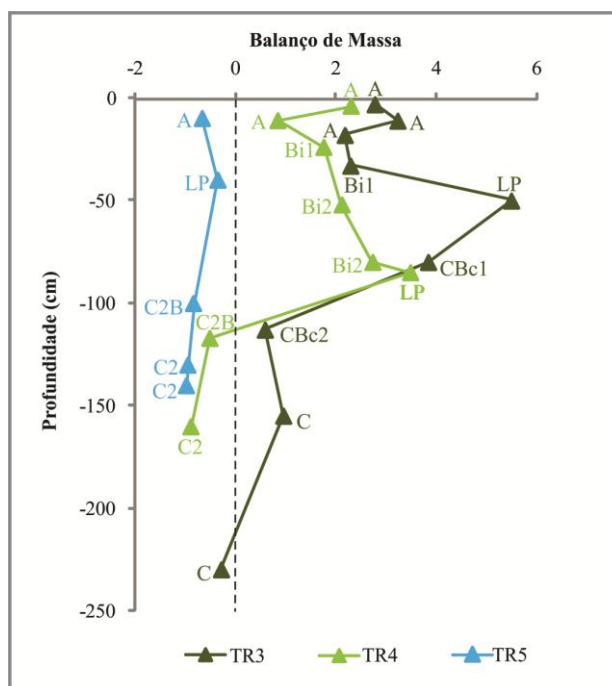


Fonte: Dados da Pesquisa

Dessa forma, pode-se inferir que no compartimento da alta vertente ocorre a incidência de um polo mais argiloso na topossequência, ao passo, que no compartimento da baixa vertente há um polo arenoso. No entanto, na média vertente o material mais argiloso é sobreposto pelo material arenoso, o que sugere uma perda de material fino nos horizontes da base dos perfis sistema Hidromórfico Lessivado, previamente argilosos, ao longo da zona da flutuação do nível freático.

O Gráfico 8, que representa o balanço de massa para a argila, utilizando os percentuais de areia grossa como invariante e a amostra mais profunda da média vertente, como referência de material de origem (amostra TC2-270), mostra as perdas no teor de argila na zona de transição entre o sistema Laterítico e o sistema Hidromórfico Lessivado, ou seja, na sequência das trincheiras TR3 – TR4 – TR5.

Gráfico 8 – Balanço de massa da argila nas trincheiras TR3, TR4 e TR5



Fonte: Dados da Pesquisa

O Gráfico 8 representa o balanço de massa para a argila, utilizando os percentuais de areia grossa como invariante e a amostra mais profunda da média vertente, como referência de material de origem (TC2-270) e mostra as perdas no teor de argila na zona de transição entre os sistemas Laterítico e Hidromórfico Lessivado.

Assim, verifica-se que nos horizontes mais superficiais da TR4 os teores de argila são parecidos com os mensurados na TR3, o que indica que os horizontes do *solum* do sistema Hidromórfico Lessivado ainda apresentam características mais próximas ao sistema Laterítico. Todavia, nos horizontes saprolíticos da TR4, foram verificadas perdas nos teores de argila, que na verdade, representam uma acumulação relativa de areia nesses horizontes.

Esta acumulação de areia pode estar relacionada às condições de Hidromorfia sazonal, flutuação do nível freático e consequente lessivagem dos materiais finos. Na trincheira TR5, situada na jusante da média vertente e no limite com o domínio Hidromórfico Plíntico, verificou-se uma perda generalizada da argila em todo o perfil do solo.

5.5 Mineralogia dos solos

Investigações acerca dos constituintes mineralógicos na topossequência realizadas por Ferreira Neto (2012), por meio de análises em difratogramas de raio X da fração argila de amostras representativas dos solos, indicaram que no CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico petroplíntico do sistema Laterítico (TR1 – alta vertente) os principais minerais encontrados foram: gibbsita, goethita, caulinita, muscovita, anatásio, rutilo e quartzo. O quartzo e rutilo são observados em menor quantidade nas amostras desse solo. A maior incidência desse último mineral, conforme observado nos difratogramas de raio X (Gráfico 9 A), foi verificada nos horizontes de alteração reduzindo progressivamente até o *solum*.

Ainda segundo Ferreira Neto (2012) os picos de muscovita (Gráfico 9 A) foram percebidos exclusivamente nos horizontes saprolíticos até aproximadamente 237 cm de profundidade, no horizonte CBc2. A caulinita, por sua vez, apresentou picos mais elevados no horizonte C e diminuiu progressivamente até o topo do horizonte CBc1. A goethita foi verificada em todos os horizontes do perfil, todavia os picos mais acentuados ocorrem entre as profundidades 237 cm e 88 cm, isto é, do horizonte CBc2 até o CB e a gibbsita foi detectada em todos os horizontes do perfil com picos de maior intensidade entre os horizontes CBc2 e CB.

As análises dos espectros de FT-IR (Gráfico 9 B), observados na banda de absorção 3300 a 3750 cm^{-1} , indicaram a presença de caulinita e gibbsita em todos os horizontes. As maiores quantidades de caulinita foram encontradas a 380 cm e a 195 cm de profundidade (horizontes C e CBc1), com destaque para este último horizonte. A ausência do pico a 3667 cm^{-1} ao lado do pico a 3648 cm^{-1} indicou a má cristalização desse mineral. Nos horizontes superficiais houve uma diminuição significativa na altura dos picos da caulinita, confirmando os resultados da difração de raios X, que indicaram redução dos teores desse mineral no *solum*. A gibbsita é praticamente inexistente no horizonte mais profundo, C (380 e 325 cm).

Os dados que se referem à gibbsita indicaram que este mineral parece se formar preferencialmente nos horizontes CBc2 (195 cm) e CB (105 cm), em especial no primeiro. Entretanto, a intensidade dos picos desse mineral no *solum* indica que ele aparece ainda em quantidades importantes na parte superior do perfil da TR1.

As análises de difratogramas de raios X (fração argila) da TR6, realizadas por Ferreira Neto (2012) (Gráfico 10 A), apontaram que no CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico plúntico os principais minerais verificados na fração argila do solo são: gibbsita, goethita, caulinita, anatásio, muscovita e rutilo. A gibbsita, portanto, apresentou picos elevados em todo o perfil do solo. As concentrações de rutilo foram observadas em traço ao longo do perfil, todavia no horizonte de alteração C2 os picos foram um pouco mais elevados se comparados aos demais horizontes do perfil. A goethita, por sua vez, é percebida no perfil a partir de 195 cm de profundidade até o horizonte AE. A caulinita apresentou picos mais elevados na base do horizonte de alteração.

Os dados do FT-IR indicaram teores elevados da gibbsita e caulinita na base do perfil do solo (Horizonte C2), onde foram verificados os picos mais elevados desses minerais se comparados ao restante do perfil. No entanto, os teores desses minerais diminuíram em direção ao topo do perfil, desde o horizonte C2B (95 cm de profundidade) até o horizonte AE, quando se verificou que a amplitude dos picos da caulinita e da gibbsita foi menor. A gibbsita apresentou boa cristalinidade em todos os horizontes deste solo, a caulinita, porém, apresentou má cristalização.

Diante do exposto pode-se inferir que a diminuição nos picos da caulinita e o aumento nos picos da gibbsita em ambos os perfis podem indicar o processo de transformação da caulinita em gibbsita ao longo da vertente investigada.

5.5 Análises Químicas

Nos tópicos seguintes serão apresentados os resultados referentes às análises químicas de: i) Química Total; ii) Balanço de Massa e iii) Complexo Sortivo.

5.5.1 Análises de Química Total

As análises de Química Total realizadas em amostras representativas do filito e quartzito, que são rochas constituintes do substrato sobre o qual a vertente está situada, apresentaram os seguintes resultados:

Tabela 1 – Dados de química total para as amostras de rochas do sítio de estudo

Amostra	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Zr ppm
Filito (Fil-1)	45,02	30,47	4,25	1,839	478
Quartzito (QTZ -2)	97,29	0,71	0,43	0,017	32

Fonte: Dados da Pesquisa

Diante do exposto, percebe-se que o filito é constituído principalmente por silício e alumínio, elementos que constituem as micas e que formam, mediante a ação do intemperismo químico, os minerais silicatados de argila. O quartzito, por sua vez, é composto basicamente por silício, sendo o quartzo, o mineral mais abundante.

Os dados de Química Total das amostras representativas das trincheiras TR1, TR4, TR6 e TR8 apontaram que na TR1 foram observados os maiores teores de Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂ e Zr de toda a topossequência (Gráfico 11). As concentrações destes elementos diminuiram da montante para a jusante de acordo com a seguinte ordem: TR1, TR4, TR8 e TR6. O Al₂O₃ e Fe₂O₃ (Gráfico 11 A e B) apresentaram um comportamento semelhante nas trincheiras TR4 e TR8, isto é, na TR4 os teores destes elementos aumentaram do horizonte C2 até o Bi2 e diminuiram gradativamente deste horizonte até o topo do A e na TR8, por sua vez, os teores de Al₂O₃ e Fe₂O₃ diminuiram do horizonte Bh para o AE. Na TR1, a maior concentração de Al₂O₃ foi mensurada no horizonte CBc2 e base do CBc1, no topo do CBc1 para o topo do A o teor deste elemento diminuiu. Os teores de Fe₂O₃ na TR1 aumentam do horizonte C para o CBc1, no qual mensurou-se a maior concentração deste elemento no perfil. A partir do CBc1 até o topo do horizonte A os teores de ferro diminuem gradativamente. Na trincheira TR6 os teores de Al₂O₃ e Fe₂O₃ apresentam comportamento opostos, ou seja, enquanto o teor de

Al_2O_3 diminui do horizonte C2f para o C2 e aumentou do horizonte C2B para o AE, o teor do Fe_2O_3 aumentou do C2f para o C2 e diminui deste horizonte até o A.

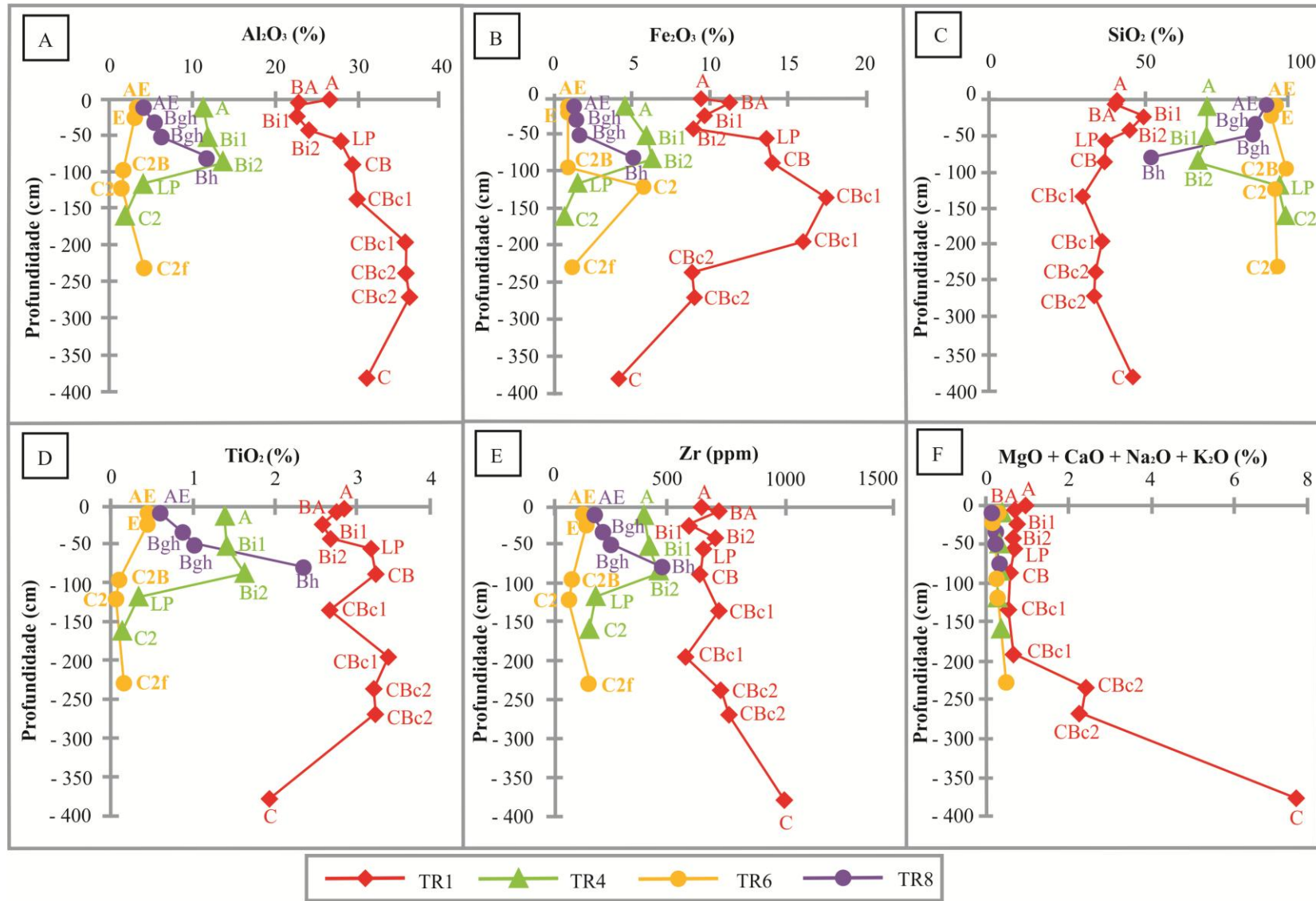
O TiO_2 (Gráfico 11 D), nas trincheiras TR1 e TR4, aumentou desde o topo do perfil até a base do *solum*, entretanto, a concentração desse elemento foi menor nos horizontes saprolíticos, principalmente, nos horizontes da base do perfil. Na TR6, os percentuais desse elemento diminuíram com o aumento da profundidade, no entanto, na base do perfil verificou-se uma pequena acumulação. Na TR8 a concentração do TiO_2 foi diretamente proporcional à profundidade.

As concentrações de Zr nas trincheiras TR1 e TR6 foram praticamente invariáveis com o aumento da profundidade, contudo, na TR4 o teor deste elemento aumentou gradualmente até 100 cm de profundidade e diminuiu consideravelmente até a base do perfil. Na TR8 o teor de Zr foi diretamente proporcional ao aumento da profundidade, pois a concentração desse elemento no horizonte da base da TR8 apresentou-se quase três vezes maior que a verificada no horizonte mais superficial, como pode ser observado no Gráfico 11 E.

Os percentuais de SiO_2 (Gráfico 11 C) aumentaram do topo para a base da vertente. Na TR2 os percentuais variaram entre 30,8% e 45,85% no horizonte C. Na TR4 os teores de SiO_2 diminuíram desde horizontes mais superficiais até o contato com o saprolito, cerca de 85 cm de profundidade. A partir dessa profundidade até a base do perfil, a concentração do SiO_2 foi de 95,14%. Na TR6 os valores do SiO_2 variam de 90,45% a 95,67% e na TR8 as concentrações desse elemento foram inversamente proporcionais ao aumento da profundidade. O valor máximo desse elemento (88,99%) foi verificado no horizonte AE e o mínimo (52,14%) no horizonte Bh.

O Gráfico 11 F mostra que os percentuais da soma do MgO , CaO , Na_2O e K_2O , isto é, das bases, nas trincheiras TR4, TR6 e TR8 são muito baixos e praticamente não variaram desde os horizontes saprolíticos ao *solum*. Na TR1 verificou-se um decréscimo dos teores das bases (7,5% - 0,8%) desde a base do horizonte de alteração C até a base do horizonte CBc1, deste horizonte até o horizonte BA, praticamente não foi verificada alteração nos teores das bases. No horizonte A, contudo, foi mensurado um pequeno aumento no teor das bases (Gráfico 11 F).

Gráfico 11 - Representação dos dados de química total da topossequência



Fonte: Dados da Pesquisa

5.5.2 Balanço de Massa

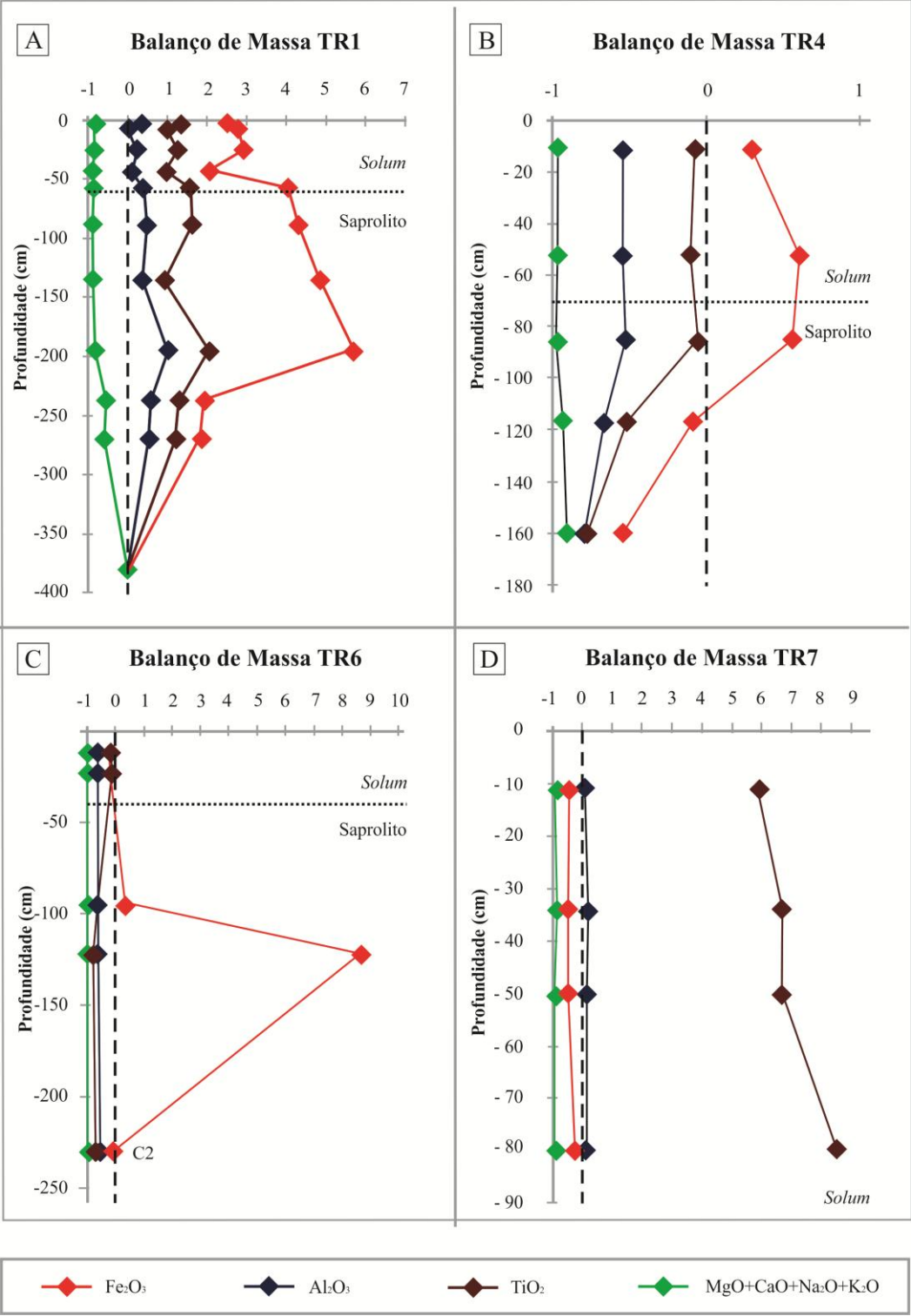
O cálculo do balanço de massa realizado para TR1, CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico petroplíntico, indicou uma tendência geral de concentração do ferro, alumínio e titânio, porém, preferencialmente do Fe. Os maiores ganhos desses elementos em relação ao horizonte C ocorreram no horizonte CBc1, que é o nível concrecionário, com destaque para o Fe, com ganhos de mais de 500%. Os metais alcalinos e alcalinos terrosos, no entanto, apresentaram fortes perdas no perfil, desde o início da alteração, com valores próximos de 100% já a 200 cm de profundidade (Gráfico 12 A).

Para o sistema Hidromórfico Lessivado (TR4), CAMBISSOLO HÁPLICO, o balanço de massa indicou que apenas o Fe apresentou ganhos, com valores superiores a 50%, nos horizontes do *solum*, constituídos por materiais lateríticos. Nos horizontes de alteração, mais pálidos e arenosos, houve perda desse elemento. Quanto ao alumínio e ao titânio, esses elementos apresentaram curvas semelhantes à do Fe, mas ocorreram sempre perdas ao longo do perfil, em relação à rocha pouco alterada. Quanto ao somatório de MgO, CaO, Na₂O e K₂O as perdas já foram próximas de 100% desde 160 cm de profundidade (Gráfico 12 B).

Na TR6, CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico plíntico, observou-se perda generalizada dos metais alcalinos e alcalinos terrosos, do alumínio e do titânio (Gráfico 12 C). O Fe, elemento sensível às condições redox, apresentou, todavia, um comportamento diferente: no horizonte C2f, verificou-se uma acumulação absoluta de aproximadamente 900% desse elemento, sugerindo, assim, ganhos absolutos do Fe nesse horizonte. Nos horizontes superiores seus ganhos foram próximos de zero em comparação ao filito pouco alterado.

Por fim, no sistema Hidromórfico Espódico (TR8) - ESPODOSSOLO FERRIHUMILÚVICO Órtico típico, que tem o quartzito como substrato, verificou-se uma perda quase total dos elementos MgO, CaO, Na₂O e K₂O. O Fe apresentou perda de cerca de 50% em todo o perfil, pois esse elemento é bastante sensível às condições de oxi-redução do ambiente, podendo nas condições redutores ser mobilizado e lixiviado para a rede de drenagem. Essa perda, no entanto, é menor no horizonte Bh. Os elementos Al e Ti, que não são sensíveis às condições de oxi-redução, acumularam-se neste compartimento da topossequência. Os ganhos de Al foram discretos (aproximadamente 20%), enquanto o Ti se acumulou em grandes quantidades (entre 600% nos horizontes mais superficiais e 900% no horizonte Bh), o que pode sugerir, então, uma complexação preferencial desse elemento pela matéria orgânica dos horizontes mais escuros desse perfil (Gráfico 12 D).

Gráfico 12 – Representação dos dados de Balanço de Massa por compartimento da vertente



Fonte: Dados da Pesquisa

5.5.3 Complexo Sortivo

Os dados das análises químicas do complexo sortivo apresentados por Eloy et al. (2011) e Soares et al. (2013) e os dados de amostras representativas dos horizontes dos solos da topossequência apresentados nas tabelas 3, 6, 10 e 12 no apêndice desta pesquisa, indicaram que os solos de maneira geral são extremamente pobres em nutrientes. Os teores da soma de bases em toda a vertente não ultrapassaram $0,6 \text{ cmol}_c/\text{dm}^3$ e estes valores decresceram e anularam-se na medida em que aumentou a profundidade dos perfis, tal como também se reduziram lateralmente na direção da montante para a jusante. Os teores mais elevados das somas de bases, portanto, foram verificados no horizonte A da TR1 e os menores nos horizontes saprolíticos arenosos da TR6.

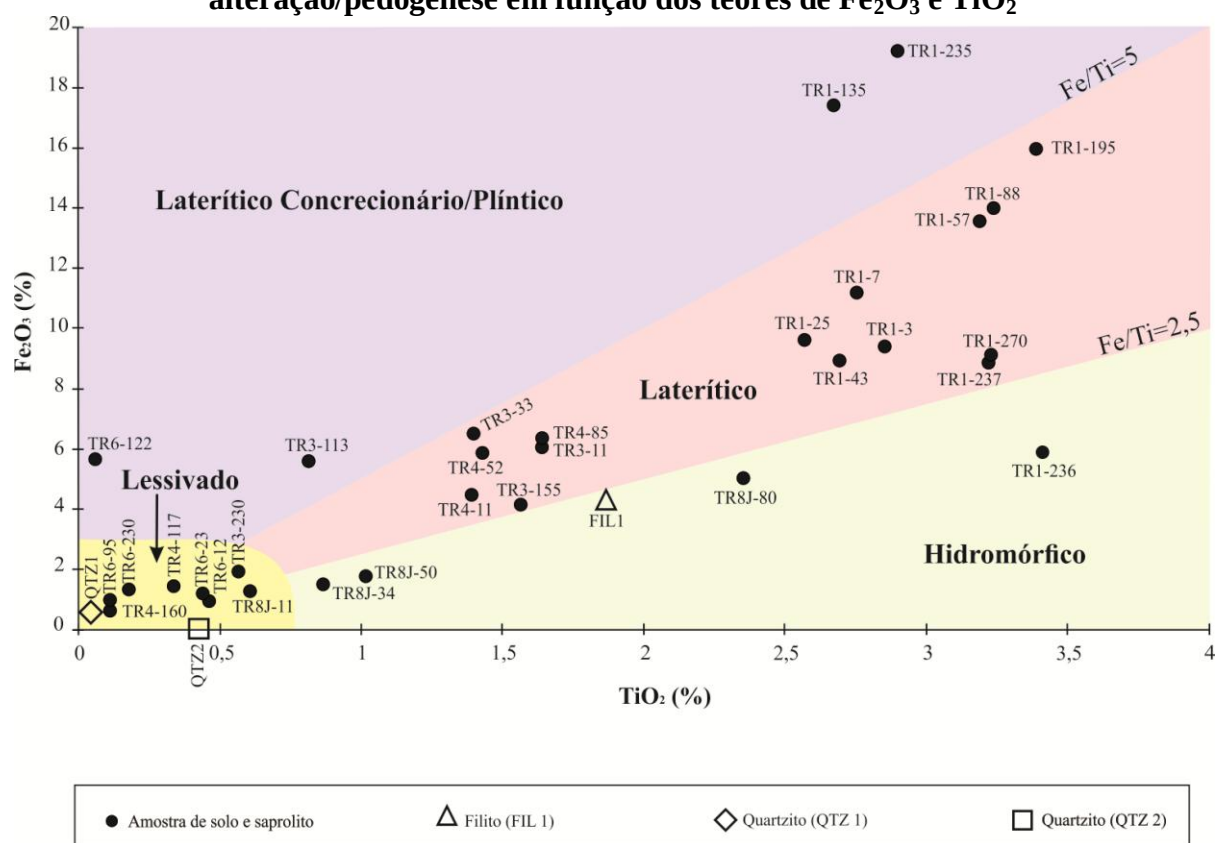
Os percentuais de matéria orgânica, por sua vez, não ultrapassaram 6% nos horizontes superficiais. No *solum* do perfil da TR1, o teor de matéria orgânica variou de 2,63% (Bi2) a 5,8% (A); na TR4, por sua vez, o teor mensurado de matéria orgânica foi igual à 3,5%, enquanto que na TR6 este teor foi de 1,84% e na TR8 os valores de matéria orgânica variaram entre aproximadamente 3% no horizonte A e 12% no horizonte Bh.

Quanto ao pH, os índices encontrados na topossequência variaram entre 4,4 a 5,9 (Dados completos podem ser verificados nas tabelas 3, 6, 10 e 12), ou seja, variaram da faixa de pH de acidez forte a moderada (BRADY, 1989). Na trincheira TR1, representativa do sistema Laterítico, o pH decresceu gradualmente ao longo do perfil desde a base (pH = 5,7) até o topo (pH = 5,1). No sistema Hidromórfico Lessivado (TR4) os índices de pH, também decresceram a partir dos horizontes saprolíticos (pH = 5,94) para os horizontes do *solum* (pH = 5,11) como também ocorreu na TR6, representativa do sistema Hidromórfico Plintítico, em que os valores de pH diminuíram dos horizontes de maiores profundidades para os mais superficiais, variando entre aproximadamente 5,6 e 5. Na trincheira TR8, representativa do sistema Hidromórfico Espódico, contudo, verificou-se que o índice de acidez diminuiu da base do perfil (pH = 4,4) para o topo (pH = 5,4).

5.6 Processos maiores de alteração e pedogênese na topossequência

Dados das análises de química total apresentados no tópico 5.5.1 são retomados e discutidos neste tópico. O Gráfico 13, que representa a correlação entre os teores de Fe e Ti dos horizontes representativos dos solos e de amostras de rochas da topossequência (Quartzito 1) e do seu entorno (Filito 1 e Quartzito 2), foi proposto como tentativa para estabelecer um quadro representativo da distribuição dos materiais estudados na topossequência em função dos processos pedológicos a eles associados.

Gráfico 13 – Distribuição dos materiais amostrados na topossequência em sistemas de alteração/pedogênese em função dos teores de Fe_2O_3 e TiO_2



Fonte: Dados da pesquisa

A correlação entre o Fe e o Ti permitiu o agrupamento dos materiais de alteração e pedogênese dos solos da vertente em quatro classes: i) Laterítico; ii) Laterítico Concrecionário/Plíntico; iii) Lessivado e iv) Hidromórfico. Dessa forma, o Quadro 1 sintetiza as classes dos materiais de alteração e pedogênese definidas de acordo com os processos pedológicos e suas amostras representativas ao longo da topossequência.

Quadro 1 – Domínios de alteração e pedogênese na topossequência

Material de alteração e pedogênese	Amostra
Laterítico	TR1-3; TR1-7; TR1-25; TR1-43; TR1-57; TR1-88; TR1-195; TR1-237; TR2-270; TR3-11; TR3-33; TR3-155; TR4-11; TR4- 52; TR4-85.
Laterítico Concrecionário/Plíntico	TR1-135; TR1-235; TR3—113; TR6-122
Lessivado	TR3-230; TR4-117; TR4-160; TR6-12; TR6-23; TR6-95; TR6-230; TR8J-11
Hidromórfico	TR1-236; TR8J-34; TR8J-50; TR8J-80

Fonte: Dados da pesquisa

De maneira geral, pode-se perceber que o material Laterítico predomina na alta vertente (TR1) e nos horizontes superficiais da média vertente (TR3 e TR4). O material Laterítico Concrecionário/Plíntico é verificado, sobretudo, na alta vertente, contudo na parte superior da baixa vertente (TR6) aparece como material relictual sobre o qual o horizonte C2, constituído por material arenoso, avança lateralmente.

Os materiais Lessivados, por sua vez, predominam nos horizontes saprolíticos da média e baixa vertente (TR3, TR6 e TR8J), onde condições de Hidromorfia sazonal são verificadas, em resposta à alternância dos ciclos de umedecimento e secagem do solo e a intensa flutuação no nível freático.

Os materiais Hidromórficos, por fim, são percebidos principalmente na baixa vertente (TR8J), onde a drenagem é deficiente ou muito deficiente (WHITE, 2009) e permanece confinada em vários meses do ano, o que determina as fortes condições de redução e Hidromorfia neste ambiente.

Material Laterítico: a maior parte das amostras analisadas concentra-se nesta classe, situada na parte intermediária do Gráfico 13. Nela a razão entre o Fe e o Ti é sempre maior que 2,5 e menor que 5 ($2,5 < \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 5$), pois as amostras dos horizontes dos solos representativas deste material, cujos matizes de coloração variam entre 5YR, 7.5YR e 10YR, geralmente, apresentam teores elevados de ferro ($4 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 16$) e titânio ($1 < \text{TiO}_2 < 3,5$).

O Gráfico 2 – Principais elementos químicos da crosta terrestre (MAISON, 1958 apud MENEZES, 2012) apresentado no capítulo 2 desta pesquisa – indica que os percentuais de Ti na crosta terrestre são pouco significativos se comparados às concentrações de elementos como o Si, Al e Fe. Cornu et al. (1999) indicam que os teores de titânio no solo podem variar de 0,1% a 0,9%, todavia, os solos Lateríticos sob a influência do clima tropical apresentam teores de TiO_2 mais elevados, como foi verificado em solos australianos, onde o teor deste elemento se aproximou de 3,4% (STACE et al., 1968 apud CORNU et al., 1999) ou em solos da Amazônia brasileira, que apresentaram 2,3% de TiO_2 (CORNU et al., 1999) ou ainda em solos de Minas Gerais com teores variáveis entre 1,25% e 2,31% (KER, 1997).

A perda generalizada de elementos alcalinos, alcalinoterrosos e SiO_2 , bem como a

acumulação de Fe_2O_3 (superior a 500%, segundo os dados de balanço de massa), de Al_2O_3 (100%) e de TiO_2 (200%) na trincheira TR1 – desde os horizontes de alteração até o topo do perfil do solo –; os baixos teores de nutrientes (inferior a $0,6 \text{ cmol}_c/\text{dm}^3$) e a predominância de minerais como a caulinita, a gibbsita, a hematita e a goethita na fração argila nos horizontes do solo desta trincheira são algumas das características atribuídas aos solos Lateríticos, que de acordo com Aleva (1992) apud Ker (1997) constituem materiais altamente intemperizados, ricos em óxidos de Fe e Al e pobres em bases e silicatos.

Assim, os materiais pedológicos agrupados na classe dos materiais Lateríticos constituem, principalmente, o CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico petroplintico verificado no compartimento da alta vertente (TR1 e TR3) e nos horizontes mais superficiais da média vertente (TR4).

Segundo Ker (1997), os LATOSSOLOS no sistema brasileiro de classificação dos solos (EMBRAPA, 2006) correspondem aos *Oxisols* do sistema americano. Bravard e Righi (1989) afirmam que estes solos são caracterizados pela intensa atuação do intemperismo químico, que desencadeia por meio da hidrólise a lixiviação das bases e silício e acumulação relativa de Al, Fe e Ti, os quais podem constituir as caulinitas e os óxidos de ferro e alumínio. De acordo com estes autores a alta correlação entre o ferro e o titânio, como o verificado nas amostras do material Laterítico - $R^2 = 0,89$ – (Gráfico 13), pode indicar a ausência de condições redutoras durante a fase de formação destes materiais, pois caso houvesse a instalação de um ambiente redutor, a perda de Fe seria constatada.

Material Laterítico Concrecionário/Plintico: é representado pelas amostras TR1-135, TR1-235, TR3-113 e TR6-122, que se concentram na parte superior do Gráfico 13. A razão entre os teores de ferro e titânio nestas amostras é superior a 5 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 > 5$). Dessa forma, as amostras agrupadas nesta classe apresentam sempre teores elevados de Fe_2O_3 ($5\% < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 20\%$). As concentrações de TiO_2 , por sua vez, são elevadas em algumas amostras (TR1-135 e TR1-235), mas há sempre uma acumulação preferencial do Fe_2O_3 em relação ao TiO_2 . A acumulação de Fe_2O_3 em ambiente localmente oxidante resulta da precipitação do Fe^{2+} na forma de Fe^{3+} em zonas mosqueadas ou plintitas, que segundo Kämp, Marques e Curi (2012) referem-se às acumulações localizadas de óxidos de Fe.

Bourrié, Trolard e Freytet (2008) também concordam que a alta concentração do Fe no solo pode induzir a ocorrência de acumulação absoluta e precipitação do Fe^{3+} em ambientes de condições oxidantes, que diante da alternância de ciclos repetidos de umedecimento e secagem do solo podem se concentrar na forma de plintitas e, possivelmente, desencadear o concrecionamento do solo, resultando na formação de nódulos e couraças.

Breemen e Buurman (2003) afirmam que a alternância entre os ciclos de hidratação e desidratação dos solos e a consequente flutuação do nível freático pode influenciar na mobilidade e precipitação do Fe no pedoambiente. Assim, no ambiente em que os solos encontram-se saturados pela água pode ocorrer a instalação de condições anaeróbicas e redutoras, capazes de transformar o ferro férrico (hidróxido insolúvel) em ferro ferroso (cátion solúvel), que nestas condições, pode ser mobilizado e transportado até ambientes oxidantes, onde pode se reprecipitar na forma de Fe^{3+} . O ferro férrico em ambiente aeróbico pode se acumular no solo na forma de plintitas, mosqueados e couraças (BOQUIER; MULLER; BOULANGÉ, 1984; EMBRAPA, 2006), conforme foi verificado na classe dos materiais Lateríticos Concrecionário/Plínticos.

Material Hidromórfico: esta classe é representada pelas amostras TR1-236; TR8J-34; TR8J-50 e TR8J-80, que se situam na parte inferior do Gráfico 13. Essas amostras apresentam razão de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 2,5$, com teores de titânio variáveis entre 0,5% e 2,5% e ferro entre 1% e 5%. A baixa proporção $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ apresentada por estas amostras sugere a atuação do processo de Hidromorfia, por meio do qual a saturação do solo pela água durante vários meses do ano condiciona a instalação de um ambiente anaeróbico (RESENDE et al., 2002) e redutor (ROSOLEN; HERPIN; MELFI, 2007).

Para Kämp, Marques e Curi (2012), a prolongada saturação no solo pela água é capaz de promover a completa remoção dos óxidos de ferro, resultando no descoramento dos horizontes do solo. Além disso, nos ambientes hidromórficos a decomposição da matéria orgânica se torna mais lenta, o que condiciona sua acumulação no pedoambiente. Brady e Weil (2013) afirmam que o acúmulo da matéria orgânica no solo tende a acidificá-lo ao formar complexos solúveis com os cátions básicos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+) potencializando, dessa forma, o processo de lixiviação destes elementos. Além disso, o próprio processo de decomposição da matéria orgânica produz ácidos. De acordo com Berthelin (2007), tanto os microorganismos anaeróbicos quanto os aeróbicos utilizam os elementos disponíveis no solo para executar suas funções básicas como respiração e digestão. Os ácidos, portanto, são produtos das reações destas funções.

Breemen e Buurman (2003) afirmam que a concentração do ferro no solo varia em função do pH, pois o Fe^{2+} e o Fe^{3+} apresentam índices de solubilidade diferenciados, de acordo com a acidez do meio (GOLDSCHMIDT, 1958 apud FONTES; RESENDE; RIBEIRO, 1985). O Fe^{2+} é solúvel em faixa de pH = 7, entretanto, o Fe^{3+} é solubilizado em ambiente em que o pH é bastante ácido (pH = 3), ou seja, em faixa de pH pouco frequente para a maioria dos solos. Todavia, segundo White (2009), o Fe^{3+} pode ser lixiviado em

pedoambientes onde este cátion pode se associar à matéria orgânica, formando complexos organometálicos solúveis (quelatos). Os baixos teores de ferro em ambientes hidromórficos também podem ser explicados pela atuação de microorganismos anaeróbicos que na ausência do oxigênio utilizam o ferro como agente oxidante na decomposição da matéria orgânica (RANST; CONINCK, 2002). Nestas condições o Fe^{3+} é reduzido na forma de Fe^{2+} e, então, mobilizado e exportado pela drenagem.

A acumulação relativa e preferencial de Ti em relação ao Fe está associada a condições de Hidromorfia, pois o Ti, ao contrário do Fe, não apresenta sensibilidade à condição redox do meio, isto é, diante dos ciclos sucessivos de redução e oxidação, verificados em ambientes de Hidromorfia sazonal, enquanto o Fe tem a sua solubilidade fortemente afetada, o Ti é capaz de se acumular relativamente no meio (HUTTON, 1977; BRIMHALL; DIETRICH, 1987 apud MALENGREAU; MULLER; CALAS, 1995; WHITE, 2009).

Além disso, as cores escuras e o croma baixo verificados nos horizontes do solo da TR8 (10YR2/1 - preto na base do perfil a 10YR3/1 - cinzento muito escuro no topo) confirmam a acumulação de matéria orgânica na base da vertente e a instalação de condições hidromórficas em boa parte do ano neste ambiente, designando, dessa maneira, a formação de materiais Hidromórficos.

Uma situação especial é observada no horizonte de alteração CBc2 do CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico petroplíntico (TR1), onde materiais pertencentes aos três sistemas de alteração e pedogênese acima descritos (Gráfico 13) encontram-se no mesmo horizonte, separados por poucos centímetros de distância: em meio a uma matriz vermelha, representada pela amostra TR1-237 (2.5YR 5/6), existem mosqueados vermelho acinzentado (10R 4/3), representados pela amostra TR1-235 e zonas mais pálidas, de cor amarelo avermelhado (5YR 6/6), representadas pela amostra TR1-236, como pode ser observado na Figura 17. A amostra TR1-237 ($2,5 < \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 5$) pertence ao sistema Laterítico; a amostra TR1-235 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 > 5$) é representativa do sistema Laterítico Concrecionário/Plíntico e a amostra TR1-236 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 2,5$) refere-se ao sistema Hidromórfico.

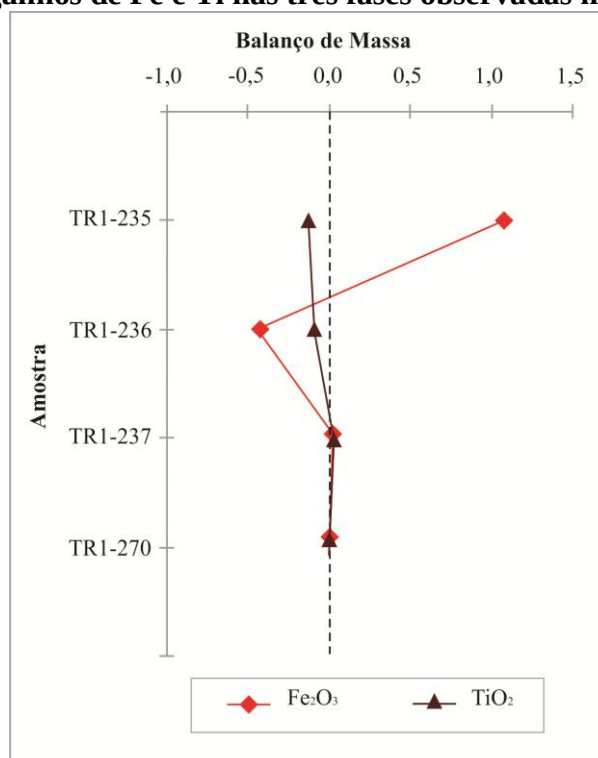
O Gráfico 14 foi proposto para trazer novos elementos à discussão dessa configuração do horizonte CBc2. Esse gráfico apresenta um balanço de massa para Fe e Ti das referidas amostras, considerando como material de referência, a primeira amostra subjacente a elas, da base desse mesmo horizonte (TR1-270) e como elemento invariante o Zr.

As informações contidas no Gráfico 14 mostram que de 270 cm a 237 cm de profundidade ocorre apenas uma acumulação muito discreta dos dois elementos. Na direção

da amostra TR1-236, enquanto se verifica uma ligeira perda de titânio (menos de 10%), ocorrem perdas próximas de 50% do Fe. Por outro lado, se na amostra TR1-235 o balanço de massa do Ti indica perdas aproximadamente semelhantes àsquelas da amostra TR2-236, para o Fe verifica-se um ganho superior a 100%. Este fenômeno sugere a atuação local dos processos de dissolução química na Laterização dos horizontes de alteração na alta vertente, pois, enquanto se verifica a perda de ferro ferroso nas amostras TR1-237 e TR1-236, há acumulação absoluta de ferro férrico na amostra TR1-235. Essa segregação do Fe pode indicar a instalação de um ambiente de Hidromorfia sazonal no meio, que afetaria (ou afetou, no passado), a base do perfil laterítico da TR1. Ressalta-se, entretanto, que esse ambiente de Hidromorfia na TR1 é verificado apenas pontualmente na base do perfil (horizonte CBc2 - amostra TR1-236), uma vez que nessa trincheira se observa um ambiente de drenagem livre.

White (2009) atribui a formação das zonas empalidecidas dos solos lateríticos à redução e solução do Fe em condições anaeróbicas na zona de flutuação do nível freático. Assim, este processo de deferruginação dos horizontes pedológicos resulta, por um lado, na formação do material empalidecido e, por outro lado, na formação do material ferruginoso no mesmo horizonte.

Gráfico 14 – Perdas e ganhos de Fe e Ti nas três fases observadas no horizonte CBc2



Fonte: Dados da pesquisa

Como referência de material para o cálculo de balanço de massa deste gráfico utilizou-se os teores de Fe e Ti encontrados na amostra TR1-270, localizado na base do horizonte CBc2.

Material Lessivado: esta classe é representada pelas amostras TR3-230; TR4-117; TR4-160; TR6-12; TR6-23; TR6-95; TR6-230 e TR8J-11, que se agrupam na extremidade inferior esquerda do Gráfico 13 e apresentam baixos teores de titânio ($\text{TiO}_2 < 0,75\%$) e ferro ($\text{Fe}_2\text{O}_3 < 5\%$). A proporção entre o Fe_2O_3 e TiO_2 nesta classe varia entre 2 e 8,5 ($2 < \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 8,5$), essa considerável variação na proporção desses elementos sugere que, provavelmente, o processo de Lessivagem pode ter atuado tanto sobre os materiais originalmente Lateríticos quanto em materiais originalmente Hidromórficos. Dessa forma, o que distinguiria os materiais Lessivados como sistema de alteração e pedogênese seria o fato de que os teores de Fe_2O_3 e TiO_2 nesses materiais são muito baixos, indicando, portanto, uma exportação generalizada desses elementos, ao passo em que se observa a acumulação residual do quartzo.

O titânio, por compor hidróxidos pouco solúveis nos solos, diante do processo de dissolução química tenderia a permanecer no pedoambiente. Entretanto, sob a ação da Lessivagem – processo de eluviação mecânica de minerais de argila em suspensão (sem necessariamente a ocorrência de alteração química) na zona de oscilação do nível freático (WHITE, 2009) – o titânio pode ser mobilizado e removido do perfil dos solos pela drenagem. Fanning e Fanning (1989) afirmam que estas condições sazonais de Hidromorfia, condicionadas pela alternância dos ciclos de umedecimento e secagem dos solos, podem desencadear o processo de transporte de material particulado, pois o umedecimento dos solos após o período de seca produz uma perturbação na fábrica desses solos e a dispersão da argila, tendo como consequência, então, a formação de material Lessivado.

A formação dos materiais Lessivados na vertente é determinada pelas condições de Hidromorfia sazonal, condicionadas pelos ciclos de umedecimento (redução) e secagem (oxidação) dos solos sob a influência do clima tropical subquente. A intensa heterogeneidade das cores dos solos verificada no ambiente constituído por este material (base da TR3 e TR6), as quais variam de 2.5YR 6/8 (vermelho claro) a 10YR 5/2 (bruno acinzentado), são características de meios onde existem condições de Hidromorfia temporária, pois os solos saturados por água tornam-se ambientes propícios para a redução do Fe^{2+} e segregação desse cátion pela rede de drenagem. A mobilização e exportação do Fe^{2+} , assim, condicionam a formação de solos com cores neutras ou claras e com croma baixo (EMBRAPA, 2006; COSTA; BIGHAM, 2009).

Por outro lado, quando a água no solo evapora, com avanço da estação seca, o Fe^{2+} em ambiente oxidante se reprecipita e acumula-se no solo na forma de óxidos ou hidróxidos férricos. Logo, de acordo com Costa e Bigham (2009), a hematita torna-se responsável pela

pigmentação vermelha dos solos (5R - 2.5YR) e a goethita pela pigmentação amarela (2,5YR - 7.5YR).

Diante do exposto, pode-se concluir que as descrições morfológicas dos solos ao longo da topossequência, evidenciaram a atuação de dois processos maiores de alteração e pedogênese (Laterização e Hidromorfismo) sobre os solos da vertente investigada, que foi comprovada pelas análises de química total. A correlação entre o TiO_2 e o Fe_2O_3 , portanto, sugeriu a atuação dos processos de Laterização, em ambiente oxidante onde se verifica elevadas concentrações do Fe_2O_3 e TiO_2 e a atuação do processo de Hidromorfia, em ambiente redutor, onde o ferro (elemento sensível ao processo de oxi-redução) sofre perdas, enquanto o Ti (elemento mais resistente à atuação da hidrólise) é capaz de permanecer no pedoambiente, mesmo em condições de Hidromorfia elevada. No ambiente onde se verifica baixa concentração do TiO_2 há uma sugestão da atuação do processo de Lessivagem, que pode transportar este elemento de forma particulada em suspensão na zona de flutuação do nível freático.

5.7 A gênese dos materiais arenosos da base da topossequência

As análises granulométricas realizadas com amostras de solos representativas dos sistemas de alteração e pedogênese dos solos da topossequência indicaram que na vertente investigada existe um polo de concentração de materiais argilosos na alta vertente, ou seja, no sistema Laterítico e outro polo de concentração de materiais arenosos na baixa vertente, sobretudo no sistema Hidromórfico Plíntico (Figura 26).

No sistema Laterítico, os percentuais de argila variaram de aproximadamente 20% a 40% até a profundidade de 250 cm; abaixo desta profundidade, no entanto, o teor de argila diminuiu na medida em que os teores de silte se elevaram. No sistema Hidromórfico Lessivado, os percentuais de argila indicaram que nos horizontes do *solum* desse compartimento a concentração da argila (mínima de 22,75% e máxima de 28,75%) foi maior que a verificada no saprolito (mínima de 1,55% e máxima de 7,30%). Assim, constata-se um aumento significativo dos teores de argila desde a base dos horizontes de alteração até os horizontes mais superficiais, sem que ocorra, no entanto, incremento no teor de silte, tal como foi observado no sistema Laterítico. Isto resulta, portanto, numa concentração de materiais arenosos, os quais superaram 90%. No sistema Hidromórfico Plíntico o percentual mínimo de argila (0,3%) foi mensurado na base do horizonte C2f e o máximo (11,45%) foi medido na

base da Linha de Pedra. Por fim, no sistema Hidromórfico Espódico (TR8J) os teores de argila mensurados (mínimo de 11% e máximo de 19%), embora sejam inferiores aos apresentados no sistema Laterítico, representaram uma acumulação de argila em relação aos valores observados no sistema Hidromórfico Plíntico (0,3% - 11,45%).

Duas hipóteses talvez pudessem explicar a acumulação de argila na parte inferior da baixa vertente, a primeira hipótese refere-se à neoformação de argilominerais neste ambiente, isto é, o processo de Laterização condicionado pela atuação da hidrólise, lixiviaria os cátions solúveis e parte do silício e do alumínio na alta vertente e nos horizontes superficiais da média vertente, que migrariam para a base da baixa vertente (TR8) e, nesse ambiente o Si e o Al formariam as argilas. A segunda hipótese que explicaria a acumulação da argila na base da TR8 refere-se ao processo de translocação deste material ao longo da vertente, tendo sido, principalmente, lessivada dos sistemas Hidromórfico Lessivado e Hidromórfico Plíntico.

Pode-se inferir, então, que ao longo da topossequência ocorreu uma perda gradual da argila no sentido da jusante, ou seja, desde o sistema Laterítico até o domínio Hidromórfico Plíntico (TR1 – TR4 – TR6). A concentração relativa dos materiais arenosos, assim, avançou na direção da jusante para a montante da vertente, a partir dos horizontes saprolíticos para os horizontes mais superficiais. As descrições morfológicas e os dados de granulometria da topossequência sugerem que o horizonte C2 arenoso (teores de areia > 90%) avançou lateralmente no sentido da montante desde a trincheira TR8 até a base da TR3 e, o horizonte C2B (aproximadamente 90% de areia total), por sua vez, avançou lateralmente na direção da jusante para a montante sobre os materiais Lateríticos mais argilosos a partir do sistema Hidromórfico Plíntico (TR6).

Diante da evidência da concentração de materiais arenosos na baixa vertente e base da média vertente indaga-se acerca da gênese destes materiais na topossequência. Três hipóteses poderiam explicar a incidência deste fenômeno, a primeira se baseia na constituição litológica sobre a qual a vertente encontra-se situada.

De acordo com Renger e Knauer (1995), a formação Sopa Brumadinho é constituída por metarenitos e quartzitos, puros ou micáceos, com intercalações de metapelitos, xistos verdes e intrusões de rochas metabásica e filito hematítico. Sondagens realizadas ao longo da topossequência apontaram que a 223 m do topo da vertente existe um afloramento de quartzito, que de acordo com os dados de Química Total é constituído por aproximadamente 97% de SiO₂. A alteração dessa rocha, mediante a ação dos processos de intemperismo químico, originaria, portanto, os solos arenosos verificados na baixa e média vertente, ao passo que os solos mais argilosos da alta vertente seriam produto da alteração do filito,

constituído por aproximadamente 45% de SiO_2 , 30% de Al_2O_3 e 4% de Fe_2O_3 .

A origem dos horizontes mais argilosos verificados no *solum* da média vertente (sistema Hidromórfico Lessivado), dessa forma, seria alóctone, ou seja, estes horizontes se formariam a partir de sedimentos coluviais erodidos da alta vertente (sistema Laterítico). O fato deste material superficial mais argiloso não se estender até a base sobre os materiais mais arenosos na baixa vertente – ambiente onde a declividade é maior (4°) – e a questão de que as sondagens realizadas na topossequência indicaram que o substrato quartzítico situa-se apenas nos últimos metros da topossequência (substrato da TR8), enquanto os horizontes arenosos se estendem por 125 m no sentido da montante, sobre o filito, tornam essa hipótese pouco provável, como afirmou Ferreira Neto (2012).

Outra questão que contribui para tornar questionável a hipótese de aloctonia dos horizontes mais superficiais da média vertente é indicada pela presença da mancha amarelo avermelhada (5YR 7/6) representada pela amostra TR5-140 no horizonte de alteração C2 bruno muito claro acinzentado (10YR 7/4) da trincheira TR5. Os dados de granulometria desta trincheira mostraram que enquanto o teor de areia no horizonte C2 é próximo de 95%, na mancha a concentração desse material não ultrapassa 84%. Assim, a presença desta mancha, possivelmente relictual na base da TR5, sugere a hipótese de que o horizonte C2, bem como o C2B subjacente, sob a influência da variação sazonal do nível freático, avançaram lateralmente em direção à montante, transportando seletivamente os materiais finos (argila e possivelmente silte) do sistema Laterítico para a rede de drenagem.

A segunda hipótese que explicaria a gênese destes materiais arenosos refere-se à destruição do material argiloso por meio de processos como Acidólise e/ou Ferrólise. Essa segunda possibilidade foi proposta por Schaefer et al. (2002), para uma vertente com configuração análoga à estudada por esta pesquisa. Estes autores, ao investigarem uma sequência de solos em catena no Planalto de Diamantina – MG, encontraram solos pobres em nutrientes que variaram entre: LATOSSOLOS poligenéticos, bem drenados com concreções ferruginosas (*Xanthic Acrustox*) em altitudes superiores a 1300 m; NEOSSOLOS Quartzarênicos (*Ustic Quartzpsamments*) na zona de transição e ESPODOSSOLOS (*Oxyaquic Haplorthods*) em planície sazonalmente alagada. Essa catena de solos representou, dessa forma, uma sequência na qual se verifica o aumento das condições de hidromorfia e acumulação de materiais arenosos, desde as superfícies mais elevadas até as planícies alagadas. Segundo os autores citados, esta acumulação de materiais arenosos nas áreas de média e baixa altitude pode ser explicada pela destruição de minerais de argila sob atuação do processo de Ferrólise em ambiente de Hidromorfia sazonal.

As condições climáticas vigentes na área de estudo favorecem a alternância entre os ciclos de umedecimento e secagem do solo, os quais influenciam a oxi-redução do ferro e por conseguinte a atuação do processo de Ferrólise. Brinkman (1970) afirma que este processo é caracterizado pela permuta de ferro sob a influência de ciclos sazonais de redução e oxidação. Assim, o Fe^{2+} reduzido na estação chuvosa é capaz de acelerar a lixiviação de bases e sílica livre dos perfis de solos e promover a degradação dos minerais de argila em ambiente acidificado.

No sistema Hidromórfico Lessivado e no sistema Hidromórfico Plíntico da vertente, a drenagem é parcialmente livre e a oscilação do nível freático, diante da sazonalidade das estações seca e chuvosa, condicionou a alternância de um ambiente ora redutor (estação chuvosa), quando o Fe^{3+} pode ser transformado em Fe^{2+} , mobilizado e transportado pela drenagem; ora um ambiente oxidante (estação seca), em que o Fe^{2+} reprecipita-se na forma de Fe^{3+} na presença do O_2 e se acumula no pedoambiente. Esta alternância dos ciclos de redução e oxidação do Fe, mediante a oscilação do nível freático, poderia condicionar a atuação do processo de Ferrólise, a consequente destruição da argila e seria, portanto, responsável pela acumulação de materiais arenosos na baixa vertente e perfis de alteração da média vertente. Os dados de fertilidade e química total que indicam a intensa lixiviação das bases e acumulação de Fe nestes compartimentos também confirmariam um ambiente propício para a atuação da Ferrólise.

Contudo, Kämp e Curi (2012) afirmam que a alternância dos ciclos de redução e oxidação do Fe conduzem à diminuição do pH dos solos, pois quando o ferro ferroso se transforma em ferro férrico há liberação de H^+ . Nos solos da baixa e média vertente os valores de pH, obtidos com as análises das amostras de solo em solução com água, nunca atingiram valores muito ácidos ($5 < \text{pH} < 6$). Essas condições, portanto, não favorecem atualmente a solubilização do Al e a consequente destruição das argilas (SOARES et al., 2013) pelo processo de Ferrólise.

A terceira hipótese, por fim, que explicaria a gênese dos materiais arenosos na vertente baseia-se na atuação do processo de Lessivagem ou Argiluviação (FANNING; FANNING, 1989; WHITE, 2009; QUÉNARD et al., 2011; KÄMP; CURI, 2012).

De acordo com os autores supracitados o processo de Lessivagem caracteriza-se pelo transporte mecânico de partículas de argila e, às vezes, de silte em suspensão, sem que necessariamente haja destruição química destes materiais, ao longo da zona de flutuação do nível freático.

Um fato que poderia reforçar a hipótese de atuação da Lessivagem ao longo da

vertente investigada refere-se aos teores mais elevados de argila na base da TR8, que são coerentes com a hipótese de iluviação lateral, uma vez que o substrato do sistema Hidromórfico Espódico é o quartzito, conforme Soares et al. (2013) apontaram.

Os valores de pH moderadamente ácidos ($5 < \text{pH} < 6$) verificados nos solos da vertente e os baixos teores de alumínio em solução nas águas sub-superficiais coletadas em pontos de monitoramento nos compartimentos da média e baixa vertente, cuja média foi de 0,0553 mg/L (Veja mais detalhes no Capítulo 6), não favorecesse, em princípio, a solubilização do Al e a destruição das argilas, condições requeridas para caracterizar o processo de Ferrólise (BRINKMAN, 1970).

Dessa forma, as análises apresentadas nesta pesquisa não são suficientes para refutar a hipótese de atuação da Ferrólise no sítio de estudo, uma vez que estes dois processos (Ferrólise e Lessivagem) podem atuar simultaneamente na formação dos horizontes arenosos.

5.8 Gênese dos materiais da vertente: relações com o substrato geológico

Conforme foi discutido ao longo desta pesquisa, a atuação do intemperismo químico sob as rochas e minerais, como processo de adaptação diante da busca de um equilíbrio termodinâmico sob as condições adversas do ambiente supergênico (BOURRIÉ; TROLARD; FREYTET, 2008), é responsável pelo desenvolvimento das coberturas pedológicas. Os solos, dessa forma, podem ser percebidos sempre como produto da alteração *in situ*, seja da rocha matriz ou de materiais transportados. Estes materiais que originam as coberturas pedológicas, todavia, possuem gênese variada, isto é, podem ser autóctones, alóctones ou parautóctones, conforme a proposição de Gèze (1959).

As investigações realizadas em topossequência indicaram que as coberturas pedológicas da vertente podem ser agrupadas em quatro sistemas de alteração e pedogênese dos solos: Laterítico, Hidromórfico Lessivado, Hidromórfico Plíntico e Hidromórfico Espódico.

Os solos do sistema Laterítico (alta vertente) apresentam textura mais argilosa, ao passo que, os solos do sistema Hidromórfico Plíntico e Hidromórfico Espódico na baixa vertente são mais arenosos, com percentuais de areia superiores a 90%. No sistema Hidromórfico Lessivado, por sua vez, os horizontes saprolíticos apresentam características tais como as encontradas nos sistemas Hidromórfico Plíntico e Hidromórfico Espódico e os horizontes dos *solum* são parecidos com os materiais do sistema Laterítico. A diversidade dos

materiais que constituem os solos da vertente, assim, conduz a reflexões acerca da gênese de cada um destes materiais. Seriam eles desenvolvidos a partir da alteração da rocha matriz, portanto, autóctones ou resultariam da alteração de materiais coluviais (alóctones) depositados na média e baixa vertente?

Ferreira Neto (2012), em estudo sobre a mineralogia da mesma topossequência investigada nesta pesquisa, discorda da hipótese de coluviação dos materiais na vertente. Este autor se baseia na indicação, com base em aspectos da morfologia da vertente e da distribuição dos materiais, de que a baixa declividade ($< 4^\circ$) verificada na alta e média vertente não favoreceria o processo de erosão e o rastejo dos materiais pedológicos, como aponta Thomas (1994) citado por Cruz (2006).

Além disso, o fato de que os materiais mais argilosos da parte superior dos perfis, assim como as Linhas de Pedra, não serem observados na baixa vertente, apesar deste compartimento apresentar a maior declividade da vertente (4°) e, consequentemente, condições mais favoráveis ao coluvionamento, também contribui para enfraquecer a argumentação de aloctonia dos materiais mais argilosos dos horizontes superficiais da média vertente.

As características morfológicas, químicas e mineralógicas dos solos da vertente não apontam descontinuidades verticais entre os materiais pedológicos. Dessa forma, os horizontes que constituem o sistema Laterítico (ambiente de drenagem livre) parecem se desenvolver em concordância, por meio da atuação do processo de hidrólise, que proporcionou: i) condições para a lixiviação dos cátions básicos e parte da sílica solúvel (MELFI; PEDRO, 1977); ii) acumulação de elementos menos solúveis como Fe, Al, Ti e Zr; e iii) formação de argilominerais silicatados e óxidos de Ferro e Alumínio (goethita, hematita e gibbsita).

Os dados mineralógicos de DRX e FT-IR da TR1 (trincheira representativa do sistema Laterítico) também não indicam grandes rupturas verticais na distribuição e nas características dos minerais da fração argila dos horizontes desta trincheira, sugerindo, portanto, a formação *in situ* destes minerais. A caulinita, mal cristalinizada, apresenta uma redução gradativa desde os horizontes de alteração até o *solum* e a gibbsita, praticamente inexistente na zona de alteração, apresenta quantidades relevantes na parte superior do perfil, o que pode sugerir que este mineral se concentra nos horizontes superficiais deste pedoambiente. A concentração de Al_2O_3 nos horizontes do *solum* da TR1 confirma esta informação, indicando que a gibbsita trata-se de um mineral formado pela alteração da muscovita e caulinita, pois se verifica que, na vertente, o aumento dos picos da gibbsita está diretamente correlacionado à diminuição dos

picos da caulinita.

Uma Linha de Pedras, composta por quartzo e fragmentos de concreções ferruginosas, estende-se do topo da vertente até o final do sistema Hidromórfico Lessivado. Lucas, Boulet e Chauvel (1990) ao estudarem coberturas lateríticas na Amazônia central descreveram também Linha de Pedras ferruginosas e constataram que elas possuem gênese autóctone, pois a atuação dos processos de dissolução seletiva pode promover o avanço vertical das frentes de transformação dos solos e a acumulação residual, em uma camada, dos materiais de maior granulometria e mais resistentes.

No compartimento da média vertente (sistema Hidromórfico Lessivado), os dados granulométricos apontam uma variação forte do gradiente do ponto de vista textural entre os materiais arenosos do saprolito e os materiais argilosos do *solum*. Apesar do forte gradiente vertical, a transição entre os horizontes saprolíticos e do *solum*, no sistema Hidromórfico Lessivado, não sugere descontinuidade ou discordância que possam indicar coluvionamento. Sugere-se, portanto, que os materiais arenosos do saprolito deste compartimento possam ser originalmente argilosos, tendo se formado a partir do filito, e apresentavam uma continuidade vertical com os materiais do topo. O processo de Lessivagem, ao longo da zona de flutuação do nível freático, pode ter sido responsável pela posterior eluviação da argila e concentração relativa de materiais arenosos nessa parte do perfil.

As explorações realizadas em topossequência na vertente indicaram que os solos do sistema Laterítico, sistema Hidromórfico Lessivado e sistema Hidromórfico Plíntico encontram-se sobrepostos ao substrato constituído por filito, ao passo que, o solo do sistema Hidromórfico Espódico situa-se sobre o quartzito. Dessa forma, a alteração do filito pode desenvolver solos mais argilosos que os verificados pela alteração do quartzito no sistema Hidromórfico Espódico. Entretanto, na base da vertente (perfil da TR8J), em substrato quartzítico, observa-se materiais mais argilosos do que aqueles verificados nos sistemas Hidromórfico Lessivado e Hidromórfico Plíntico, fato que poderia, portanto, sugerir aporte de material da parte alta da vertente por coluvionamento. Todavia, como foi discutida anteriormente, a presença desse material mais argiloso pode ser atribuída à ação de processos pedogenéticos e não ao transporte por processos erosivos superficiais, isto é, pode ser atribuída ao processo de Lessivagem, responsável pela translocação seletiva das argilas da média para a baixa vertente.

Na média vertente (TR4) e montante da baixa vertente (TR6) a drenagem é parcialmente livre, assim, diante dos ciclos alternados de umedecimento e secagem dos solos, impostos pelo clima tropical subequatorial verificado na região, há uma alternância dos ciclos de

redução e oxidação. Tais ciclos conduzem a mobilidade do Fe^{2+} , dos cátions solúveis, de parte da sílica solúvel e a acumulação residual de elementos com solubilidade menor.

A oscilação no nível freático diante dos ciclos e umedecimento e secagem dos solos podem também, promover a eluviação de materiais finos em suspensão pelo transporte mecânico (Lessivagem).

Defende-se, assim, com base nos resultados apresentados, que os materiais da vertente investigada podem possuir gênese autóctone. Todavia, pesquisas mais detalhadas realizadas por meio de outras técnicas, que analisam os isótopos cosmogênicos (^{10}Be), poderiam contribuir com novas informações para essa discussão.

6 FUNCIONAMENTO HÍDRICO E TRANSFERÊNCIA DE MATÉRIA NA VERTENTE INVESTIGADA

Os dados que serão apresentados neste capítulo referem-se: i) aos dados referentes às precipitações ocorridas em Diamantina - MG, durante o ano hidrológico de 2011-2012; ii) aos estudos de monitoramento em hidrossequência do nível freático por piezometria; e iii) à análise dos elementos químicos (Si, Al e Fe) em solução por ICP-AES. A análise desse conjunto de dados serviu como substrato para interpretações acerca do funcionamento hídrico, da dinâmica do intemperismo químico, da transferência de matéria e da evolução dos solos no sítio de estudo.

6.1 Comportamento do nível freático ao longo do ano hidrológico 2011-2012

Neves, Abreu e Fraga (2005), ao citarem dados de estudos coletados pelo IBGE em 1977, afirmam que o clima predominante na região de Diamantina pode ser classificado como tropical subquente ou mesotérmico, definido pela incidência de verões moderados e estação chuvosa durante o verão (KÖPPEN, 1931). Nesse tipo de clima há duas estações climáticas bem definidas, sendo a primeira caracterizada por verões brandos e úmidos (outubro a maio) e a segunda por invernos mais frescos e secos (junho a setembro). Dados de pluviosidade da Estação Meteorológica de Diamantina, disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), para o ano hidrológico de 2011-2012, confirmaram esta informação.

De acordo com os dados da precipitação diária coletados nessa Estação Meteorológica, durante os meses de outubro de 2011 a setembro de 2012, o total de chuvas no município de Diamantina no ano hidrológico de 2011-2012 foi de 1713,72 mm (Tabela 2). A estação chuvosa, com precipitação total de 1644,8 mm, vigorou entre os meses de outubro e maio, sendo que nos meses de novembro, dezembro e janeiro foram registrados os maiores índices de precipitação acumulada no mês, respectivamente, 346,8 mm; 352,6 mm e 399,8 mm (Tabela 2). No dia 23 de novembro de 2011 foi mensurada a maior precipitação diária (85,4 mm). A estação seca (junho a setembro) apresentou precipitação total de 68,92 mm, sendo que no mês julho foi registrada a menor precipitação (0,72 mm de chuva acumulada). No mês de setembro, cuja precipitação total foi de 25,8 mm registrou-se a maior incidência de chuvas para a estação seca. Este fato evidenciou a transição entre o final da estação seca e o início da estação chuvosa seguinte.

Tabela 2 – Teor de Si, Al, Fe e precipitação (mm) acumulada na topossequência no decorrer do ano hidrológico 2011-2012**Análise de Silício - SiO₂ (mg/L)**

Amostra	15/11/11	20/12/11	15/1/12	27/2/12	18/3/12	22/4/12	27/5/12	28/6/12	18/7/12	20/8/12	11/9/12	Média (anual)
GA-201	Vazio	Vazio	0,4479	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	0,4479
GA- 375	Vazio	0,7968	0,8045	0,7141	0,8739	0,7520	1,1194	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	0,8434
GB-299	Vazio	0,7295	0,7024	0,7023	0,8388	0,7631	0,9893	0,6069	Vazio	Vazio	Vazio	0,7617
GC-196	0,5224	0,5125	0,5963	0,7244	0,6648	0,7101	0,5518	0,6151	0,5537	0,0911	0,0607	0,5094
GD-66	0,4551	0,5263	0,5665	0,5971	0,6617	0,8714	0,8693	0,1380	0,1658	0,1215	Vazio	0,4973
Total da Média Anual												0,6119

Análise de Alumínio - Al₂O₃ (mg/L)

Amostra	15/11/11	20/12/11	15/1/12	27/2/12	18/3/12	22/4/12	27/5/12	28/6/12	18/7/12	20/8/12	11/9/12	Média (anual)
GA-201	Vazio	Vazio	0,0898	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	0,0898
GA- 375	Vazio	0,0860	0,0833	0,0631	0,0231	0,0000	0,0000	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	0,0426
GB-299	Vazio	0,0862	0,0852	0,0169	0,0230	0,0000	0,0000	0,0378	Vazio	Vazio	Vazio	0,0356
GC-196	0,1479	0,0922	0,0856	0,1100	0,0250	0,0000	0,0000	0,0401	0,0382	0,0402	0,0417	0,0565
GD-66	0,1584	0,0884	0,0875	0,0273	0,0319	0,0000	0,0000	0,0438	0,0427	0,0422	Vazio	0,0522
Total da Média Anual												0,0553

Análise de Ferro - Fe₂O₃ (mg/L)

Amostra	15/11/11	20/12/11	15/1/12	27/2/12	18/3/12	22/4/12	27/5/12	28/6/12	18/7/12	20/8/12	11/9/12	Média (anual)
GA-201	Vazio	Vazio	0,0247	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	0,0247
GA- 375	Vazio	0,0399	0,0215	0,0781	0,0439	0,0753	0,0766	Vazio	Vazio	Vazio	Vazio	0,0559
GB-299	Vazio	0,0244	0,0207	0,0677	0,0427	0,0767	0,0751	0,0604	Vazio	Vazio	Vazio	0,0525
GC-196	0,2254	0,0299	0,0228	0,1478	0,0498	0,0759	0,0526	0,0599	0,0596	0,0595	0,0622	0,0768
GD-66	0,2129	0,0272	0,0415	0,1463	0,0632	0,0773	0,0753	0,0594	0,0599	0,0625	Vazio	0,0825
Total da Média Anual												0,0585

Precipitação Acumulada no Mês (mm)

out/11	nov/11	dez/11	jan/12	fev/12	mar/12	abr/12	mai/12	jun/12	jul/12	ago/12	set/12	Total (anual)
221,00	346,80	352,60	399,80	56,00	130,00	58,80	79,80	25,00	0,72	17,40	25,80	1.713,72

Fonte: Dados da pesquisa

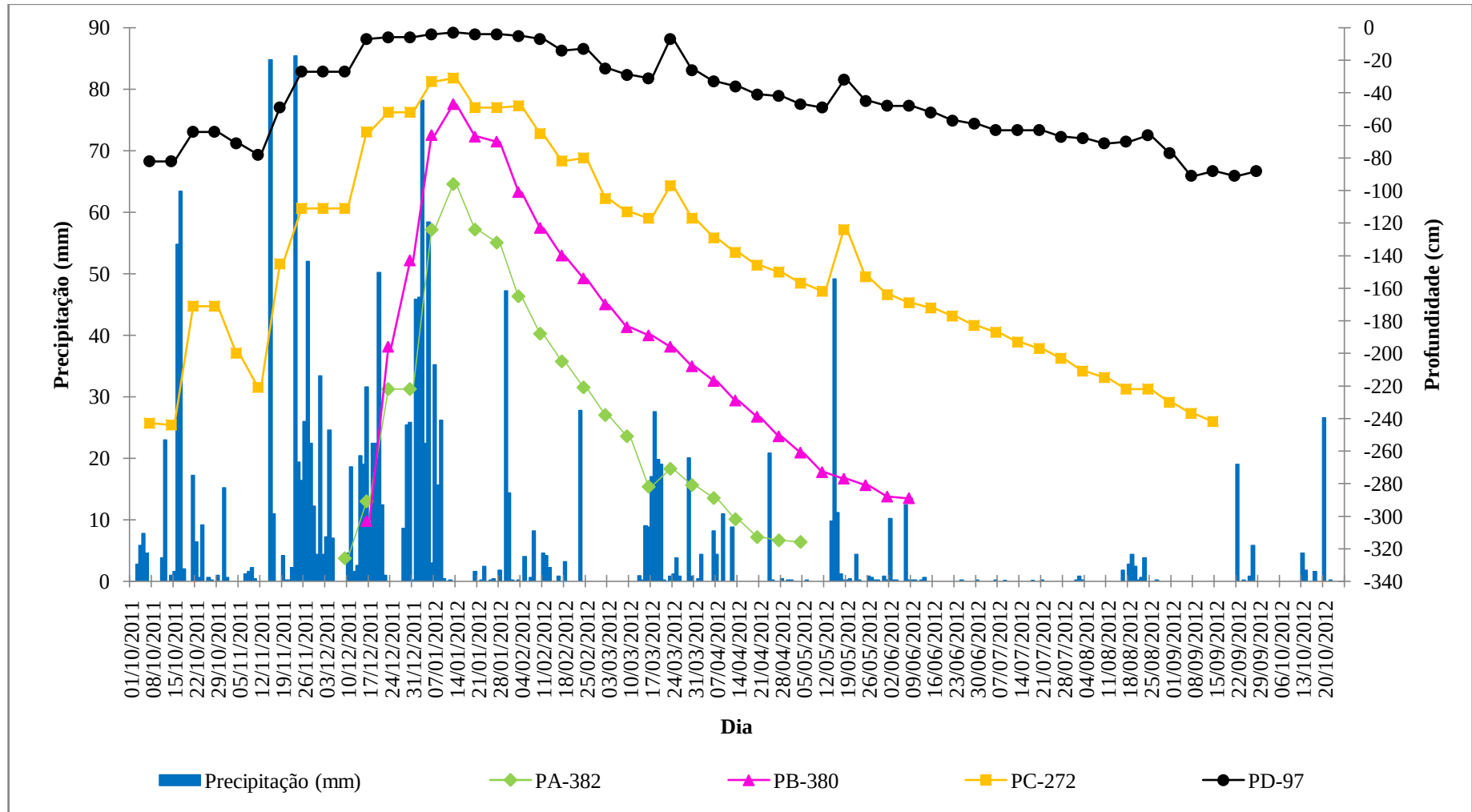
No ponto de monitoramento "A", localizado na trincheira TR4 – sistema Hidromórfico Lessivado (Figura 19), a resposta da elevação do nível freático em relação aos índices de precipitação não foi imediata, como pode ser observado no Gráfico 15, pois desde o mês de outubro de 2011 verificou-se um índice considerável de precipitação (221 mm de chuva acumulada no mês), no entanto, o nível freático, nesta estação, somente começou a se projetar para profundidades menos elevadas em 9 de dezembro de 2011, quando alcançou a profundidade de 326 cm (horizonte C2).

A altura mais elevada alcançada pelo nível freático neste ponto de monitoramento foi medida a 96 cm de profundidade (horizonte C2B), verificada no dia 13 de janeiro de 2012 (clímax da estação chuvosa). Desta data em diante, o nível freático, neste ponto de observação, começou a abaixar, proporcionalmente a redução dos índices de precipitação. Assim, a partir do mês de maio (final da estação chuvosa) não foi mais possível medir o nível freático nos piezômetros instalados no ponto de monitoramento "A" (Gráfico 15). A amplitude verificada pela oscilação do nível freático em resposta à sazonalidade climática no ponto de monitoramento "A" foi igual a 230 cm.

No ponto de monitoramento "B", localizado na trincheira TR5 – sistema Hidromórfico Lessivado (Figura 19), o comportamento do nível freático, assim como foi verificado no ponto "A", não respondeu imediatamente à variação dos índices de precipitação, sendo necessário, portanto, uma maior concentração de chuvas para condicionar a elevação do nível freático. Esta elevação, portanto, começou a ser observada no dia 16 de dezembro de 2011, quando o nível freático alcançou a profundidade de 303 cm (horizonte C2); a partir desta data até o dia 13 de janeiro de 2012 verificou-se um aumento gradual do nível freático. Desse modo, em janeiro de 2011 o nível freático, neste compartimento da vertente, atingiu a profundidade de 47 cm, ou seja, atingiu a Linha de Pedra, o limite entre o saprolito e o *solum* do perfil. No período compreendido entre 13 de janeiro e 8 de junho de 2012, observou-se que as profundidades alcançadas pelo nível freático neste ponto de monitoramento diminuíram.

No ponto de monitoramento "C", localizado na trincheira TR6 – sistema Hidromórfico Plíntico (Figura 19) – a proximidade com o vale hidromórfico fez com que o nível freático alcançasse “profundidades mínimas” superiores às verificadas nos sistema Hidromórfico Lessivado, em praticamente todos os meses do ano hidrológico de 2011-2012 (Gráfico 15).

Gráfico 15 – Variação do nível freático na topossequência em função dos índices de precipitação no ano hidrológico 2011-2012



Fonte: Dados da pesquisa

PA-382 = Piezometro instalado no ponto de monitoramento A a 382 cm de profundidade; PB-380 = Piezometro instalado no ponto de monitoramento B a 380 cm de profundidade; PC-272 = Piezometro instalado no ponto de monitoramento C a 272 cm de profundidade e PD-97 = Piezometro instalado no ponto de monitoramento D a 97cm de profundidade.

Neste ponto de monitoramento verificou-se que o nível freático começou a subir em decorrência da incidência das primeiras precipitações na estação chuvosa (outubro de 2011, como pode ser observado no Gráfico 15). Contudo, uma elevação mais marcante do nível freático somente foi mensurada após o dia 15/11/2011, quando foi registrada uma precipitação diária de 84,8 mm. Entre esta data e o dia 23/11/2011, foi verificado um período de menor precipitação, que logo influenciou o rebaixamento do nível freático nesse ponto da vertente (Gráfico 15). O período de concentração de chuvas, verificado até janeiro de 2012, proporcionou a intensa elevação do nível freático, assim, a menor profundidade alcançada pelo nível freático no ponto de monitoramento "C" (31 cm, isto é, base do horizonte B) foi mensurada no dia 13/01/2012. Entretanto, o avanço da estação seca condicionou o rebaixamento do nível freático até 242 cm de profundidade (horizonte C2f), dessa forma, a amplitude do nível freático verificada na Estação "C", no período compreendido entre o ciclo de umedecimento e secagem dos solos na vertente, foi igual a 211 cm.

No ponto de monitoramento "D", localizado junto à trincheira TR8, ou seja, no sistema Hidromórfico Espódico (Figura 19), a oscilação no nível freático é menor se comparada às oscilações verificadas nos demais pontos de monitoramento, pois a amplitude da variação do nível freático nesse ponto de monitoramento foi igual a 85 cm. Este fato pode ser explicado, sobretudo, pela proximidade ao vale hidromórfico, que condicionou a formação de um ambiente de má drenagem e saturação dos horizontes do solo em quase todos os meses do ano. No início da estação chuvosa, a profundidade do nível freático foi mensurada em 82 cm (horizonte Bh), todavia, no mês de janeiro, período de maior incidência de chuvas, o nível freático atingiu a profundidade de 3 cm (horizonte AE). Desde então, as profundidades do nível freático foram reduzidas gradualmente até atingir 88 cm (base do perfil da TR8) no final da estação seca (setembro de 2012).

Diante do exposto, pode-se inferir que, os dados primários mensurados nos piezômetros dos pontos de monitoramento "A", "B", "C" e "D" (Gráfico 15) indicaram que a variação do nível freático na vertente ocorreu em função da variação dos índices de precipitação. Assim, durante a estação chuvosa o nível freático alcançou profundidades próximas à superfície e na medida em que se verificou o avanço da estação seca, a altura do nível freático diminuiu progressivamente até atingir profundidades, as quais não foram possíveis mensurar, nos pontos de monitoramento desta pesquisa.

Os dados da mensuração do nível freático e precipitação de chuvas em Diamantina - MG indicaram que, nos pontos de monitoramento "A" e "B", a resposta à variação do nível freático em relação ao aumento da precipitação é mais lenta. Contudo, nas estações de

monitoramento "C" e, principalmente, na estação "D" esta resposta é mais imediata, como pode ser verificado nos dias 15/11/2011 (84,8 mm), 18/03/2012 (27,6 mm) e 15/05/2012 (49,2 mm) (Gráfico 16).

Nos períodos compreendidos entre 10 a 13 de novembro e 6 a 9 de dezembro de 2011, por exemplo, não foi verificado no sítio de estudo nenhum evento pluviométrico, consequentemente, as mensurações do nível freático nos piezômetros da hidrossequência indicaram uma redução do nível freático nas estações "C" e "D", durante os períodos citados. Entretanto, no dia 15 de novembro de 2011, a precipitação de 84,8 mm condicionou imediatamente a suspensão do nível freático, primeiro no ponto de monitoramento "D" e em seguida na "C". Nos dias 18 de março e 15 de maio de 2012, período do final da estação chuvosa, ocorreram precipitações de 27,6 mm e 49,2 mm, respectivamente, na área de estudo, as quais também determinaram a elevação do nível freático nesses pontos de monitoramento, como pode ser observado no Gráfico 16.

6.2 Teores de pH e elementos químicos (Si, Al e Fe) nas águas ao longo do ano hidrológico 2011-2012

Os dados de pH mensurados nas águas coletadas mensalmente na hidrossequência indicaram que no ponto de monitoramento "A" – TR4 – o pH variou de 5,3 (dezembro de 2011) a 6,4 (maio de 2012). No ponto de monitoramento "B" – TR5 – o valor mínimo para o pH (5,8) foi mensurado em abril de 2012 e o valor máximo do pH (7,3) foi verificado em fevereiro de 2012. No ponto de monitoramento "C" – TR6 – os valores mensurados de pH variaram entre mínimo de 5 (dezembro de 2011) e máximo de 7,1 (agosto de 2012) e no ponto de monitoramento "D" – TR8 – os valores de pH mensurados nas águas coletadas indicaram mínimo de 4,5 no mês de dezembro de 2011, e o maior índice (7,4) foi medido no mês de agosto de 2012. Nesse último ponto de monitoramento foi observado, assim, a maior amplitude de pH ao longo do ano.

Alguns autores como: Herbillon e Nahon (1985), Lucas (2007), Souza, Miranda e Oliveira (2007), Kämp e Curi (2012) e Brady e Weil (2013), afirmam que a acidez ou a alcalinidade de determinado solo, diagnosticadas pela mensuração do pH, pode influenciar a solubilidade dos elementos químicos (cátions básicos, sílica solúvel, ferro e alumínio) no pedoambiente. Todavia, na vertente investigada, os dados de pH da água em relação aos teores dos elementos químicos analisados (Si, Al e Fe) indicaram que não há correlação significativa entre estas duas variáveis em nenhuma das estações de monitoramento de água.

Assim, pode-se concluir que os valores de pH não influenciaram, diretamente, a mobilização dos elementos químicos nos solos da vertente.

Por outro lado, como afirmam Fanning e Fanning (1989), os ciclos de umedecimento e secagem dos solos, determinados pela sazonalidade entre a estação seca e chuvosa em climas tropicais úmidos, podem intensificar a ação de forças do intemperismo sobre minerais e rochas e condicionar, portanto, a mobilidade de elementos químicos presentes na rede cristalina dos minerais. Diante do exposto, pode-se sugerir, então, que a mobilidade dos elementos químicos (Si, Fe e Al) na vertente pode ser determinada pela sazonalidade climática, índices de precipitação e comportamento do nível freático ao longo do ano hidrológico, uma vez que os dados de pH parecem não determinar a mobilidade destes elementos.

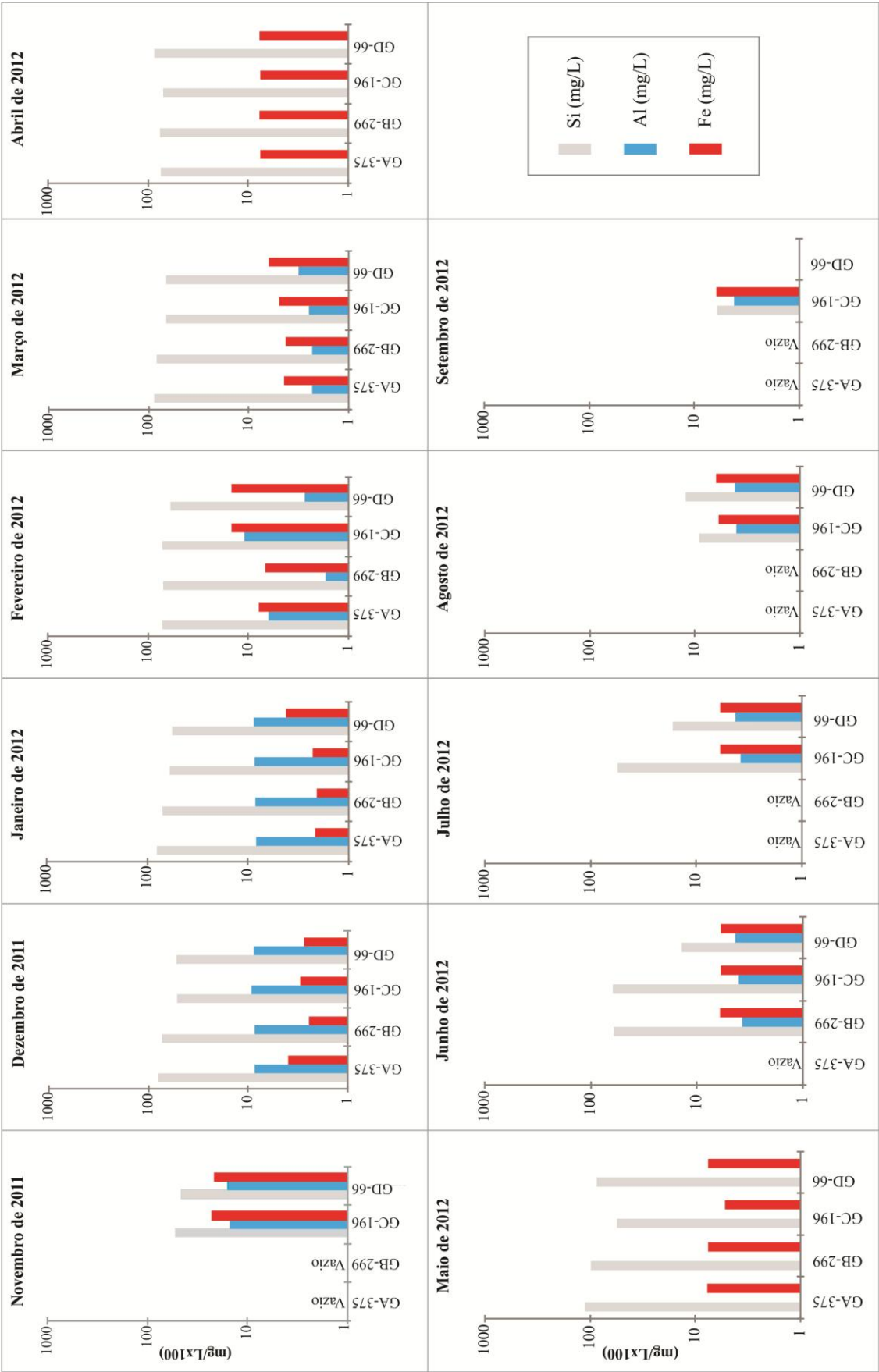
A Tabela 2 e o Gráfico 16, representam os teores de SiO_2 , Fe_2O_3 e Al_2O_3 mensurados por meio de análise de amostras de água por ICP-AES coletadas nos pontos de monitoramento da vertente ao longo do ano hidrológico de 2011-2012. A apresentação do Gráfico 17, com os dados dispostos em escala logarítima, permite a representação conjunta de quantidades muito diversificadas da concentração dos elementos analisados durante o período determinado.

Assim, de acordo com os dados apresentados no Gráfico 16, pode-se verificar que a maior concentração de Si (1,1194 mg/L) dissolvido nas águas sub-superficiais da hidrossequência investigada foi mensurada no ponto de monitoramento “A” (Garrafa coletora GA-375) em maio de 2013, no final da estação chuvosa (Tabela 2). A menor concentração desse elemento (0,0607 mg/L) foi verificada no ponto de monitoramento “C” (Garrafa coletora GC-196) no mês de setembro de 2012, ou seja, no final da estação seca.

Os teores de silício ao longo da hidrossequência, isto é, desde o ponto de monitoramento “A” até o ponto de monitoramento “D”, não apresentaram grandes variações no decorrer da estação climática úmida. Esses teores de uma maneira geral aumentaram gradativamente em todas as estações de monitoramento até o mês de maio. Contudo, na estação seca, que se iniciou no mês de junho e se estendeu até o final de setembro, a concentração do Si nas águas dos solos caíram consideravelmente de 1,0 mg/L a índices próximos de 0 mg/L nos pontos de monitoramento “C” e “D” (Gráfico 17).

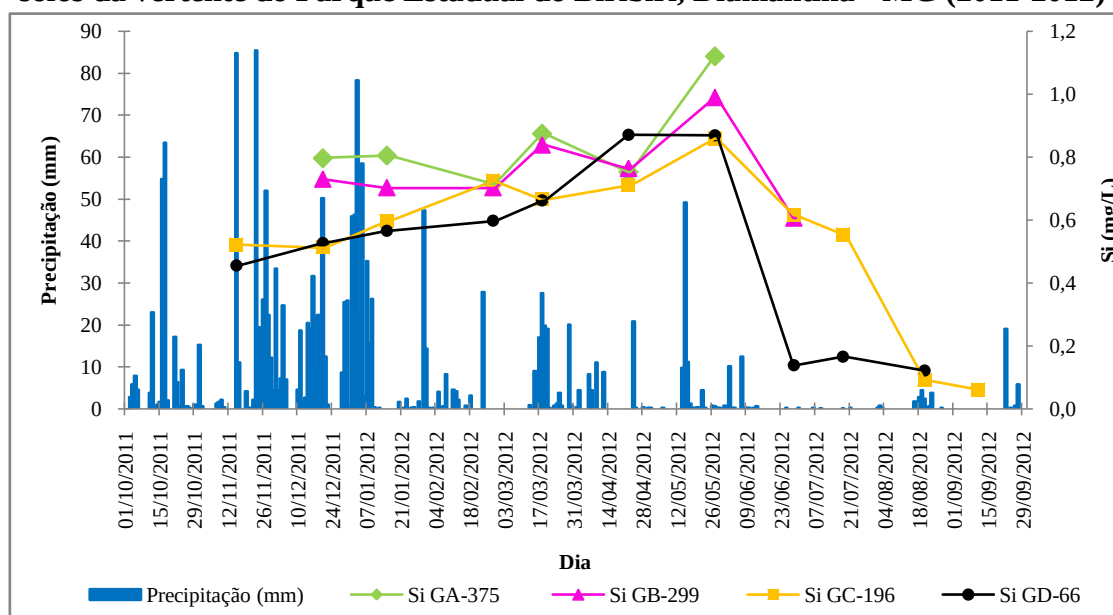
Ressalta-se também que as concentrações do silício nos solos, ao longo do ano hidrológico de 2011-2012, não apresentaram respostas significativas aos eventos pluviométricos mais significativos. Assim, a maior mobilidade desse elemento é verificada somente no final da estação chuvosa, como pode ser observado no Gráfico 17.

Gráfico 16 - Variação do Si, Fe e Al na topossequência no decorrer do ano hidrológico 2011-2012



Fonte: Dados da pesquisa

Gráfico 17 - Precipitação diária da chuva e concentração do Silício nas águas dos solos da vertente do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG (2011-2012)



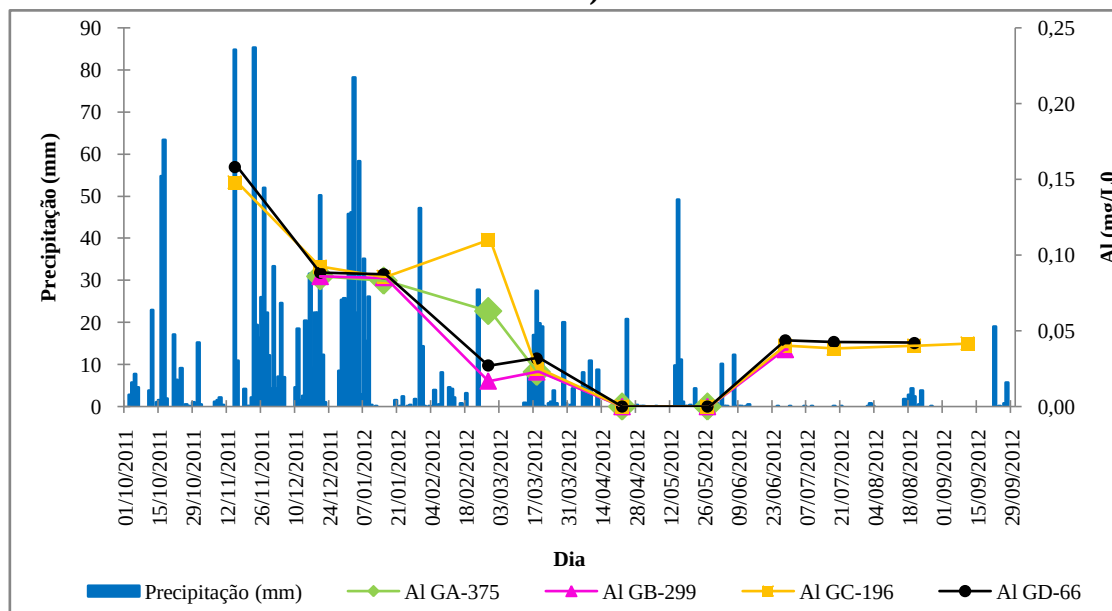
Fonte: Dados da pesquisa

Quanto ao Al, o teor máximo verificado foi de 0,1584 mg/L, mensurado nas águas coletadas na Estação “D” (Garrafa coletora GD-66) durante o mês de novembro de 2011, isto é, no início da estação chuvosa. Os teores desse elemento, nesta estação climática, diminuíram gradativamente até os meses de abril e maio, nos quais os teores de Al nas águas coletadas foram muito baixos, não tendo sido, portanto, detectados pela técnica utilizada nessa pesquisa. A partir de junho até setembro a concentração desse elemento, nas águas dos pontos de monitoramento em que a altura do nível possibilitou a coleta, se elevou não ultrapassando, porém, 0,0440 mg/L (Gráfico 16).

O Gráfico 18 indica que a curva para a mobilidade do alumínio, em todas as estações de monitoramento ao longo do ano hidrológico de 2011-2012, não apresentou (com exceção da coleta realizada em fevereiro de 2012) grandes variações entre os pontos de monitoramento. Dessa forma, pode-se perceber que os teores de Al, de modo geral, são diretamente proporcionais aos índices de precipitação, pois durante os primeiros meses da estação chuvosa (novembro a janeiro – precipitação total próxima de 1.100 mm) as concentrações de alumínio foram mais elevadas se comparadas aos teores mensurados durante a estação seca, os quais se aproximaram de 0 mg/L. Pode-se inferir, portanto, que no período em que se verificou índices de precipitação diária superiores a 60 mm, como em novembro de 2011, os teores de Al nas águas sub-superficiais foram superiores a 1,0 mg/L. Em períodos

em que a precipitação diária foi inferior a 10 mm, como na estação seca, a concentração do Al na água foi próxima de 0 mg/L.

Gráfico 18 - Precipitação diária da chuva e concentração do Alumínio nas águas dos solos da vertente do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG (2011-2012)



Fonte: Dados da pesquisa

No Gráfico 18, pode-se observar também que a partir do final do mês de janeiro de 2012 a incidência de chuvas em Diamantina - MG começou a diminuir e, consequentemente, o nível freático começou a abaixar (Gráfico 15). No final de fevereiro ocorreu, no dia 27/02, uma precipitação de 27,8 mm de chuva que influenciou a maior mobilidade do Al nos pontos de monitoramento “C” e “D”, respectivamente, mas não interferiu na concentração desse elemento nos pontos de monitoramento “A” e “B”. Assim, de maneira geral, pode-se afirmar que o alumínio não apresentou ao longo do ano hidrológico de 2011-2012 respostas muito significativas aos eventos de grande precipitação.

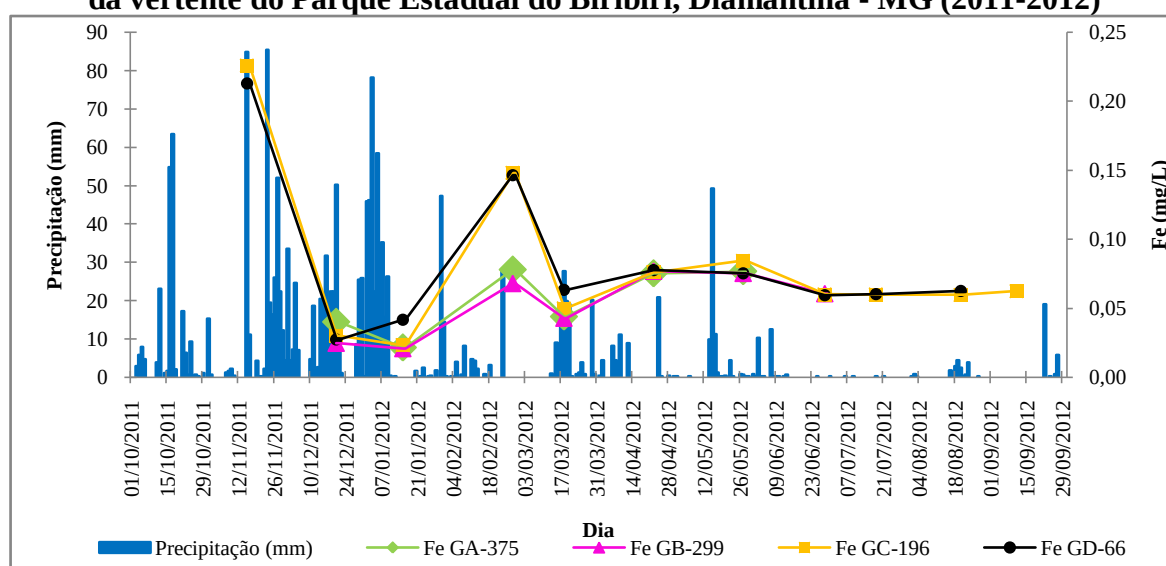
O percentual máximo de Fe (0,2254 mg/L), por sua vez, foi verificado no ponto de monitoramento “C” (Garrafa coletora GC-196) em novembro de 2011 (início da estação chuvosa) e a concentração mínima deste elemento (0,0207 mg/L) foi mensurada no ponto de monitoramento “B” (Garrafa coletora GB-299) no mês de janeiro de 2012 (clímax da estação chuvosa) (Gráfico 16).

O Gráfico 19 demonstra o comportamento das concentrações de Fe ao longo do ano nas águas dos solos no sítio de estudo. Diante desta representação, pode-se perceber que o Fe

apresentou considerável sensibilidade à variação dos índices de precipitação, ou seja, apresentou respostas mais rápidas à elevação ou redução dos índices de mobilidade mediante a alteração do comportamento pluviométrico. Os picos mais elevados do Fe foram observados especialmente após os eventos pluviométricos mais intensos, que sucedem sequências de dias sem chuvas. No mês de novembro de 2011, por exemplo, foi registrado o maior índice de precipitação (84,8 mm) após um período de estiagem, consequentemente, nesta data, os teores de Fe mensurados – 0,2254 mg/L no ponto de monitoramento “C” e 0,2129 mg/L no ponto “D” – também foram os maiores teores registrados para o Fe durante todo o ano hidrológico de 2011-2012. Todavia, no período mais chuvoso, como o que ocorreu de novembro de 2011 a janeiro de 2012, verificou-se baixa concentração de Fe nas águas coletas.

No final do mês de fevereiro, como foi discutido anteriormente, após um período em que os índices de precipitação foram menores que os registrados em dezembro de 2011 e janeiro de 2012, a precipitação de 27,8 mm de chuva condicionou uma maior mobilidade do ferro em todos os pontos de monitoramento, tal como foi observado para o Al nas Estações “C” e “D”. Ressalta-se, por fim, que entre os meses de abril (final da estação chuvosa) e setembro, os teores de Fe permaneceram praticamente os mesmos ($0,05 \text{ mg/L} < \text{Fe} < 0,1 \text{ mg/L}$) em todas as estações de monitoramento.

Gráfico 19 - Precipitação diária da chuva e concentração do Ferro nas águas dos solos da vertente do Parque Estadual do Biribiri, Diamantina - MG (2011-2012)



Fonte: Dados da pesquisa

Os dados de monitoramento da precipitação e teores dos elementos Al, Fe e Si, ao longo do ano hidrológico de 2011-2012, indicaram que o comportamento desses elementos químicos é sensível às mudanças estabelecidas entre as estações climáticas (úmida e seca).

Diante do exposto pode inferir que o Gráfico 16 e a Tabela 2 indicam que ao longo do ano hidrológico de 2011-2012 os teores de Si mobilizado nas águas sub-superficiais na hidrossequência foram superiores aos verificados para o Fe e o Al. Em média, a concentração anual do Si foi superior a 0,6 mg/L, enquanto que a média do Fe foi de 0,0585 mg/L e a do Al foi de 0,0553 mg/L.

Dessa forma, a análise das médias verificadas para os teores do Al e Fe indicam que a concentração do Al nas águas analisadas foi um pouco menor que a do Fe. No mês de novembro de 2011 (início da estação chuvosa), por exemplo, os teores verificados para o Al nos pontos de monitoramento “C” e “D” foram de 0,1479 mg/L e 0,1584 mg/L, respectivamente, ao passo que, a concentração do Fe foi de 0,2254 mg/L ponto “C” e 0,2129 mg/L no ponto “D”. No mês de junho (início da estação seca), a concentração do Al nos pontos monitorados (“B”, “C” e “D”) apresentaram teores variáveis entre 0,03 mg/L e 0,045 mg/L, enquanto os teores de Fe variaram entre 0,059 mg/L e 0,06 mg/L. Assim, embora próximos, o teor de Fe em média é um pouco superior ao do Al, principalmente, porque nos meses de abril e maio a taxa de exportação deste último elemento nas águas foram próximas de 0 mg/L.

Os teores de silício em solução, de forma geral, decresceram no sentido da jusante, ou seja, apresentaram-se mais elevados no ponto de monitoramento “A” (máximo = 1,1194 mg/L em 27/05/12 e mínimo = 0,7141 mg/L em 27/02/12) e menores no ponto de monitoramento “D” (máximo = 0,8714 mg/L em 27/02/12 e mínimo = 0,7141 mg/L em 27/02/12). A mobilidade do Si nas águas sub-superficiais da vertente é mais elevada nos meses finais da estação chuvosa e início da estação seca (Gráfico 16). O alumínio, entretanto, apresenta comportamento contrário, pois nos meses finais da estação chuvosa o índice de concentração do Al foi próxima de 0 mg/L. Este elemento, porém, apresentou maiores concentrações durante o início da estação chuvosa, ou seja, nos meses de novembro e dezembro. A maior exportação do ferro ocorreu durante o início da estação chuvosa (novembro) e em períodos nos quais se verificaram chuvas significativas após período de estiagem.

Estes dados sugerem, portanto, que a maior ou menor concentração da mobilidade dos elementos Si, Al e Fe na vertente investigada é influenciada pela variação dos índices de precipitação e pela, conseqüente, oscilação do nível freático, no período de alternância entre os ciclos de umedecimento e secagem dos solos, uma vez que os dados de pH da água não indicaram uma boa correlação com a concentração desses elementos nas águas analisadas.

Rocha (2001) analisou a concentração de alguns elementos químicos (Al, Fe, Si, Ca, Mn, Mg, Na e K) nas águas correntes de alguns pontos do rio Jequitinhonha, Ribeirão do

Inferno e Rio Pinheiro, situados sobre as litologias da Formação Sopa Brumadinho e Galho do Miguel na Serra do Espinhaço Meridional. As coletas de água foram realizadas por este autor durante o mês de fevereiro de 2008 (estação chuvosa) e agosto de 2008 (estação seca). Os teores de Si encontrados por Rocha (2011), em fevereiro, variaram de 0,71 mg/L a 0,04 mg/L, com média de 0,275 mg/L e no mês de agosto a concentração deste elemento variou de 3,2 mg/L a 0,03 mg/L, com média de 0,275 mg/L.

Como pode ser observado na Tabela 2, no mês de fevereiro de 2012 os teores de silício mensurados nos pontos de monitoramento da vertente variaram de 0,7244 mg/L a 0,5971 mg/L, com média de 0,6845 mg/L e no mês de agosto as concentrações deste elemento variaram de 0,1215 mg/L a 0,0911 com média de 0,1063 mg/L. Os valores de silício encontrados por Rocha (2011) no mês de fevereiro, portanto, foram inferiores aos mensurados nas águas sub-superficiais coletadas no sítio de estudo desta pesquisa, todavia, os valores mensurados por este autor, no mês de agosto, foram superiores aos medidos nas águas coletadas na vertente.

Os dados apresentados por Rocha (2011), então, sugerem que a maior perda de sílica ocorreu durante a estação seca, porém os dados analisados nas águas da vertente indicaram que a maior mobilidade deste elemento ocorreu no final da estação chuvosa e início da seca. Isto condiz com as observações realizadas por Lucas (2007), quando este autor afirmou que as concentrações de Si dissolvido são mínimas no início da estação chuvosa, mas aumentam progressivamente com o avanço da estação chuvosa e na medida em que aumenta o tempo de residência da água no pedoambiente.

De acordo com Bourrié, Trolard e Freytet (2008), a concentração de sílica em equilíbrio com o quartzo é equivalente a 6 mg/L, ou seja, quando a concentração do Si dissolvido é superior a este valor, sugere-se que este elemento seja proveniente da dissolução de outros silicatos, mais vulneráveis. Na vertente estudada, os teores de Si superiores a esse limiar devem-se provavelmente à dissolução da muscovita ($\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), mineral encontrado na composição estrutural do filito e do quartzito. Entretanto, quando o teor de Si dissolvido é menor que 6 mg/L há uma indicação de que o quartzo começa a ser dissolvido. Kämp, Curi e Marques (2009 b) afirmam que a solubilidade da sílica amorfa varia entre 50 a 60 mg/L, enquanto que a solubilidade do quartzo aumenta entre 3 a 11 mg/L.

Assim, pode-se inferir que nos sistemas Hidromórfico Lessivado, Hidromórfico Plíntico e Hidromórfico Espódico os baixos teores de Si mensurados nas águas coletadas dos solos sugerem que, principalmente, na estação seca quando os teores de Si diminuíram consideravelmente, houve a ocorrência de condições propícias para a dissolução do quartzo e,

consequentemente, do quartzito. Também é possível concluir que parte do silício liberado na solução do solo pode se associar aos íons livres de Al e outros cátions solúveis e formar argilominerais, como é o caso da caulinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), na base da vertente. No entanto, outra parte do Si pode ser exportada para a rede de drenagem.

Os teores de alumínio mensurados nas águas coletadas da vertente variaram de 0,1584 mg/L a 0 mg/L, com média de 0,0553 mg/L. Na estação seca, os teores do alumínio nas águas não ultrapassaram 0,0438 mg/L. Ao comparar estes dados com os apresentados por Patel-Sorrentino et al. (2007), os quais variaram de 1,06 mg/L a 2,02 mg/L nos LATOSSOLOS e 1,3 mg/L a 6,3 mg/L nos ESPODOSSOLOS da Amazônia Central e os dados de Rocha (2011), na Serra do Espinhaço Meridional, os quais não ultrapassaram 0,2 mg/L, pode-se inferir que as perdas de Al verificadas na vertente são baixas. Isto pode ser explicado pelo fato de que os índices de pH mensurados na vertente não foram nem demasiadamente ácidos nem extremamente básicos, uma vez que o pH (H_2O) dos solos variaram de 4,36 a 5,94 e, o pH mensurado nas águas coletadas dos solos variaram entre 4,5 e 7,5. González-Bonorino (1972) afirma que a solubilidade do alumínio é muito baixa em pH entre 4 e 9, portanto, este elemento é pouco solúvel nas condições de pH observadas na vertente.

Os teores de Al nas águas dos solos da vertente também podem ser explicados pela dissolução das muscovitas ($\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) encontradas na estrutura do substrato rochoso da vertente e, possivelmente, pela dissolução de argilominerais silicatados nos horizontes mais superficiais, como foi sugerido pelos cálculos de balanço de massa apresentados no tópico 5.5.2 deste trabalho.

Outra explicação para os baixos teores de Al nas águas coletadas na hidrossequência, sobretudo, nos meses de abril, maio e junho, refere-se ao fato de que o Al ao ser liberado da rede cristalina de minerais como a caulinita é, rapidamente, imobilizado na forma de gibbsita. A diminuição dos picos da caulinita e o consequente aumento dos picos de gibbsita verificados nas análises de FT-IR, confirmam esta explicação.

A concentração do Fe nas águas dos solos da vertente, que variaram entre 0,2129 mg/L e 0,0207 mg/L, com média de 0,0585 mg/L, foram consideravelmente inferiores às aquelas mensuradas em águas drenadas dos LATOSSOLOS (2,4 mg/L a 2,8 mg/L) e dos ESPODOSSOLOS (0,45 mg/L a 0,55 mg/L) apresentados por Patel-Sorrentino et al. (2007). A comparação dos teores mínimos desse elemento na hidrossequência monitorada, contudo, foram relativamente próximos aos encontrados por Rocha (2011) – 0,02 mg/L - na bacia do Rio Jequitinhonha, na Serra do Espinhaço Meridional.

A maior ou menor mobilidade do Fe no pedoambiente está diretamente relacionada a

três variáveis: i) disponibilidade de água no meio e sensibilidade ao processo redox (GONZÁLEZ-BONORINO, 1972); ii) pH (BIGARELLA, BECKER; PASSOS, 1994) e iii) agentes bióticos (LUCAS, 2007).

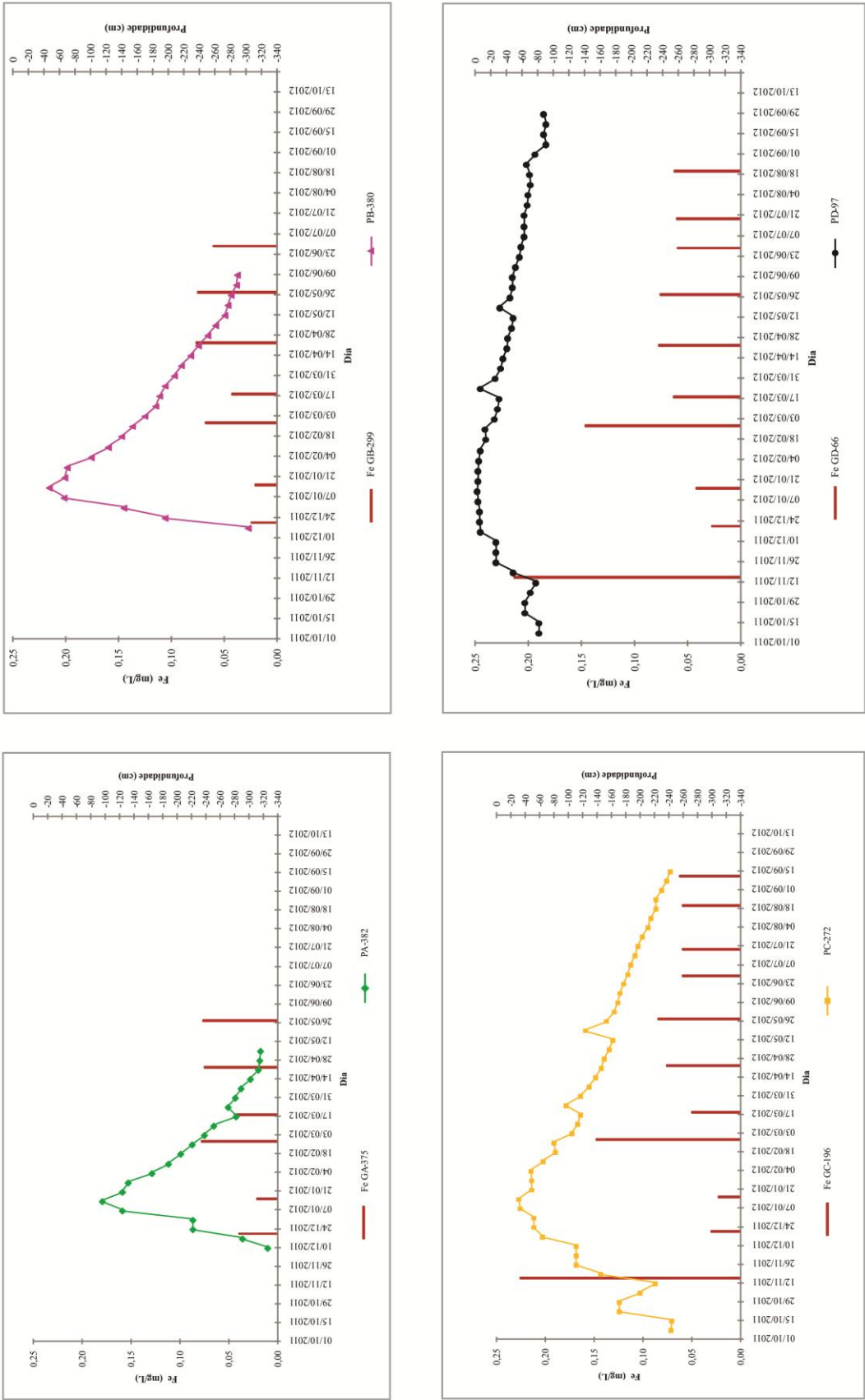
A disponibilidade de água no meio é condicionada pela alternância entre os ciclos de hidratação e desidratação dos solos. No período em que vigora a estação chuvosa, a maior incidência de chuvas pode condicionar a saturação dos solos e desenvolver um ambiente anaeróbico e redutor, que transforma o Fe^{3+} (hidróxido insolúvel) em Fe^{2+} (cátion solúvel), o qual pode ser mobilizado e transportado na zona de flutuação do nível freático.

No período da estação seca, a desidratação dos solos propicia o desenvolvimento de um ambiente oxidante, onde o Fe^{3+} se reprecipita na forma de Fe^{2+} , e pode se acumular no solo na forma de plintitas e mosqueados. Assim, as maiores concentrações do Fe em solução são observadas no ambiente em que a disponibilidade de água seja suficiente para: i) intemperizar minerais primários, ii) lixiviar o Fe^{2+} e iii) instaurar um ambiente redutor, no qual o Fe^{3+} pode se transformar em Fe^{2+} e ser mobilizado e transportado pela rede de drenagem.

O Fe é um elemento sensível às condições de oxi-redução, assim, este elemento é mais facilmente mobilizado quando se verifica o rebaixamento do nível freático entre os eventos de maior precipitação pluviométrica, pois a percolação da água gravitacional ao longo dos perfis dos solos aumenta o potencial redox em ambientes fortemente reduzidos (NASCIMENTO et al., 2008). Isso foi observado, por exemplo, nos pontos de monitoramento “C” e “D” no dia 15 de novembro de 2011 (Gráfico 20), quando se verificou que, após um período de baixas precipitações (inferiores a 10 mm diários) e consequente rebaixamento do nível freático, a incidência de 84,8 mm de chuvas determinou imediatamente a elevação do nível freático e a maior mobilidade do ferro em solução nos pontos de monitoramento citados.

Assim, pode-se afirmar que a saída do ferro entre os períodos de maior precipitação foi mais evidente nos pontos de monitoramento “C” e “D”. Os materiais que constituem os solos da estação “D” (TR8), devido às condições de Hidromorfia mais rigorosa, são empalidecidos (croma menor que 3), portanto, empobrecidos em ferro. A amostra TR8J-80 apresenta 1,76% de Fe_2O_3 em sua constituição. Kämp, Marques e Curi (2012) afirmam que em ambiente de Hidromorfia permanente pode-se verificar a ausência completa de Fe^{3+} , todavia em ambiente determinados por condições de Hidromorfia sazonal, condicionadas pelos ciclos alternados de umedecimento e secagem dos solos, há predominância da goethita no pedoambiente, ao passo que a hematita pode ser observada em plintitas, mosqueados, nódulos e concreções.

Gráfico 21 - Comportamento do nível freático e mobilidade do Fe nas águas dos solos da vertente do Parque Estadual do Biribiri - MG durante o ano hidrológico de 2011-2012



Fonte: Dados da pesquisa

Dessa forma, pode-se supor que os picos elevados da concentração de ferro nas águas do ponto de monitoramento “D” referem-se, na verdade, aos teores desse elemento eluviados dos horizontes de alteração do ponto de monitoramento “C” (horizonte C2f, ambiente no qual predomina as condições de Hidromorfia sazonal) e iluviados na estação “D” (ambiente em que as condições hidromórficas são mais acentuadas).

Os teores de Fe nas águas dos solos da vertente podem ser provenientes tanto do intemperismo dos minerais primários que constituem, sobretudo, o filito da Formação Sopa Brumadinho, quanto da dissolução dos óxidos de ferro (ferrihidrita, magnetita, hematita ou goethita) que já existiam no pedoambiente (zona plintítica, concreções ferruginosas, nódulos ferruginosos). Parte do Fe mobilizado pode se precipitar na forma de goethita ou se acumular em ambiente oxidante como hematita na forma de plintitas, mosqueados ou petroplintitas. Uma parte do Fe mobilizado também pode ser exportada para a rede de drenagem.

O pH também pode interferir na mobilidade do Fe, pois o ferro ferroso é solubilizado na faixa de pH igual a 7, ao passo que o ferro férrico pode ser mobilizado em ambiente com $\text{pH} < 3$, ou seja, em ambiente muito ácido.

Por fim, ressalta-se que a perda ou a acumulação do ferro no pedoambiente também pode ser influenciada pela ação de agentes bióticos, pois a matéria orgânica, por exemplo, pode se associar ao ferro e formar complexos organometálicos, que aumentam a mobilidade deste elemento.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As inspeções realizadas em topossequência indicaram que a maior parte dos solos da vertente desenvolve-se sobre o filito e nos 25 m finais da base da vertente sobre o quartzito, assim, sobre esses substratos desenvolvem-se, na vertente, solos do tipo CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico petroplintíco no compartimento da alta vertente; CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico na média vertente; CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico plintíco na parte superior da baixa vertente e ESPODOSSOLO FERRIHUMILÚVICO Órtico típico na parte inferior da baixa vertente.

Dois processos maiores de alteração e pedogênese são responsáveis pela gênese desses solos: Laterização, atuante na alta vertente e nos horizontes superficiais da média vertente e o Hidromorfismo, verificado na baixa vertente e nos horizontes de alteração da média vertente.

Os resultados das análises granulométricas indicaram que, na vertente, existe um polo de concentração de materiais argilosos na alta vertente e outro polo de concentração de materiais arenosos na média/baixa vertente. A ocorrência dos materiais arenosos coincide com o domínio das condições de hidromorfia sazonal ou permanente em ambientes nos quais se verificam significativa amplitude de oscilação do nível freático ao longo do ano.

A proporção entre o TiO_2 e o Fe_2O_3 no solo sugeriu que o processo de Laterização predomina na alta vertente, em ambiente oxidante, no qual se verifica elevadas concentrações desses dois elementos. Os elevados teores de gibbsita e caulinita da fração argila no compartimento contribuem para caracterizar a via laterítica. Na baixa vertente, onde domina a hidromorfia, o ambiente é redutor. Nesta área, o ferro (elemento sensível ao processo de oxirredução) sofreu perdas preferenciais e o Ti permaneceu no pedoambiente, acumulando-se. Todavia, na média vertente e na porção superior da baixa vertente, verificou-se baixa concentração tanto do TiO_2 quanto do Fe_2O_3 . Isso sugere a perda seletiva da fração fina do solo, caracterizando o processo de Lessivagem. Este processo atua nos horizontes de alteração da média vertente e na baixa vertente associado ao processo de Hidromorfia, sobretudo, na faixa de Hidromorfia sazonal, onde se verifica a maior amplitude do nível freático ao longo do ano.

Três hipóteses iniciais foram propostas para explicar a forte diferenciação lateral dos solos ao longo da vertente e a presença dos materiais arenosos na média/baixa vertente: a perda das frações mais finas do solo por destruição dos materiais argilosos por processos como a Ferrólise e a Acidólise, em ambiente hidromórfico; a perda das frações finas do solo por transporte seletivo particulado de partículas das frações argila e silte (Lessivagem) ou uma

simples dependência litológica do substrato, que apresentaria rochas de textura mais fina na alta vertente (filito) e textura arenosa na baixa vertente (quartzito). O condicionamento litológico não parece ser o fator determinante para a gênese dos materiais arenosos da base da vertente, uma vez que esses materiais se estendem por vários metros a montante do limite das rochas quartzíticas com os filitos. Desta forma, a perda das frações mais finas dos solos, com concentração relativa da fração arenosa, é apontada como a causa principal. A presença de domínios mais argilosos em meio ao material predominantemente arenoso na faixa de transição (TR5), interpretados como relictuais, reforça a hipótese de que os materiais arenosos progrediram sobre os materiais arenosos, de forma remontante na vertente. Restam, portanto, as duas primeiras hipóteses. As perdas por destruição das argilas (por Ferrólise ou Acidólise) não parecem ser determinantes, uma vez que o pH mensurado nas águas e nos solos indicou valores de fraca acidez, compatíveis com condições de estabilidade dos minerais aluminosos no solo, e não foram constatadas concentrações elevadas de Al nas águas, que pudessem sugerir dissolução dos argilominerais. Além disso, as indicações de perda de TiO_2 pelos balanços de massa apontam para uma exportação indiscriminada dos materiais finos nesses horizontes. Entretanto, essa hipótese não deve ser descartada, considerando as limitações das técnicas utilizadas nessa pesquisa e o fato de que as condições ambientais e o funcionamento do solo indicados pelas medições de pH no solo e na água e pelos teores de elementos químicos nas águas refletem as características atuais e não os processos pretéritos que podem ter atuado na área. Acredita-se, assim, que o transporte particulado das frações finas do solo (Lessivagem), possam desempenhar um papel importante na diferenciação textural dos materiais da vertente.

As investigações morfológicas ao longo da vertente indicaram que os horizontes dos perfis dos solos são concordantes entre si, uma vez que, na maioria das trincheiras analisadas, a transição abrupta entre o saprolito e o *solum* é pouco frequente. Além disso, os dados da distribuição dos teores de Zr na topossequência reforçam a afirmação de concordância entre os horizontes dos solos e apontam uma relação de filiação genética com a rocha subjacente, pois, ao longo da vertente não se verifica uma forte diminuição da concentração do Zr na parte superior do perfil.

Diante do exposto, pode-se afirmar que os resultados do estudo morfológico da vertente e as análises físicas e químicas realizadas não apontaram uma descontinuidade entre a rocha, o saprolito e o *solum*, portanto, não há indicações de que os materiais que constituem os solos da vertente tenham sofrido transporte por longas distâncias. Assim, como não foram constatadas grandes discordâncias entre os horizontes dos solos da vertente, sugeriu-se que os

materiais pedogenéticos que os constituem sejam provenientes da alteração da rocha matriz, isto é, sejam formados *in situ*, o que caracteriza a condição de autoctonia.

A metodologia empregada nas investigações realizadas nesta pesquisa mostrou-se satisfatória ao contemplar os objetivos propostos pela pesquisa. Contudo, existem ainda lacunas no conhecimento da formação dos materiais pedogenéticos no sítio de estudo, que podem ser preenchidas com a realização de estudos futuros.

Espera-se que este estudo, realizado em escala de grande nível de detalhe, venha a se somar àqueles que buscam caracterizar as formações superficiais do Planalto de Diamantina e entender a sua gênese, uma vez que esta unidade do relevo apresenta grande heterogeneidade, tanto do ponto de vista pedológico quanto geoquímico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. **Boletim da Universidade do Paraná - Geografia Física**, Curitiba, v. 2, p. 1-32, 1962.
- AB'SABER, A. N. Limitações dos informes paleoecológicos das linhas de pedra no Brasil. **Inter Facies**, São José do Rio Preto - SP, n.1, p. 1-27, 1979.
- ABRAHÃO, I. O.; MARCONI, A. **Princípios de Mineralogia**, 1999. 88f. Apostila de curso – Universidade de São Paulo Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, departamento de solos, geologia e fertilizantes, Piracicaba.
- ABREU, A. A. de. **Análise geomorfológica: reflexão e aplicação**: uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do planalto de Diamantina – MG. 1982. 293f. Tese (Livre Docência) – Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, São Paulo.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; FONSECA, B. M.; ROCHA, L. C.. Mapeamento geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional: primeira aproximação. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.19, n. 2, p. 59-69, 2011. Disponível em: <<http://www.igc.ufmg.br/geonomos/indice20112.htm>>. Acesso e, 17/04/2012.
- ALBARÈDE, F.. **Geoquímica: uma introdução**. Tradução de Fábio R. Dias. São Paulo: Oficina de Textos, 2011, p. 333 – 345.
- ALMEIDA-ABREU, P. A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.3, n. 1, p.1-18, 1995. Disponível em: <http://www.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/3_1_01_18_Abreu.pdf>. Acesso 08 out. 2011.
- ALMEIDA-ABREU, P. A.; RINGER, F. E. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozoico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.32, n.1, p. 1-14, 2002. Disponível em: <<http://www.rbg.sbggeo.org.br/index.php/rbg/article/view/956/648>>. Acesso em: 23 mai. 2012.
- AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE. **Investigando a Terra**. São Paulo: McGraw-Hill, 1973, p. 297-321.
- ARENARE, B. S. **Estudo da estrutura, morfologia e mineralogia de um sistema de solos laterítico-podzolizado na bacia do Alto Rio Negro – AM**. 2007. 155f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro.
- ATKINS, P.; JONES, L. **Princípios de Química: questionando a vida moderna e o meio ambiente**. Tradução de Ricardo Bicca de Alencastro. 3. ed. Porto Alegre: Bookman, 2006, p. 27 - 196.
- ÁVILA, F. F. **Análise da Cobertura Pedológica em topossequência na Bacia do Córrego dos Pereira** – Depressão de Gouveia / MG. 2009. 133f. Dissertação (Mestrado em Geografia)

– Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Área de concentração Análise Ambiental, Belo Horizonte.

BALAN, E. *et al.* First-principles study of OH-stretching modes of gibbsite. **American mineralogist**, v. 91, 2006, p.115-119.

BARBIERO, L. *et al.* Ferrollysi induced soil transformation by natural drainage in Vertisols of sub-humid South India. **Geoderma**, v. 156, p. 173–188, abril 2010. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/journal/00167061>>. Acesso em: 23 jan. 2013.

BARDY, Marion *et al.* Al speciation in tropical podzols of the upper Amazon Basin: A solid-state²⁷ Al MAS and MQMAS NMR study. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, p. 3211-3222, julho 2007. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/journal/00167037>>. Acesso em: 02/06/2012.

BERTHELIN, J. Les micro-organismes, clé des recyclages biogéochimiques. In: PEDRO, Georges. **Cycles biogéochimiques et écosystèmes continentaux**. Les Ulis (FR): EDP Sciences, Institut de France Académie des sciences, n.27, 2007, p.266 – 296.

BIGARRELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**: intemperismo biológico, pedogênese, laterização, bauxitização e concentração de bens minerais. V.2. Florianópolis: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina, 1994, p. 547-555; 567-612.

BIGARRELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**: fundamentos geológico-geográficas, alteração química e física das rochas e relevo cárstico e dômico. 2. ed. V.1. Florianópolis: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina, 2009, p. 110 - 151.

BIGARRELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. **Boletim Paranaense de Geografia**. Universidade Federal de Santa Catarina, v. 16/17, p.7-16, 1965.

BOCQUIER, G.; MULLER, J.P; BOULANGE, B. Les Laterites: connaissances et perspectives actuelles sur les mecanismes de leur differentiation. In: **Livre Jubilaire du Cinquantenaire**. Paris: AFES Plaisir, 1984. p. 123-138.

BORTOLUZZI, E. C.; PERNES, M.; TESSIER, D. Mineralogia de partículas envolvidas na formação de gradiente textural em argissolo subtropical. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 3, p. 997–1007, junho 2008. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_issues&pid=0100-0683&lng=pt&nrm=iso>. Acesso em: 27 mar. 2013.

BOULET, R. *et al.* Analyse structurale et cartographie en pedologie. **Cah. ORSTOM. Série Pédol**, v.19, n. 4, p. 309-351,1982.

BOULET, R.; CHAUVEL, A; LUCAS, Yves. **Les systèmes de transformation en pedologie**. Livre Jubilaire du cinquantenaire de l' A.F.E.S, 1984. p. 167-1979.

BOULET, R. Análise Estrutural da cobertura pedológica e cartografia. In: CONGRESSO

BRASILEIRO DE CIÊNCIAS DO SOLO, 21, 1988, Campinas. **Anais do XXI Congresso Brasileiro de Ciências do Solo**. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1988. p. 79-90.

BOURRIÉ, G.; TROLARD, F.; FREYTET, P. Alteration chimique. In: DEWOLF, Y.; BOURRIÉ, G. **Les formations superficielles: genèse, typologie, classification, paysages et environnements ressources et risques**. Paris: Ed. Ellipses, 2008. p. 52 – 73.

BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. Tradução de Antônio B. Neiva Figueiredo. 7ª. ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989, p. 427 – 430.

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. 3. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013, 686p.

BRAUCHER, R. *et al.* Stone-line formation processes documented by in situ-produced ^{10}Be distribution, Jardim River basin, DF, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 222, p. 645-651, 2004.

BRAVARD, S.; RIGHI, D. Geochemical differences in an oxisol-spodosol toposequence of Amazonia, Brazil. **Geoderma**, v. 44, p. 29-42, 1989.

BREEMEN, N. van; BUURMAN, P. **Soil Formation**. 2 ed. New York – EUA: Kluwer Academic Publishers, 2003. 404 p.

BRINKMAN, R. Ferrollyse, a hidromorphic soil forming process. **Geoderma**, v. 3, p. 199–206, fevereiro 1970. Disponível em:
<<http://www.sciencedirect.com/science/journal/00167061>>. Acesso em: 23 jan. 2013.

BUENO, G. T. **Empobrecimento e podzolização de solos lateríticos da Bacia do Rio Negro e gênese dos podzóis na Alta Bacia Amazônica**. 2009. 157f. Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro.

BUENO, G. T. **Transferências de matéria, evolução das formações superficiais e vulnerabilidade ambiental das paisagens do Planalto de Diamantina (Parque Estadual do Biribiri – Serra do Espinhaço – MG)**. Belo Horizonte: Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Programa de Pós-graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial, 2011. 26p. (Projeto de Pesquisa).

BUENO, G. T.; NASCIMENTO, N. R. Origem dos domínios de areia brancas em interflúvios da Amazônia: uma história de desequilíbrio das coberturas pedológicas. In: GERARDI, L. H. de O.; MENDES, I. A. (org.). **Do natural, do social e de suas interações: visões geográficas**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista (UNESP) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Pós-graduação em Geografia, 2002. p. 79-92. Disponível em:
<www.rc.unesp.br/igce/geografia/pos/downloads/2002/origem.pdf>. Acesso em: 25 fev. 2012.

BUURMAN, P. e JONGMANS, A. G. Podzolization: an additional paradigm. **Edafologia**, v. 9, n. 2, p. 107-114, 2002.

CAMARGO, O. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto

Agrônomo de Campinas. **Boletim Técnico**. Campinas: Instituto Agrônomo, n. 106, 1984. 94p.

CASTRO, J. F. M. **História da Cartografia e Cartografia Sistemática**. Belo Horizonte: Editora PUC Minas, 2012, p.82).

CASTRO, S. S. Micromorfologia de solos aplicada ao diagnóstico de erosão. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (org.). **Erosão e Conservação dos Solos: conceitos, temas e aplicações**. 5ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. p. 127-163.

CHADWICK, O. A.; BRIMHALL, G. H.; HENDRICKS, D. M. From a black to a grey box: a mass balance interpretation of pedogenesis. **Geomorphology**, v.3, p. 369-390,1990.

COLIN, F.; ALARCON, C.; VIEILLARD, P. Zircon: an immobile index in soils. **Chemical Geology**, v. 197, p. 273-276, 1993.

COLLINET, J. Contribution a l'étude des "stone-lines" dans la région du moyen-ogououé (Gabon). **Cah. ORSTOM**, sér. Pédol. v. 7, n.1, p. 1-42, 1969.

CORNU, S. et al. Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. **Geoderma**, v. 91, p. 281-295, 1999.

COSTA, A. C. S.; BIGHAM, J. Óxidos de ferro. In: In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo - Parte 1: Conceitos básicos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS), 2009, p. 146-169.

COSTA, J. B. **Caracterização e constituição do solo**. 7. ed. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 2004. p. 186- 200.

CRUZ, L. O. M. **Assinatura geoquímica de unidades coluviais da Bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia/ MG**. 2006. 152f. Dissertação (Mestrado em Geografia – Área de concentração: Geografia e Análise Ambiental) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.

CURI, N.; KÄMP, N. Caracterização do solo. In: In: KER, J. C. et al. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo (SBCS), 2012. p. 148-170.

DEFELIPO, B. V.; RIBEIRO, A. C. **Análise química do solo (metodologia)**. 2. ed. Viçosa: Ed. Universidade Federal de Viçosa, 1997. 26p. (Boletim de extensão 29).

DEMATTE, J. L. I. In: PENTEADO, Margarida Maria. **Fundamentos de Geomorfologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), 1983. p. 65–73.

DUCHAUFOR, P. **Pedology: pedogenesis and classification**. London: George Allen e Unwin, 1977, 448 p.

DUCHAUFOR, P. et al. **Précis de Pédologie**. 3.ed. Paris: Masson et Cie Éditeurs, 1970. 438p.

ELOY, D. T. et al. **Estudo da morfologia e de aspectos físicos e químicos dos solos de uma vertente da superfície cimeira da Bacia do Córrego da Roda, Parque Estadual do Biribiri – MG**. 2011. 110p. Monografia (Graduação em Geografia) – Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Instituto de Ciências Humanas – Curso de Geografia, Belo Horizonte.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2.ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2006. 306 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Manual de análises químicas de solos, plantas e fertilizantes**. Brasília: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1999. 370p.

ESPINDOLA, C. R. A pedologia e a evolução das paisagens. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 31, n. 1-2, p. 67-92, 2010.

FANIRAN, A.; JEJE, L. K. **Humid tropical geomorphology: a study of the geomorphological processes and landforms in warm humid climates**. London: Longman, 1983, p. 245-259.

FANNING, D. S.; FANNING, M. C. B. **Soil Morphology, genesis and classification**. New York: John Wiley e Sons, 1989. 395p.

FARMER, V. C. Infrared absorption of hydroxyl groups in kaolinite. **Science**, v. 145, 1964, p. 1189-1190.

FERRARI, J. A. **Deriva continental e sucessão paleoclimática: simulação da evolução das paisagens lateríticas da América do Sul e da África**. 1996. 129f. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Programa de Pós Graduação em Geofísica, São Paulo. Disponível em: <http://mounier.univ-tln.fr/rcmo/php_biblio/PDF/3378.pdf>. Acesso em março 06 mar. 2013.

FERREIRA NETO, J. A. **Mineralogia e gênese dos solos de uma vertente do Planalto de Diamantina - MG – Parque Estadual do Biribiri – Serra do Espinhaço - MG**. (Dissertação de mestrado). PUC Minas. Programa de Pós Graduação em Geografia: Tratamento da Informação Espacial. Belo Horizonte, 2012.

FONSECA, A. C. Geoquímica dos solos. IN: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. **Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações**. 5. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. p. 165-194.

FONTES, M. R.; RESENDE, M.; RIBEIRO, A. C. Concreções ferruginosas de alguns solos brasileiros I: caracterização química. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 9, p. 113-117, 1985.

FRITSCH, E. *et al.* From Plinthic Acrisols to Plinthosols and Gleysols: iron and groundwater dynamics in the tertiary sediments of the upper Amazon basin. **European Journal of Soil Science**, v. 58, p. 989 – 1006, outubro de 2007. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2389.2006.00877.x/abstract>>. Acesso: 16/04/ 2012.

FUCKNER, M. A. **Aplicação de imagens ASTER no estudo do ambiente urbano de São Paulo e Rio de Janeiro**. 2008. 235f. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

GÈZE, B. Altération des roches et formation des sols. In: GOGUEL, J. **La terre**. Paris: Gallimard, 1959. p. 1.111-1.172.

GONTIJO, B. M. Uma geografia para a Cadeia do Espinhaço. **Megadiversidade**, v. 4, n.1-2, p. 7-15, dezembro 2008. Disponível em: http://www.conservation.org.br/publicacoes/files_mega4/01_uma_geografia_para_a_cadeia_do_espinhaco.pdf. Acesso em: 13 jul. 2011.

GONZÁLEZ-BONORINO, F. **Introduccion a la geoquímica**. Washington: OEA, 1972. Vi, 140 p. (Colección de monografías científicas; v.8)

IHERBILLON, A. J.; NAHON, D. Laterites and laterization processes. In: STUCKI, J. W.; GOODMAN, B. A.; SHERTMANN, U. **Iron in soils and clay minerals**. Califórnia: D. Reidel, 1985. p. 276-308.

HIRUMA, S. T. Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de pedra. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 27-28, n. 1-2, p. 53-64, 2007.

HODSON, M. E. Experimental evidence for Zr mobility in soils. **Anais da XI Conferência V. M Goldschmidt**, 2001.

HUTTON, J. T. Titanium and zirconium minerals. IN: DIXON, J. B.; WEED, S. B (Eds.) **Minerals in soil environment**. Madison: Soil Science Society of America, 1977, p. 673-687.

HYPOLITO, R.; ANDRADE, S.; EZAKI, S. **Geoquímica da interação água, rocha, solo: estudos preliminares**. São Paulo: All Print Editora, 2011, 450p.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). Dados climáticos registrados pela média histórica (1961-1991) na Estação Meteorológica de Diamantina – MG. **INMET**, 2012.

KÄMP, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (pedogênese). In: KER, J. C. et al. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo (SBCS), 2012. p. 207- 302.

KÄMP, N.; CURI, N.; MARQUES, J. J. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo - Parte 1: Conceitos básicos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS), 2009, p. 333-379.

KÄMP, N.; CURI, N.; MARQUES, J. J. (b). Óxidos de alumínio, silício, manganês e titânio. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo - Parte 1: Conceitos básicos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS), 2009, p. 573-610.

KÄMP, N; MARQUES, J. J.; CURI, N. Mineralogia de solos brasileiros. In: KER, J. C. et al.

Pedologia: fundamentos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo (SBCS), 2012. p. 81- 146.

KER, J. C. Latossolos do Brasil:uma revisão. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 5, n.1, p. 17-40, 1997.

KIMURA, H. S; SWINDALE, L. D. A discriminant function using zirconium and nickel for parent rocks of strongly weathered Hawaii an soils. **Soil Science**, v. 104, p. 69 – 76, 1967.

KING, L. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v.18, n.2, p.147-256, abr/jun. 1956.

KÖPPEN,W. **Climatologia**. México: Fundo de Cultura Econômica, 1931. 207 p.

KNAUER, L. G.; SCHRANK, A. A origem dos filitos hemáticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.1, n. 1, 33-38, 1993. Disponível em:< http://www.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/1_1_33_38_Knauer.pdf>. Acesso 08 ago. 2011.

KRAUSKOPF, K. B. **Introdução à geoquímica**. Tradução de Michael Lando e Paulo S. C. Bogus. São Paulo: Polígono Editora da USP, 1972, 294 p.

LEPSCH, I. F. **Dezenove lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456 p.

LICHT, O. A. B. **Prospecção geoquímica: princípios, técnicas e métodos**. Rio de Janeiro: CPRM, 1998, 236p.

LOZET, J.; MATHIEEU, C. **Dictionnaire de Science du sol**. 3. ed. Paris: Lavoisier TEC e DOC, 1997. 488 p.

LUCAS, Y. **Systèmes pédologiques em Amazonie brésilienne: Équilibre, déséquilibres et transformations**. 1989. 157 p. Tese (Doutorado) - Universidade de Poitiers, Paris.

LUCAS, Y.; BOULET, R.; CHAUVEL, A. Modalités de la formation in situ de stone lines en zone équatoriale.: exemple d'une couverture ferrallitique d'Amazonie au Brésil. **C. R. Acad. Sci.** Paris, v. 311, s. 2, p. 713-718, 1990. Disponível em: <http://www.bondy.ird.fr/pleins_textes/>. Acesso em: 02/06/2012.

LUCAS, Y.. Cycles du silicium, de l'aluminium et du fer. Cap.3. In: PEDRO, Georges. **Cycles biogéochimiques et ecosystems continentaux**. Les Ulis (FR): EDP Sciences, Institut de France Académie des sciences, n.27, 2007, p.76 – 99.

LUNDSTRÖM, U.S; van BREEMEN, N; BAIN, D. The podsolization process: a review. **Geoderma**, v. 94, p. 91-107, fevereiro 2000. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/journal/00167061>>. Acesso em: 16 abr. 2012.

MAFRA, A. L. *et al.* Pedogênese de uma sequência de solos desenvolvidos de arenito na região de Piracicaba (SP). **Revista Brasileira de Ciências do solo**, Viçosa, v.25, n.3, p. 355-369, 2001. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_issues&pid=0100-0683&lng=pt&nrm=iso>. Acesso em: 27 mar. 2013.

MAHAN, B. M. MYERS, R. J. **Química: um curso universitário**. 4.ed. Tradução de Denise de Oliveira Silva e Flávio Masso Matsumoto. São Paulo: Editora Edgard Blücher LTDA, 2002, 582p.

MALENGREAU, N.; MULLER, J.; CALAS, G. Spectroscopic approach for investigating the status and mobility of Ti in kaolinitic materials. **Clays and Clay Minerals**, v. 43, n. 5, p. 615-621, 1995.

McFARLANE, M. J. **Laterite and Landscape**. London: Academic Press, 1976, p. 9-23.

MELFI, A. J.; PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 1 – Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n.4, p. 271–286, 1977.

MENDONÇA FILHO, C. V. Vegetação. In: **Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. p. 121 - 145.

MENEZES, S. O. **Minerais comuns e de importância econômica: um manual fácil**. 2.ed. São Paulo: Oficina de Texto, 2012, p. 7- 66.

MICHELON, C. R. **Evolução de sistemas de solos lateríticos e podzolizado: inferências sobre a forma atual da Vertente – Bacia do Alto Rio Preto – MG**. 2011. 115 f. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro.

MINAS GERAIS. **Plano de Manejo do Parque Estadual do Biribiri**. V.1: Curitiba (PR): Secretaria de Estado de Meio Ambiente e desenvolvimento Sustentável (SEMAD), Instituto Estadual de Florestas (IEF), 2004. 160p. (Encarte 2).

NAHON, D. B. **Introduction to the petrology of soils and chemical weathering**. Chichester: Wiley, 1991. 313 p.

NASCIMENTO, N. R.; PEREZ, D. H. Evolução pedomorfológica das vertentes em Conceição do Araguaia (PA): abordagem metodológica e evidências macro e micromorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Goiânia, ano 4, n.1, p. 31-52, 2003.

NASCIMENTO, N. R. *et al.* Podzolization as a deferralitization process: a study of an Acrisol – Podzol sequence derived from Paleozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. **European Journal of soil science**, v. 55, n. 3, p. 523-538, september. 2004.

NASCIMENTO, N. R. *et al.* Podzolization as a deferralitization process: dynames and chemistry of ground and surface waters in an Acrisol – Podzol sequence of the upper Amazon Basin. **European Journal of soil science**, v. 59, p. 911-924, october. 2008.

NEVES, S. C. **Caracterização Geoquímica Ambiental das Águas, Solos e Sedimentos de Corrente da Bacia Hidrográfica do Ribeirão das Pedras**. Diamantina, MG. 2005. 174 f.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.

NEVES, S. C.; ABREU, P. A., FRAGA, L. M. S. Fisiografia. In: **Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. p. 47 - 60.

NOGUEIRA, M. L. **Dinâmica da água em subsuperfície na bacia do córrego do Quebra, Gouveia, Espinhaço Meridional, Minas Gerais**. 2008. p. 1-73. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.

OLIVEIRA, A. P. **Pedogênese de espodosolos em ambiente da formação barreiras e de restingas do sul da Bahia**. 2007. 115f. Dissertação (Mestrado em solos e nutrição de plantas) – Universidade Federal de Viçosa, Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Viçosa – Minas Gerais.

PAES SOBRINHO, J. B. **Mineralogia da fração argila de solos das serras do leste catarinense**. 2005. 100f. Dissertação (Mestrado em ciências do solo) – Universidade do Estado de Santa Catarina, Lages.

PANSU, M.; GAUTHEYROU, J. **L'Analyse du sol, minéralogique, organique et minérale**. Paris: Springer-IRD, 2003, 994 p.

PATEL-SORRENTINO, N. *et al.* Fe, Al and Si species and organic matter leached off a ferrallitic and podzolic soil system from Central Amazonia. **Geoderma**, n. 137, p. 444 - 454, 2007.

PEIXOTO, E. M. A. **Química nova na escola**, n.14, nov. de 2001. Disponível em: <http://qnesc.sbq.org.br/online/qnesc14/v.14a12.pdf>. Acesso: 13/04/2013.

QUEIROZ NETO, J. P. Solos, formações superficiais, colúvios e evolução das vertentes: revisão de conceitos. In: **VII Simpósio Brasileiro de Geografia Física**, 1997, Curitiba. Anais (CD rom). Curitiba : UFPR, 1997.

QUEIROZ NETO, J. P. Análise Estrutural da Cobertura Pedológica: uma experiência de ensino e pesquisa. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 15, p. 77-90, 2002.

QUÉNARD, L. *et al.* Lessivage as a major process of soil formation: a revisitation of existing data. **Geoderma**, v. 167-168, p. 135-147, november, 2011.

RANKAMA, K.; SAHAMA, TH. **Geoquímica**. Madri: Aguilar S. A. de Ediciones. 1954, 862 p.

RANST, E van; CONINCK, F. Evolution of ferrolysis in soil formation. **European Journal of Soil Science**. v. 53, n.3, p. 513 – 519, set. 2002. Disponível em:

<<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/ejs.2004.55.issue-3/issuetoc>>. Acesso em: 23 jan. 2013.

RENGER, F. E.; KANAUER, L. G. Espinhaço-Quo Vadis? (Onde está? – aonde vai): a evolução dos conhecimentos sobre a cordilheira do espinhaço meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.3, n. 1, 31-39, 1995. Disponível em: <http://www.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/3_1_31_39_Renger.pdf>. Acesso 08 out. 2011.

RESENDE, M. *et al.* **Pedologia: base para a distinção de ambientes**. 4. ed. Viçosa – MG: NEPUT, 2002. 338 p.

RESENDE, M. *et al.* **Mineralogia de solos brasileiros: interpretação e aplicações**. 2 ed. Lavras – MG: Editora da Universidade Federal de Lavras (UFLA), 2011. 206 p.

RIGHI, D. *et al.* In situ an oxisol-spodosol sequence of Amazonia (Brazil). **Soil Science**, Printed (USA), v. 150, n.1, p. 438- 445, jul. 1990.

RIQUIER, J. Contribuítion a l'étude des "stones-lines" en regions tropicale et equatoriales. **Cah. ORSTOM**, sér. Pédol. v. 7, n.1, p. 71-111, 1969.

ROBERT, M.; TESSIER, D. Méthode de preparation des argiles des sols pour etudes minérlagiques. **Ann. Agron**, n.25, p. 859-882, 1974.

ROCHA, L. C. **Desnudação geoquímica na evolução da Serra do Espinhaço Meridional – MG – Brasil**. Tese (Doutorado). 2011. 179f. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. (Área de concentração: Análise Ambiental).

ROSOLEN, V.; HERPIN, U. Expansão dos solos hidromórficos e mudanças na paisagem: um estudo de caso na região Sudeste da Amazônica Brasileira. **Acta Amazônica**, v. 38, n. 3, p. 483-490, 2008. Disponível em: < <http://www.scielo.br/pdf/aa/v38n3/v38n3a13.pdf>>. Acesso em: 03 jun. 2012.

ROSOLEN, V.; HERPIN, U.; MELFI, A. J. Expansão dos solos hidromórficos na paisagem do sudoeste da bacia amazônica brasileira: mudanças texturais e de porosidade do solo. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 7, n.20, p. 69-78, fev. 2007. Disponível em: <<http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/15478/8761>>. Acesso em: 03 jun. 2012.

RUELLAN, A.; DOSSO, M. **Regards sur le sol**. Paris: Les Éditions Foucher, 1993, 192 p.

RUSSEL, J. D.; FRASER, A. R. Infrared methods. In: WILSON, M. J. **Clay mineralogy: spectroscopic and chemical determinative methods**. London: Chapman and Hall, 1994, p.11-67.

SAADI, A. VALADÃO, R. C. Evolução morfodinâmica Quartenária da região de Gouveia, Serra do Espinhaço – MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, 1987, Belo Horizonte: **Anais do 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais**, 1987. p. 41-63.

SAADI, A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. Belo Horizonte: **Geonomos**, Belo Horizonte, v.3, n.1, 1995, p.41-63. Disponível em: <

http://www.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/3_1_41_63_Saadi.pdf>. Acesso: 08 out. 2011.

SAINT-EXUPÉRY, A. **O pequeno príncipe**. 48. ed. Rio de Janeiro: Agir, 2009, p.70.

SALGADO, A. A. R.; VALADÃO, R. C. Contribuição da desnudação Geoquímica na Evolução Diferencial no Espinhaço Meridional – MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 4, n. 2, p. 31-40, 2003.

SALMO. In: A BÍBLIA: tradução de João Ferreira de Almeida. 4.ed. São Paulo: King's Cross Publicações, 2005.

SANTOS, R. D. *et al.* **Manual de descrições e coleta de solo no campo**. 5 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. 100p.

SANTOS, L. J. C. *et al.* Gênese das Linhas de Pedras. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n.2, p. 103-108, 2010.

SAUER, D. *et al.* Review article podzol: soil of the year 2007 – a review on its Genesis, occurrence and functions. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 170, p. 581-597, outubro de 2007. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/jpln.200700135/abstract>>. Acesso em 03/02/2012.

SCHAEFER, C. E. G. R. *et al.* Pedogenesis on the uplands of the Diamantina Plateau, Minas Gerais, Brazil: a chemical and micropedological study. **Geoderma**, v. 107, p. 243-269, jun. 2002. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/journal/00167061/107/3-4>>. Acesso: 12 dez. 2010.

SEGALIN, P. Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-lines en Afrique. **Cah. ORSTOM**, sér. Pédol. v. 7, n.1, p. 113-131, 1969.

SILVA, A. S. Análise Morfológica dos Solos e Erosão. In: GUERRA, Antonio José Teixeira; SILVA, Antonio Soares da; BOTELHO, Rosângela Garrido Machado (org.). **Erosão e Conservação dos Solos: conceitos, temas e aplicações**. 5ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. p. 101-126.

SILVA, I. R.; MENDONÇA, E. S. Matéria orgânica do solo. IN: NOVAIS, R. F. *et al.* **Fertilidade do solo**. Viçosa (MG): Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2007. p.275-374.

SILVA NETO, L. F. **Pedogênese e matéria orgânica de solos hidromórficos na Região Metropolitana de Porto Alegre - RS**. 2010. 105 f. Tese (Doutorado) –: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Faculdade de Agronomia, Programa de Pós Graduação em Ciência do Solo, Porto Alegre.

SOARES, B. F. *et al.* **Caracterização dos solos de uma vertente representativa da superfície cimeira do Planalto de Diamantina, Parque Estadual do Biribiri / Diamantina – MG**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA E APLICADA, 15, 2013, Vitória: **Anais do 15º Simpósio Brasileiro de Geografia Física e Aplicada**, 2013. 8p. CD room.

SOUSA, D. M. G.; MIRANDA, L. N.; OLIVEIRA, S. A. Acidez do solo e sua correção. In: NOVAIS, R. F. *et al.* **Fertilidade do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS), 2007, p. 205 – 274.

SOUZA, E. M.; MARTINS, M. O. Z. A cordilheira do Espinhaço em Minas Gerais: um levantamento bibliográfico. Belo Horizonte: **Geonomos**, Belo Horizonte, v.3, n.1, 1995, p.87-97. Disponível em: < http://www.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/3_1_41_63_Saadi.pdf>. Acesso: 08 out. 2011.

TARDY, Y. Diversity and terminology of laterite profiles. In: MARTINI, I. P and CHESWORTH, W. **Weathering, soils and paleosols**. Amsterdam: Elsevier, 1992. p. 379-405.

TARDY, Y. **Pédrologie des Latérites et des Sols Tropicaux**. Paris: Masson, 1993. p. 439-451.

TOLETO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. Intemperismo e formação do solo. In: TEIXEIRA, W. *et al.* **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Texto, 2003. p. 140 – 166.

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; EGYDIO-SILVA, M.. Riftingamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do cráton do São Francisco. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.3, n. 1, 99-107, 1995. Disponível em: < http://www.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/3_1_99_107_Uhlein.pdf>. Acesso 08/10/2011.

UNITED STATES. Environmental Protection Agency. **Iron**. Virginia: National Technical Information Service, 1978, p.3 – 63.

VIDAL-TORRADO, P. *et al.* Pedogênese em uma sequência latossolo-podzólico na borda de um platô na Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Ciências do solo**, Viçosa, v.23, n.3, p. 909-921, 1999. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_issues&pid=0100-0683&lng=pt&nrm=iso>. Acesso em: 27 mar. 2013.

VIEIRA, L. S. **Manual da Ciência do Solo com ênfase aos solos tropicais**. São Paulo: Editora Agronômica Ceres, 1988. p. 293 – 310.

VIZIER, J. F. **Étude des phénomènes d'hydromorphie dans les sols des régions tropicales a saisons contrastées. Dynamique du fer et différenciation des profils**. 1983. 294f. Tese (Doutorado) – ORSTOM, Paris.

WAGNER, A. P. L. **Aplicação de imagens ASTER para estudos territoriais no nordeste do estado do Rio Grande do Sul**. 2004. 100f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Porto Alegre.

WALKEY, A.; BLACK, I. A. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acids titration method. **Soil Science**, v. 37, p. 29-38, 1934.

WHITE, R. E. **Princípios e práticas da ciência do solo: o solo como um recurso natural**. 4. ed. Traduzido de SILVA, I. F.; DOURADO NETO, D. São Paulo: Organização Andrei Editora LTDA, 2009, 426 P.

APÊNDICE

SISTEMA LATERÍTICO

Quadro 2 – Dados da Coloração das amostras do domínio Laterítico

Amostra	Cor Munsell (seca)	Nome	Mosqueado
TR1- 03	10YR 4/4	Bruno-amarelado-escuro	-
TR1-07	10YR 4/6	Bruno-amarelado-escuro	-
TR1-14	10YR 5/8	Bruno-oliváceo-claro	-
TR1-25	7.5YR 5/8	Bruno-amarelado	-
TR1-43	7.5YR 5/8	Bruno-amarelado	-
TR1-57	5YR 5/8	Vermelho-amarelado	-
TR2-88	5YR 4/6	Vermelho-amarelado	-
TR1-105	2.5YR 3/6	Vermelho-escuro	-
TR1-135	2.5YR 3/6	Vermelho-escuro	-
TR1-195	5YR 4/6	Vermelho-amarelado	-
TR1-235	10R 4/3	Vermelho acinzentado	-
TR1-236	5YR 6/6	Amarelo-avermelhado	-
TR1-237	2.5YR 5/6	Vermelho	-
TR1-270	5YR 5/8	Vermelho-amarelado	-
TR1-325	5YR 6/6	Amarelo-avermelhado	-
TR1-380	2.5YR 7/4	Bruno-avermelhado-claro	-

Fonte: Dados da pesquisa

Quadro 3 –Descrição morfológica da TR1 (sistema Laterítico)

Trincheira 1 (18° 11' 49.4"S, 43°35'52.8"O) - Distância do topo: 0 m - Altitude: 1.427 m												
CAMBISSOLO HÁPLICO TB Distrófico petroplíntico												
Horizonte	Coleta por	Profundidade	Cor seca	Textura	Estrutura			Consistência			Transição	Raízes
		(cm)	(MUNSELL)		Tipo	Tamanho	Desenvolvimento	Molhada	Seca	Úmida		
A	Trincheira	0 - 11	10 YR 4/4 – 10 YR 4/6	FR-AG-AR	GRA	P/MP - P/M	MO	NPL e NPE - LPL e PE	LD	PF	-	M- FINAS
B	Trincheira	11 - 58	10 YR 5/8 a 7.5 YR 5/8	FR-AG- AR; AR e AG-AR	GRA - BLO	MP/P - M G	MO	LPL e LPE a PL e PE	MD - D	NFR- FR	CL-PLA	M- FINAS
Linha de Pedra	Trincheira	59 - 64	5 YR 5/8	AG-AR	GRA - BLO	MP/P - M	-	-	D	FR	PLA-GD	FINAS
CB	Trincheira	65 - 78/126	5 YR 4/6 - 2.5 YR 3/6	AG-AR	GRA - BLO	MP/P - M/G	MO	MPL e PE	LD	FR	DF (cor)	M- FINAS
CBc1	Trincheira	78/126 - 194	2.5 YR 3/6	AG-AR	CF	P - M	-	-	-	FR	ABR	P- FINAS
CBc2	Tradagem	195 - 319	5 YR 4/6 - 5 YR 5/8	AG- AR/ AG	NOD	-	-	-	-	-	-	-
C	Tradagem	320 - 340	5 YR 6/6	FR-AG-AR	NOD - CAS	-	-	-	-	-	-	-

Fonte: Dados da pesquisa

Textura: AG = Argila; AG-AR = Argilo arenosa; FR-AG-AR = Franco argilo arenosa. **Estrutura:** Tipo (BLO = Bloco; CAS = Cascalho; CON-Fe = Concreção Ferruginosa; GRA = Granular; NOD = Nódulo); Tamanho (MP = Muito Pequeno; P = Pequeno; M = Médio; G = Grande); Desenvolvimento (MO = Moderado). **Consistência:** Molhada (LPL = Ligeiramente Plástico; MPL = Muito Plástico; NPL = Não Plástico; PL = Plástico; LPE = Ligeiramente Pegajoso; NPE = Não Pegajoso; PE = Pegajoso); Seca (D = Dura; LD = Ligeiramente Dura; MD = Muito Dura); Úmida (FR = Friável; NFR = Não Friável; PF = Pouco Friável). **Transição** (ABR = Abrupta; CL = Clara; DF = Difusa; GD= Gradual; PLA = Plana). **Raízes** (M-FINAS = Muitas e Finas; P-FINAS = Poucas e Finas).

Tabela 3 – Dados do Complexo Sortivo das amostras do sistema Laterítico

Amostra	Prof. (cm)	pH H ₂ O (mg/dm ³)	P (mg/dm ³)	K (mg/dm ³)	Ca ²⁺ (cmolc /dm ³)	Mg ²⁺ (cmolc /dm ³)	Al ³⁺ (cmolc /dm ³)	H + Al (cmolc /dm ³)	SB (cmolc/dm ³)	CTC (t) (cmolc/dm ³)	CTC (T) (cmolc/dm ³)	V (%)	m (%)	MO (dag/kg)	C (dag/kg)	N (dag/kg)	C/N	P rem (mg/L)
TR1-03	3	5,2	0,9	37	0,26	0,23	0,39	8	0,58	0,97	8,58	6,8	40,2	5,8	3,36	0,18	18,69	9,1
TR1-07	7	5,12	0,3	21	0,01	0,08	0,59	7,9	0,14	0,73	8,04	1,7	80,8	5,53	3,21	0,16	20,05	9,5
TR1-14	14	5,2	0,2	12	0	0,05	0,49	6,4	0,08	0,57	6,48	1,2	86	4,61	2,67	0,14	19,10	6,4
TR1-25	25	5,32	0,1	5	0	0,02	0,1	5,8	0,03	0,13	5,83	0,5	76,9	3,82	2,22	0,1	22,16	3,9
TR1-43	43	5,24	0,1	0	0	0,01	0	4	0,01	0,01	4,01	0,2	0	2,63	1,53	0,08	19,07	3,9
TR1-57	57	5,35	0,1	0	0	0,01	0	3,5	0,01	0,01	3,51	0,3	0	2,11	1,22	0,06	20,40	2,5
TR1-88	88	5,32	0,1	0	0	0	0	4,5	0	0	4,5	0	0	2,24	1,30	0,05	25,99	2,3
TR1-105	105	5,58	0,2	0	0	0	0	2,1	0	0	2,1	0	0	1,58	0,92	0,03	30,55	2
TR1-135	135	5,56	0	0	0	0	0	1,9	0	0	1,9	0	0	1,32	0,77	0,02	38,28	4,5
TR1-195	195	5,55	0,1	0	0	0,01	0	1,4	0,01	0,01	1,41	0,7	0	0,79	0,46	0,02	22,91	6,6
TR1-270	270	5,68	0,3	0	0	0,01	0	0,3	0,01	0,01	0,31	3,2	0	0,26	0,15	0,01	15,08	2,4
TR1-325	325	5,6	0,2	0	0	0,01	0	0,5	0,01	0,01	0,51	2	0	0,13	0,08	0,01	7,54	14,2

Fonte: Dados da pesquisa

pH H₂O = pH medido em água; P = Fósforo; K = Potássio; Mg²⁺ = íon de Magnésio; Al³⁺ = íon de Alumínio; H + Al = Hidrogênio + Alumínio; SB = Soma de Bases; CTC (t) = Capacidade de Troca Catiônica Efetiva; CTC (T) = Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0; V = Índice de Saturação de Bases; m = Índice de Saturação de Alumínio; MO = Matéria Orgânica; C = Carbono, N = Nitrogênio; C/N = Razão entre Carbono e Nitrogênio e P- rem = Fósforo Remanescente

Tabela 4 – Dados de granulometria das amostras do domínio Laterítico

Amostra	Areia Grossa (%)	Areia Fina (%)	Areia Total (%)	Silte (%)	Argila (%)	Silte/Argila	Classe Textural
TR1-3	38,51	33,24	71,75	5,70	22,55	0,25	Franco argilo arenosa
TR1-7	31,24	36,21	67,45	3,80	28,75	0,13	Franco argilo arenosa
TR1-14	29,54	23,91	53,45	13,25	33,30	0,40	Franco argilo arenosa
TR1-25	32,09	20,86	52,95	12,35	34,70	0,36	Franco argilo arenosa
TR1-43	29,37	22,48	51,85	7,70	40,45	0,19	Argilo arenosa
TR1-57	27,25	28,35	55,60	5,30	39,10	0,14	Argilo arenosa
TR1-88	23,87	34,98	58,85	4,80	36,35	0,13	Argilo arenosa
TR1-105	22,67	32,18	54,85	6,10	39,05	0,16	Argilo arenosa
TR1-135	25,07	25,58	50,65	10,50	38,85	0,27	Argilo arenosa
TR1-195	30,57	21,78	52,35	9,80	37,85	0,26	Argilo arenosa
TR1-235	26,71	43,45	70,15	2,05	27,80	0,07	Franco argilo arenosa
TR1-236	24,29	33,66	57,95	6,15	35,90	0,17	Argilo arenosa
TR1-237	16,67	33,68	50,35	8,90	40,75	0,22	Argilo arenosa
TR1-270	23,90	14,70	38,60	19,70	41,70	0,47	Argila
TR1-325	33,69	26,56	60,25	12,10	27,65	0,44	Franco argilo arenosa
TR1-380	15,61	54,59	70,20	15,10	14,70	1,03	Franco arenosa

Fonte: Dados da pesquisa

Tabela 5 – Dados de Química Total das amostras do domínio Laterítico

Amostra	Prof. cm	SiO₂ %	Al₂O₃ %	Fe₂O₃ %	TiO₂ %	Zr ppm	V ppm	MnO %	MgO %	CaO %	Na₂O %	K₂O %	SB
TR1-3	3	41,15	26,53	9,43	2,85	635	294	0,02	0,3	0,03	0,09	0,54	0,96
TR1-7	7	40,61	22,66	11,26	2,753	712	235	0,01	0,24	0,03	0,05	0,39	0,71
TR1-25	25	49,67	22,51	9,65	2,57	585	264	0,01	0,24	0,03	0,09	0,42	0,78
TR1-43	43	45,41	23,91	8,96	2,691	699	188	0,01	0,23	0,02	0,05	0,35	0,65
TR1-57	57	37,56	27,80	13,63	3,19	643	385	0,01	0,25	0,02	0,08	0,35	0,70
TR1-88	88	37,15	29,14	14,04	3,24	632	357	0,01	0,23	0,03	0,08	0,24	0,58
TR1-135	135	30,18	29,77	17,48	2,671	711	335	0,01	0,17	0,03	0,04	0,31	0,55
TR1-195	195	36,69	35,82	16,03	3,39	569	446	0,01	0,21	0,02	0,07	0,39	0,69
TR1-237	237	34,22	35,68	8,90	3,22	722	257	0,02	0,54	0,03	0,12	1,75	2,44
TR1-270	270	33,94	36,06	9,04	3,23	754	249	0,02	0,49	0,02	0,01	1,73	2,25
TR1-380	380	45,85	30,96	4,19	1,939	997	81	0,04	1,44	0,02	0,24	5,81	7,51

Fonte: Dados da pesquisa

SiO₂ = óxido de silício; Al₂O₃ = óxido de Alumínio; Fe₂O₃ = óxido de Ferro; Zr = Zircônio, V = Vanádio; MnO = óxido de Manganês; MgO = óxido de Magnésio; CaO = óxido de Cálcio; Na₂O = óxido de Sódio; K₂O= óxido de Potássio e SB= Soma de MnO, MgO, CaO, Na₂O e K₂O

SISTEMA HIDROMÓRFICO LESSIVADO

Quadro 4 – Dados da Coloração das amostras do sistema Hidromórfico Lessivado

Amostra	Cor Munsell (seca)	Nome	Mosqueado
TR4-04	7.5YR 4/3	Bruno	-
TR4-11	7.5YR 5/4	Bruno	-
TR4-24	10YR 6/8	Amarelo-brunado	-
TR4-52	10YR 5/8	Bruno-amarelado	-
TR4-80	7.5YR 5/8	Bruno-forte	-
TR4-85	7.5YR 5/8	Bruno-forte	-
TR4-117	7.5YR 6/8	Amarelo-avermelhado	-
TR4-160	7.5YR 8/6	Amarelo-avermelhado	-
TR5-01	10YR 4/3	Bruno	-
TR5-10	10YR 5/4	Bruno-amarelado	-
TR5-23	10YR 6/6	Amarelo-brunado	-
TR5-40	10YR 6/6	Amarelo-brunado	-
TR5-56	10YR 6/8	Amarelo-brunado	-
TR5-74	7.5YR 5/6	Bruno-forte	-
TR5-90	7.5YR 6/6	Amarelo-avermelhado	-
TR5-100	7.5YR 6/8	Amarelo-avermelhado	-
TR5-130	10YR 7/4	Bruno muito claro-acinzentado	-
TR5-140M*	5YR 7/6	Amarelo-avermelhado	-
TR5-180	7.5YR 8/4	Amarelo-avermelhado	-
TR5-220	10YR 8/6	Amarelo	-
TR5-260	10YR 8/4	Bruno muito claro-acinzentado	-

Fonte: Dados da pesquisa

*A amostra não faz parte da sequência do perfil. Refere-se a uma mancha mais siltosa dentro do material arenoso.

Quadro 5 – Descrição morfológica da TR4 (sistema Hidromórfico Lessivado)

Trincheira 4 - Montante (18° 11' 55.3" S, 43°35'53.8" O) - Distância do topo: 184 m - Altitude 1.421 m

CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico

Horizonte	Coleta por	Profundidade	Cor (seca)	Textura	Estrutura			Consistência			Transição	Raízes
		(cm)	(MUNSELL)		Tipo	Tamanho	Desenvolvimento	Molhada	Seca	Úmida		
A	Trincheira	0 - 15	7.5 YR 4/3 - 7.5 YR 5/4	FR-AG-AR	GRA	P	MO	LPL e LPE	LD	FR	-	M-FINAS
BA	Trincheira	15 - 25/38	10 YR 6/8	FR-AG-AR	BLO	P	MO	LPL e NPE - LPE	LD	FR	GD	P-FINAS
Bi1	Trincheira	25/38 - 62/80	10YR 5/8	FR-AG-AR	BLO	P	MO	LPL e NP	LD	FR	GD	P-FINAS
Bi2	Trincheira	62/80 - 95	7.5 YR 5/8	AG-AR	BLO	M-G	-	NPL e NPE	-	-	ABR (mat.)	P-FINAS
Linha de Pedra	Trincheira	62/95 – 91/142	7.5 YR 6/8	FR-AG-AR	BLO	P - M	-	NPL e NPE	LD	FR	ABR	-
C2B	Trincheira	91 - 142	7.5 YR 6/8	AR	BLO	P - M	-	LPL e NPE	LD	FR	ABR	-
C2	Trincheira	140/142 - 165	7.5 YR 8/6	AR	BLO	M - G	MO	LPL e NPE	LD	FR	GD	-

Fonte: Dados da pesquisa

Textura: AG-AR = Argilo arenosa; AR = Arenosa; FR-AG-AR = Franco argilo arenosa. **Estrutura:** Tipo (BLO = Bloco; GRA = Granular); Tamanho (P = Pequeno; M = Médio; G = Grande); Desenvolvimento (MO = Moderado). **Consistência:** Molhada (LPL = Ligeiramente Plástico; NPL = Não Plástico; LPE = Ligeiramente Pegajoso; NPE = Não Pegajoso); Seca (LD = Ligeiramente Dura); Úmida (FR = Friável). **Transição** (ABR = Abrupta; ABR (mat.) = Abrupta no material; GD= Gradual). **Raízes** (M-FINAS = Muitas e Finas; P-FINAS = Poucas e Finas).

Quadro 6 – Descrição morfológica da TR5 (sistema Hidromórfico Lessivado)

Trincheira 5 (18° 11' 55.8"S, 43°35'53.8"O) - Distância do topo: 197 m - Altitude: 1.419 m

CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico

Horizonte	Coleta por	Profundidade	Cor (seca)	Textura	Estrutura			Consistência			Transição	Raízes
		(cm)	(MUNSELL)		Tipo	Tamanho	Desenvolvimento	Molhada	Seca	Úmida		
A	Trincheira	0 - 12	10 YR 4/3 - 10 YR 5/4	AR-FR	GRA-BLO	P/MP - P/M	MO	LPL e LPE/NPE	LD	FR	-	M-FINAS
BA	Trincheira	12 - 18/30	10 YR 6/6	AR	GRA-BLO	P - M/P- MP	MO	LPL e LNPE	LD	MFR	OND-GD	POUCAS
Bi1	Trincheira	18/30- 32	10 YR 6/6	FR-AG- AR	GRA-BLO	P/MP- P	-	LPL e LNPE	LD	FR	CL-OND	P-FINAS
Linha de Pedra 1	Trincheira	32 - 46/54	10 YR 6/8	AG	CONC-Fe	-	-	-	-	-	PLA-GD	M-FINAS
Linha de Pedra2	Trincheira	46/54- 55/66	7.5 YR 5/6	AR-AG	NOD-Fe	P-M	-	-	-	-	GD	P-FINAS
Linha de Pedra 3	Trincheira	55/66- 80/100	7.5 YR 6/6	AR	SOL-BLO	-	-	-	-	-	ABR	R-FINAS
C2B	Trincheira	80/100 - 85/112	7.5 YR 6/8	AR	BLO	P - M	MO-FRA	NPL-NPE	-	FR	ABR (mat.)	R-FINAS
C2	Trincheira	85/112 - 142+	10 YR 7/4	AR	BLO	P	-	NPL-NPE	-	-	-	-

Fonte: Dados da pesquisa

Textura: AG = Argilosa; AR = Areia; AR-FR = Areia Franca; AR-AG= Areno argilosa; FR-AG-AR = Franco argilo arenosa. **Estrutura:** Tipo (BLO = Bloco; CONC-Fe = Concreção Ferruginosa; GRA = Granular; NOD-Fe = Nódulo Ferruginoso; SOL = Solta); Tamanho (MP = Muito Pequeno; P = Pequeno; M = Médio); Desenvolvimento (MO = Moderado; MO-FRA = Moderada a Fraca). **Consistência:** Molhada (LPL = Ligeiramente Plástico; NPL = Não Plástico; LPE = Ligeiramente Pegajoso; NPE = Não Pegajoso); Seca (LD = Ligeiramente Dura); Úmida (FR = Friável; MFR = Muito Friável). **Transição** (ABR = Abrupta; ABR (mat.) = Abrupta no material; CL = Clara; GD= Gradual; PLA = Plana). **Raízes** (M-FINAS = Muitas e Finas; P-FINAS = Poucas e Finas; R-FINAS = Raras e finas).

Tabela 6 – Dados do complexo sortivo do sistema Hidromórfico Lessivado

Amostra	Prof.	pH _{H₂O}	P	K	Ca ²⁺ (cmolc /dm ³)	Mg ²⁺ (cmolc /dm ³)	Al ³⁺ (cmolc /dm ³)	H + Al (cmolc /dm ³)	SB (cmolc/dm ³)	CTC (t) (cmolc/dm ³)	CTC (T) (cmolc/dm ³)	V (%)	M (%)	MO (dag/kg)	C (dag/kg)	N (dag/kg)	C/N	P rem (mg/L)
TR4-4	4	5,11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,49	-	-	-	-
TR4-11	11	5,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,49	-	-	-	-
TR4-24	24	5,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,58	-	-	-	-
TR4-52	52	5,24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,55	-	-	-	-
TR4-80	80	5,85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,42	-	-	-	-
TR4-85	85	5,34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,68	-	-	-	-
TR4-117	117	5,48	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,13	-	-	-	-
TR4-160	160	5,94	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
TR5-01	1	5,12	1,3	26	0,26	0,18	0,39	4,3	0,51	0,9	4,81	10,6	43,3	2,24	1,30	0,07	18,56	26,5
TR5-10	10	5,1	0,6	10	0	0,04	0,29	3,7	0,07	0,36	3,77	1,9	80,6	1,32	0,77	0,06	12,76	21,7
TR5-23	23	5,2	0,5	6	0	0,03	0,2	3,2	0,05	0,25	3,25	1,5	80	1,32	0,77	0,06	12,76	19,8
TR5-40	40	5,22	0,4	1	0	0,01	0	3,4	0,01	0,01	3,41	0,3	0	1,32	0,77	0,06	12,76	11,2
TR5-56	56	5,42	0,4	3	0	0,01	0	2,9	0,02	0,02	2,92	0,7	0	1,45	0,84	0,06	14,02	7,7
TR5-74	74	5,33	0,4	0	0	0,02	0	3,2	0,02	0,02	3,22	0,6	0	0,92	0,53	0,06	8,89	3,4
TR5-90	90	5,28	0,4	0	0	0	0	1,1	0	0	1,1	0	0	0,66	0,38	0,02	19,14	9,1
TR5-100	100	5,29	0,4	0	0	0	0	1,1	0	0	1,1	0	0	0,13	0,08	0,01	7,54	20,8
TR5-130	130	5,39	0,6	0	0	0	0	0,3	0	0	0,3	0	0	0,13	0,08	0,01	7,54	48,9
TR5-140	140	5,45	0,3	0	0	0	0	0,3	0	0	0,3	0	0	0,13	0,08	0,01	7,54	43
TR5-180	180	5,72	0,4	0	0	0,01	0	0,2	0,01	0,01	0,21	4,8	0	0,13	0,08	0		51,7
TR5-220	220	5,89	0,4	0	0	0	0	0,3	0	0	0,3	0	0	0,13	0,08	0		49,9

Fonte: Dados da pesquisa

Tabela 7: Dados de granulometria das amostras do sistema Hidromórfico Lessivado

Amostra	Areia Grossa %	Areia Fina %	Areia Total %	Silte %	Argila %	Silte/Argila	Classe Textural
TR4-4	45,38	21,87	67,25	4,00	28,75	0,14	Franco argilo arenosa
TR4-11	64,24	10,51	74,75	2,50	22,75	0,11	Franco argilo arenosa
TR4-24	44,12	28,98	73,10	3,55	23,35	0,15	Franco argilo arenosa
TR4-52	45,42	24,43	69,85	2,95	27,20	0,11	Franco argilo arenosa
TR4-80	49,97	13,68	63,65	0,55	35,80	0,02	Argila arenosa
TR4-85	38,13	25,37	63,50	3,70	32,80	0,11	Franco argilo arenosa
TR4-117	77,20	13,55	90,75	1,95	7,30	0,27	Areia
TR4-160	68,77	25,98	94,75	3,70	1,55	2,39	Areia
TR5-10	45,21	39,04	84,25	1,20	14,55	0,08	Areia franca
TR5-40	37,79	37,27	75,05	1,75	23,20	0,08	Franco argilo arenosa
TR5-100	58,18	31,72	89,90	0,90	9,20	0,10	Areia
TR5-130	63,15	31,80	94,95	1,70	3,35	0,51	Areia
TR5-140M	60,00	24,00	84,00	10,00	6,00	1,67	Areia franca

Fonte: Dados da pesquisa

Tabela 8 – Dados de Química Total das amostras do sistema Hidromórfico Lessivado

Amostra	Prof. cm	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Zr ppm	V ppm	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	SB
TR4-11	11	70,15	11,43	4,52	1,393	389	106	< 0,01	0,1	0,02	0,03	0,2	0,35
TR4-52	52	69,85	11,99	5,94	1,43	412	127	< 0,01	0,1	0,01	0,02	0,17	0,30
TR4-85	85	66,73	13,66	6,29	1,64	450	144	< 0,01	0,1	0,02	0,03	0,16	0,31
TR4-117	117	92,75	3,89	1,48	0,336	181	47	< 0,01	0,06	0,01	0,02	0,22	0,31
TR4-160	160	95,14	2,04	0,61	0,131	148	24	< 0,01	0,06	0,01	0,03	0,25	0,35

Fonte: Dados da pesquisa

SiO₂ = óxido de silício; Al₂O₃ = óxido de Alumínio; Fe₂O₃ = óxido de Ferro; Zr = Zircônio, V = Vanádio; MnO = óxido de Manganês; MgO = óxido de Magnésio; CaO = óxido de Cálcio; Na₂O = óxido de Sódio; K₂O = óxido de Potássio e SB= Soma de MnO, MgO, CaO, Na₂O e K₂O

SISTEMA HIDROMÓRFICO PLÍNTICO

Quadro 7 – Dados da Coloração das amostras do domínio Hidromórfico Plintítico

Amostra	Cor Munsell (seca)	Nome	Moqueado
TR6-03	10YR 4/2	Bruno-acinzentado-escuro	-
TR6-12	10YR 4/2	Bruno-acinzentado-escuro	-
TR6-23	10YR 5/2	Bruno-acinzentado	-
TR6-35	10YR 5/3	Bruno	-
TR6-50	10YR 5/4	Bruno-amarelado	-
TR6-61	10YR 5/6	Bruno-amarelado	-
TR6-78	10YR 6/6	Amarelo-brunado	-
TR6-95**	10YR 7/6	Amarelo	-
TR6-122**	10R 3/6	Vermelho-escuro	-
TR6-140	2.5YR 6/8	Vermelho claro	-
TR6-190	2.5YR 6/8	Vermelho claro	-
TR6-230	2.5YR 6/8	Vermelho claro	-

Fonte: Dados da pesquisa

** TR6-95 e TR6-122 são amostras que não fazem parte do perfil vertical da trincheira.

Tabela 9 – Dados de granulometria das amostras do domínio Hidromórfico Plintítico

Amostra	Areia Grossa %	Areia Fina %	Areia Total %	Silte %	Argila %	Silte/Argila	Classe Textural
TR6-3	87,12	6,33	93,45	1,05	5,50	0,19	Areia
TR6-12	55,50	36,95	92,45	0,00	7,55	0,00	Areia
TR6-23	51,09	40,81	91,90	0,50	7,60	0,07	Areia
TR6-35	82,67	8,68	91,35	0,80	7,85	0,10	Areia
TR6-50	78,55	9,60	88,15	0,40	11,45	0,03	Areia franca
TR6-61	86,76	9,84	96,60	1,85	1,55	1,19	Areia
TR6-87	88,91	7,59	96,50	0,75	2,75	0,27	Areia
TR6-95	43,30	53,60	96,90	1,10	2,00	0,55	Areia
TR6-122	92,58	5,32	97,90	1,60	0,50	3,20	Areia
TR6-140	93,30	6,10	99,40	0,30	0,30	1,00	Areia
TR6-190	87,25	8,90	96,15	0,80	3,05	0,26	Areia
TR6-230	55,04	38,27	93,30	0,95	5,75	0,17	Areia

Fonte: Dados da pesquisa

Quadro 8 – Descrição morfológica da TR6 (sistema Hidromórfico Plíntico)

Trincheira 6 (18° 11' 57.1"S, 43°35'54"O) - Distância do topo: 235 m - Altitude: 1.415 m

CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico plíntico

Horizonte	Coleta por	Profundidade	Cor (seca)	Textura	Estrutura			Consistência			Transição	Raízes
		(cm)	(MUNSELL)		Tipo	Tamanho	Desenvolvimento	Molhada	Seca	Úmida		
AE	Trincheira	0 - 18	10 YR 4/2	AR	GRA-BLO	MP/ P-P/M	FRA-MO	NPL e NPE	LD	FR	-	M-FINAS
E	Trincheira	18 - 28	10 YR 5/2	AR	BLO	P - M	FRA-MO	NPL e NPE	LD	MFR	PL- CL	P-FINAS
B	Trincheira	28- 41	10YR 5/3	AR	BLO	P- M	MO	NPL e NPE	LD	FR	PL-CL	P-FINAS
Linha de Pedra	Trincheira	41 - 56	10 YR 5/4	AR-FR	NOD-Fe	P	-	-	-	-	PL-ABR	-
C2B	Trincheira	56 - 77/87 - 105	10 YR 5/6	AR	BLO	P - G	FRA-MO	NPL e NPE	LD	MFR	OND-GD	P-FINAS
C2	Trincheira	77/87 - 105/128	10R 3/6	AR	MAC-SOL	-	-	NPL e NPE	D	MFR	IR-DF	-
C2f	Trincheira	66/105 - 140	10 YR 7/6	AR	MAC	-	-	-	-	-	IR-DF	-
C2f	Tradagem	140 -190	2.5 YR 6/8	AR	MAC	-	-	NPL e NPE	D	MFR	-	-
C2f	Tradagem	190 - 230	2.5 YR 6/8	AR	-	-	-	-	-	-	-	-

Fonte: Dados da pesquisa

Textura: AR = Areia; AR-FR = Areia Franca. **Estrutura:** Tipo (BLO = Bloco; GRA = Granular; MAC= Maciça; NOD-Fe = Nódulo Ferruginoso; SOL= Solta); Tamanho (MP = Muito Pequeno; P = Pequeno; M = Médio; G = Grande); Desenvolvimento (FRA = Fraco; MO = Moderado). **Consistência:** Molhada (NPL = Não Plástico; NPE = Não Pegajoso); Seca (D = Dura; LD = Ligeiramente Dura); Úmida (FR = Friável; MFR = Muito Friável). **Transição** (ABR = Abrupta; CL = Cara; DF = Difusa; GD= Gradual; OND= Ondulada; PL = Plana). **Raízes** (M-FINAS = Muitas e Finas; P-FINAS = Poucas e Finas).

Tabela 10 – Dados do complexo sortivo das amostras do sistema Hidromórfico Plúntico

Amostra	Prof. (cm)	pH_H ₂ O (mg/dm ³)	P (mg/dm ³)	K (mg/dm ³)	Ca ²⁺ (cmolc/dm ³)	Mg ²⁺ (cmolc/dm ³)	Al ³⁺ (cmolc/dm ³)	H + Al (cmolc/dm ³)	SB (cmolc/dm ³)	CTC_T_1 (cmolc/dm ³)	CTC_T_2 (cmolc/dm ³)	V (%)	M (%)	MO (dag/kg)	C (dag/kg)	N (dag/kg)	C/N	P rem (mg/L)
TR6-03	3	4,96	1,4	18	0	0,04	0,68	4,5	0,09	0,77	4,59	2	88,3	1,84	1,07	0,05	21,35	28,5
TR6-12	12	5,05	1,3	12	0	0,02	0,39	3,2	0,05	0,44	3,25	1,5	88,6	1,32	0,77	0,05	15,31	32,7
TR6-23	23	5,11	1	8	0	0,02	0,29	2,9	0,04	0,33	2,94	1,4	87,9	0,66	0,38	0,04	9,57	30,3
TR6-35	35	5,2	0,5	2	0	0,01	0,39	3,2	0,02	0,41	3,22	0,6	95,1	1,19	0,69	0,04	17,26	26,1
TR6-50	50	5,48	0,3	0	0	0,01	0	2,7	0,01	0,01	2,71	0,4	0	1,19	0,69	0,04	17,26	20,2
TR6-61	61	5,49	0,3	0	0	0,01	0	1,6	0,01	0,01	1,61	0,6	0	0,53	0,31	0,03	10,25	25,5
TR6-78	78	5,46	0,5	0	0	0,01	0	1	0,01	0,01	1,01	1	0	0,13	0,08	0,02	3,77	29,2
TR6-95	95	5,22	0,5	0	0	0,01	0	0,3	0,01	0,01	0,31	3,2	0	0,13	0,08	0,01	7,54	45,9
TR6-122	96	5,6	0,4	0	0	0	0	0,3	0	0	0,3	0	0	0,13	0,08	0,01	7,54	35,3
TR6-140	140	5,58	0,4	0	0	0	0	0,2	0	0	0,2	0	0	0,26	0,15	0		45,9
TR6-190	190	5,5	0,4	0	0	0	0	0,3	0	0	0,3	0	0	0,13	0,08	0		39,2
TR6-230	230	5,6	0,4	0	0	0	0	0,3	0	0	0,3	0	0	0,13	0,08	0		43,2

Fonte: Dados da pesquisa

pH H₂O = pH medido em água; P = Fósforo; K = Potássio; Mg²⁺ = íon de Magnésio; Al³⁺ = íon de Alumínio; H + Al = Hidrogênio + Alumínio; SB = Soma de Bases; CTC (t) = Capacidade de Troca Catiônica Efetiva; CTC (T) = Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0; V = Índice de Saturação de Bases; m = Índice de Saturação de Alumínio; MO = Matéria Orgânica; C = Carbono; N = Nitrogênio; C/N = Razão entre Carbono e Nitrogênio e P- rem = Fósforo Remanescente

Tabela 11– Dados de Química Total das amostras do sistema Hidromórfico Plúntico

Amostra	Prof. cm	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Zr ppm	V ppm	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	SB
TR6-12	12	92,18	3,56	1,12	0,453	141	42	< 0,01	0,05	0,03	0,02	0,1	0,20
TR6-23	23	90,45	3,33	1	0,462	137	46	< 0,01	0,05	0,02	0,01	0,09	0,17
TR6-95	95	95,67	1,74	0,96	0,115	79	37	< 0,01	0,05	0,02	0,02	0,16	0,25
TR6-122	122	91,81	1,61	5,71	0,062	66	33	< 0,01	0,04	0,01	0,05	0,18	0,28
TR6-230	230	92,76	4,29	1,26	0,158	150	31	< 0,01	0,08	0,01	0,02	0,38	0,49

Fonte: Dados da pesquisa

SiO₂ = óxido de silício; Al₂O₃ = óxido de Alumínio; Fe₂O₃ = óxido de Ferro; Zr = Zircônio; V = Vanádio; MnO = óxido de Manganês; MgO = óxido de Magnésio; CaO = óxido de Cálcio; Na₂O = óxido de Sódio; K₂O = óxido de Potássio e SB= Soma de MnO, MgO, CaO, Na₂O e K₂O

SISTEMA HIDROMÓRFICO ESPÓDICO

Quadro 9 - Dados de coloração das amostras do sistema Hidromórfico Espódico

Amostra	Cor Munsell (seca)	Nome	Mosqueado
TR7M-08	7.5YR 4/1	Cinzeno-escuro	-
TR7M-22	5YR 4/1	Cinzeno-escuro	-
TR7M-35	7.5YR 5/2	Bruno	-
TR7M-55	7.5YR 5/6	Bruno-forte	-
TR7M-74	7.5YR 5/8	Bruno-forte	-
TR7M-100	7.5YR 6/8	Amarelo-avermelhado	-
TR7J-12	7.5YR 4/1	Cinzeno-escuro	-
TR7J-22	10YR 4/2	Bruno-acinzentado-escuro	-
TR7J-35	10YR 5/3	Bruno	-
TR7J-55	10YR 5/6	Bruno-amarelado	-
TR7J-74	7.5YR 5/6	Bruno-forte	-
TR7J-100	7.5YR 5/6	Bruno-forte	-
TR7J-103	7.5YR 5/3	Bruno	-
TR8M-03	10YR 3/1	Cinzeno muito escuro	-
TR8M-12	10YR 3/1	Cinzeno muito escuro	-
TR8M-21	10YR 3/2	Bruno-acinzentado muito escuro	-
TR8M-44	10YR3/3	Bruno-escuro	-
TR8M-67	10YR 3/3	Bruno-escuro	-
TR8M-85	10YR 2/2	Bruno muito escuro	-
TR8M-100	10YR 2/1	Preto	-
TR8J-03	10YR 3/1	Cinzeno muito escuro	-
TR8J-11	10YR 3/2	Bruno-acinzentado muito escuro	-
TR8J-22	10YR 3/3	Bruno-escuro	-
TR8J-34	10YR 2/2	Bruno muito escuro	-
TR8J-50	10YR 2/2	Bruno muito escuro	-
TR8J-66	10YR 2/1	Preto	-
TR8J-80	10YR 2/1	Preto	-

Fonte: Dados da pesquisa

Quadro 10 - Descrição morfológica da TR7 (sistema Hidromórfico Espódico)**Trincheira 7 - Montante (18° 11' 57.4"S, 43°35'53.9"O) - Distância do topo: 244 m - Altitude: 1.414 m**

Horizonte	Coleta por	Profundidade	Cor (seca)	Textura	Estrutura			Consistência			Transição	Raízes
		(cm)	(MUNSELL)		Tipo	Tamanho	Desenvolvimento	Molhada	Seca	Úmida		
AE	Trincheira	0 - 26	7.5YR 4/1 - 5YR 4/1	AR-FR	GRA-BLO	P	MO	NPL e NPE	LD	FR	-	M-FINAS
B	Trincheira	26 - 80	7.5YR 5/2 - 7.5YR 5/6	AR-FR	BLO	P-G	MO	NPL/LPL e NPE - NPL e NPE	LD	FR	OND-GD	M-FINAS
Linha de Pedra	Trincheira	81 - 82	7.5YR 6/8	AR	BLO	M	MO	NPL e NPE	LD	FR	OND-GD	R-FINAS
C2f	Tradagem	82 - 120	7.5YR 5/8	AR	BLO	M	MO	NPL e NPE	LD	FR	PLA-GD	-

Trincheira 7 - Jusante (18° 11' 57.4"S, 43°35'53.9"O) - Distância do topo: 244 m - Altitude: 1.414 m

Horizonte	Coleta por	Profundidade	Cor (seca)	Textura	Estrutura			Consistência			Transição	Raízes
		(cm)	(MUNSELL)		Tipo	Tamanho	Desenvolvimento	Molhada	Seca	Úmida		
AE	Trincheira	0 - 22	7.5YR 4/1 - 10YR 4/2	FR-AR	GRA	P-M	MO	NPL e NPE - LPL e NPE	LD	FR	-	P-FINAS
B	Trincheira	22 - 74	10YR 5/3 - 7.5YR 5/6	FR-AR	BLO	P-M	MO	NPL/LPL e NPE	LD	FR	OND - CL	P-FINAS
Cqf	Trincheira	74 - 100	7.5YR 5/6	AR	BLO	M - G	MO	NPL/LPL e NPE	LD	FR	OND-CL	R-FINAS
Bgh	Trincheira	100- 103	7.5YR 5/3	AR	BLO	G	MO	NPL e NPE	LD	FR	OND-GD	R-FINAS

Textura:AR = Areia; AR-FR = Areia Franca; FR-AR = Franco arenosa. **Estrutura:** Tipo (BLO = Bloco; GRA = Granular); Tamanho (P = Pequeno; M = Médio; G = Grande); Desenvolvimento (MO = Moderado). **Consistência:** Molhada (LPL = Ligeiramente Plástico; NPL = Não Plástico; NPE = Não Pegajoso); Seca (LD = Ligeiramente Dura); Úmida (FR = Friável). **Transição** (CL = Clara; GD= Gradual; OND = Ondulada; PLA = Plana). **Raízes** (M-FINAS = Muitas e Finas;P-FINAS = Poucas e Finas; R-FINAS = Raras e Finas).

Quadro 11 - Descrição morfológica da TR8 (sistema Hidromórfico Orgânico)**Trincheira 8 - Montante (18° 11' 57.6"S, 43°35'54.1"O) - Distância do topo: 254 m - Altitude 1.413 m**

ESPODOSSOLO FERRIHUMILÚVICO Órtico típico												
Horizonte	Coleta por	Profundidade	Cor (seca)	Textura	Estrutura			Consistência			Transição	Raízes
		(cm)	(MUNSELL)		Tipo	Tamanho	Desenvolvimento	Molhada	Seca	Úmida		
AE	Trincheira	0 - 19	10YR 3/1	AR-AG	GRA-BLO	P/MP - P	MO	LPL e PE a NPL e NPE	LD	FR	-	M-FINAS
B	Trincheira	19 - 79	10YR 3/2 - 10YR 3/3	AR-AG/AG	BLO	P - G	FRA-MO	NPL e NPE/PL e PE	LD	FR	GD	M-FINAS
Bgh	Trincheira	79 - 92	10YR 2/2	AG	BLO	M - G	LD	PL e PE	LD	FR	GD	R-FINAS
Bh	Trincheira	92 - 107	10YR 2/1	AR-AG	BLO	P - M	-	-	-	FR	CL	-

Trincheira 8 - Jusante (18° 11' 57.6"S, 43°35'54.1"O) - Distância do topo: 254 m - Altitude 1.413 m

ESPODOSSOLO FERRIHUMILÚVICO Órtico típico												
Horizonte	Coleta por	Profundidade	Cor (seca)	Textura	Estrutura			Consistência			Transição	Raízes
		(cm)	(MUNSELL)		Tipo	Tamanho	Desenvolvimento	Molhada	Seca	Úmida		
AE	Trincheira	0 - 16	10YR 3/1	AR	GRA - BLO	P - MP	-	NPL e NPE	LD	MFR - FR	-	M-FINAS
Bgh	Trincheira	16 - 75	10YR 3/3 - 10YR 2/1	AR a AG	BLO	P-M	-	NPL e NPE	LD	FR	DF	P-FINAS
Bh	Trincheira	75 - 85	10YR 2/1	AG	BLO	P	-	PL e MPE	-	MFR	CL	-

Textura: AG = Argila; AR = Areia; AR-AG = Areia argilosa. **Estrutura:** Tipo (BLO = Bloco; GRA = Granular); Tamanho (MP = Muito Pequeno; P = Pequeno; M = Médio; G = Grande); Desenvolvimento (FRA = Fraco; MO = Moderado; LD = Ligeiramente Duro). **Consistência:** Molhada (LPL = Ligeiramente Plástico; NPL = Não Plástico; PL = Plástico; MPE- Muito Pegajoso; NPE = Não Pegajoso; PE = Pegajoso); Seca (LD = Ligeiramente Dura); Úmida (FR = Friável; MF = Muito Friável). **Transição** (CL = Clara; DF = Difusa; GD= Gradual). **Raízes** (M-FINAS = Muitas e Finas; P-FINAS = Poucas e Finas; R-FINAS = Raras e Finas).

Tabela 12 – Dados do complexo sortivo das amostras do domínio Hidromórfico Orgânico

Amostra	Prof. (cm)	pH_H ₂ O (mg/dm ³)	P (mg/dm ³)	K (mg/dm ³)	Ca ²⁺ (cmolc/dm ³)	Mg ²⁺ (cmolc/dm ³)	Al ³⁺ (cmolc/dm ³)	H + Al (cmolc/dm ³)	SB (cmolc/dm ³)	CTC (t) (cmolc/dm ³)	CTC(T) (cmolc/dm ³)	V (%)	M (%)	MO (dag/kg)	C (dag/kg)	N (dag/kg)	C/N	P rem (mg/L)
TR8M-03	3	4,82	1,7	24	0,01	0,05	1,27	9,3	0,12	1,39	9,42	1,3	91,4	4,94	2,87	0,15	19,10	17,8
TR8M-12	12	5,03	0,9	15	0	0,02	0,88	6,3	0,06	0,94	6,36	0,9	93,6	3,29	1,91	0,1	19,08	20,3
TR8M-21	21	4,5	0,6	0	0	0,01	0,59	5,2	0,01	0,6	5,21	0,2	98,3	2,3	1,33	0,09	14,82	22,6
TR8M-44	44	5,15	0,3	0	0	0,01	0,39	6,1	0,01	0,4	6,11	0,2	97,5	2,3	1,33	0,05	26,68	16
TR8M-67	67	5,2	0,4	0	0	0	0,1	2,9	0	0,1	2,9	0	100	0,99	0,57	0,04	14,36	14,7
TR8M-85	85	5,15	0,4	0	0	0	0,59	7,2	0	0,59	7,2	0	100	2,3	1,33	0,04	33,35	13
TR8M-100	100	5,01	0,5	0	0	0,01	1,66	17,2	0,01	1,67	17,21	0,1	99,4	5,6	3,25	0,1	32,48	7,1
TR8J-03	3	4,9	1,2	24	0	0,04	1,37	8,4	0,1	1,47	8,5	1,2	93,2	2,96	1,72	0,11	15,61	26,4
TR8J-11	11	5,42	0,7	15	0	0,03	0,88	5	0,07	0,95	5,07	1,4	92,6	3,16	1,83	0,1	18,33	20,2
TR8J-22	22	4,36	0,8	8	0	0,02	0,68	5,2	0,04	0,72	5,24	0,8	94,4	2,63	1,53	0,06	25,43	20,9
TR8J-34	34	5,3	1,9	2	0	0,02	0,49	4,2	0,03	0,52	4,23	0,7	94,2	1,98	1,15	0,06	19,14	20,4
TR8J-50	50	4,98	0,4	0	0	0,03	0,98	5,8	0,03	1,01	5,83	0,5	97	1,71	0,99	0,05	19,84	19,5
TR8J-66	66	4,88	0,4	0	0	0,02	1,07	10,9	0,02	1,09	10,92	0,2	98,2	2,96	1,72	0,08	21,46	8,5
TR8J-80	80	4,79	0,4	0	0	0,02	2,05	21,7	0,02	2,07	21,72	0,1	99	11,85	6,87	0,19	36,18	3,8

Fonte: Dados da pesquisa

pH H₂O = pH medido em água; P = Fósforo; K = Potássio; Mg²⁺ = íon de Magnésio; Al³⁺ = íon de Alumínio; H + Al = Hidrogênio + Alumínio; SB = Soma de Bases; CTC (t) = Capacidade de Troca Catiônica Efetiva; CTC (T) = Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0; V = Índice de Saturação de Bases; m = Índice de Saturação de Alumínio; MO = Matéria Orgânica; C = Carbono, N = Nitrogênio; C/N = Razão entre Carbono e Nitrogênio e P- rem = Fósforo Remanescente

Tabela 13 - Dados de granulometria das amostras do domínio Hidromórfico Orgânico

Amostra	Areia Grossa %	Areia Fina %	Areia Total %	Silte %	Argila %	Silte/Argila	Classe Textural
TR7J-12	51,00	28,00	79,00	7,00	14,00	0,50	Franco arenosa
TR7J-55	43,00	33,00	76,00	4,00	20,00	0,20	Franco arenosa
TR7J-74	50,00	32,00	82,00	2,00	16,00	0,13	Franco arenosa
TR7J-100	52,55	38,05	90,60	0,60	8,80	0,07	Areia
TR7J-103	63,00	28,00	91,00	3,00	6,00	0,50	Areia
TR8J-11	68,07	19,88	87,95	1,00	11,05	0,09	Areia franca
TR8J-34	67,19	17,26	84,45	2,50	13,05	0,19	Areia franca
TR8J-50	67,95	10,90	78,85	1,50	19,65	0,08	Franco arenosa
TR8J-80	50,90	27,25	78,15	2,70	19,15	0,14	Franco arenosa

Fonte: Dados da pesquisa

Tabela 14 – Dados de Química Total das amostras do domínio Hidromórfico Orgânico

Amostra	Prof. cm	SiO₂ %	Al₂O₃ %	Fe₂O₃ %	TiO₂ %	Zr ppm	V ppm	MnO %	MgO %	CaO %	Na₂O %	K₂O %	SB
TR8J-11	11	88,99	4,1	1,28	0,611	167	49	< 0,01	0,05	0,01	0,01	0,1	0,17
TR8J-34	34	85,4	5,69	1,48	0,865	212	62	< 0,01	0,07	0,01	0,02	0,13	0,23
TR8J-50	50	84,82	6,24	1,76	1,014	248	69	< 0,01	0,08	0,01	0,01	0,12	0,22
TR8J-80	80	52,17	11,83	5	2,349	466	135	< 0,01	0,12	0,02	0,03	0,18	0,35

Fonte: Dados da pesquisa

SiO₂ = óxido de silício; Al₂O₃ = óxido de Alumínio; Fe₂O₃ = óxido de Ferro; Zr = Zircônio, V = Vanádio; MnO = óxido de Manganês; MgO = óxido de Magnésio; CaO = óxido de Cálcio; Na₂O = óxido de Sódio; K₂O = óxido de Potássio e SB= Soma de MnO, MgO, CaO, Na₂O e K₂O

