

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

EVOLUÇÃO DE SISTEMAS DE SOLOS LATERÍTICO E PODZOLIZADO:
INFERÊNCIAS SOBRE A FORMA ATUAL DA VERTENTE-BACIA DO ALTO RIO
PRETO –MG

CRISTIANE REGINA MICHELON

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Geografia, Área de concentração Organização
do Espaço, no Instituto de Geociências e Ciências
Exatas da Universidade Estadual Paulista – Campus
Rio Claro para obtenção de título de Doutor em
Geografia.

RIO CLARO-SP

2011

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

EVOLUÇÃO DE SISTEMAS DE SOLOS LATERÍTICO E PODZOLIZADO:
INFERÊNCIAS SOBRE A FORMA ATUAL DA VERTENTE-BACIA DO ALTO RIO
PRETO –MG

CRISTIANE REGINA MICHELON

Orientadora: Profa. Dra. Nádia Regina do Nascimento

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Geografia, Área de concentração Organização
do Espaço, no Instituto de Geociências e Ciências
Exatas da Universidade Estadual Paulista – Campus
Rio Claro para obtenção de título de Doutor em
Geografia.

RIO CLARO-SP

2011

551.41 Michelon, Cristiane Regina
M623e Evolução de sistemas de solos laterítico e podzolizado:
inferências sobre a forma atual da vertente-bacia do Alto Rio
Preto –MG / Cristiane Regina Michelon - Rio Claro : [s.n.],
2011
137 f. : il., figs., gráfs., tabs.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Nadia Regina do Nascimento

1. Pedologia. 2. Pedogênese. 3. Evolução do relevo. 4.
Solo. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

CRISTIANE REGINA MICHELON

EVOLUÇÃO DE SISTEMAS DE SOLOS LATERÍTICO E PODZOLIZADO:
INFERÊNCIAS SOBRE A FORMA ATUAL DA VERTENTE-BACIA DO ALTO RIO
PRETO –MG

COMISSÃO EXAMINADORA

Profa. Dra. Nádia Regina do Nascimento (IGCE/UNESP/Rio Claro)

Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno (PUC/ MG)

Prof Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira (UNICAMP/Campinas)

Profa. Dra. Sheila Aparecida Correia Furquim (UNIFESP/Diadema/SP)

Prof. Dr. Jairo Roberto Jimenez Rueda (IGCE/UNESP/Rio Claro)

Rio Claro, 16 de novembro de 2011

Resultado: APROVADO (A)

Aos meus pais Ideleo e Olga e aos
meus irmãos Jeane e Cleudson

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Ao finalizar mais uma etapa da minha vida acadêmica quero lembrar aqui as pessoas que se fizeram presentes contribuindo para a realização desse sonho.

Agradeço a Deus, em primeiro lugar, pelo que significa em minha vida: força maior, luz, inspiração.

Aos meus pais que sempre me incentivaram e apoiaram e por serem meu maior exemplo de vida.

Ao meu irmão Cleudson, meu grande incentivador e exemplo de determinação, agradeço pela força e apoio incondicional em todos os momentos.

À minha irmã Jeane e meu cunhado Roberto, pelo carinho e palavras de incentivo e aos meus sobrinhos Gabriel e Caroline, meus tesourinhos, pelo abraço apertado e sorriso lindo com que me recebiam em todas as idas ao RS.

Aos meus tios Iria, Átila, Leocrécio e minha madrinha Aida pelo apoio e exemplo de vida.

Aos demais familiares, tios e primos, que mesmo a distância, sempre se fazem presente.

À amiga Luciele T. Cambri pela amizade e bons momentos compartilhados em Rio Claro. Sei da tua persistência em busca dos teus sonhos e torço muito para que consigas realizá-los.

Ao amigo Alisson D. Diniz pela sua amizade e sua sempre prontidão em ajudar nas diversas etapas do desenvolvimento da tese. Sei que muitas vezes deixou de fazer suas coisas para me auxiliar. Agradeço de coração, e torço muito pelo teu sucesso profissional.

À amiga Aline de Aquino agradeço muito pela amizade e sua disponibilidade no auxílio nos trabalhos de campo, coleta de amostras e nas análises de laboratório, muitas vezes deslocando-se de Itu, apenas para me auxiliar.

À amiga Elisangela R. Curti Martins pela amizade sólida que se mantém desde os tempos da graduação em Santa Maria. Obrigada pela força e pelas palavras de carinho.

Ao amigo Marcos R. Pinheiro pelo importante auxílio na confecção dos mapas na etapa inicial do trabalho, mas sobretudo, pela sua amizade verdadeira, pela paciência em me ouvir, tendo sempre as palavras certas de incentivo e carinho em todos os momentos. Torço muito por ti.

Aos amigos Bruna Gomes Rossin e Rafael Marques dos Santos pela amizade e a sempre disponibilidade no auxílio nas atividades laboratoriais e confecção dos mapas.

Aos amigos Daniel Roque Silva, Lilian Castilho Santos, e Renata Dias Silveira, que sempre se mantiveram presentes, mesmo a distância. Agradeço pela força e torcida.

À amiga Waleska Carvalho Santana pela sua amizade e palavras de incentivo e carinho.

À FAPESP pelo apoio financeiro para o desenvolvimento do projeto (Processo 08/50157-5) e a CAPES pela concessão da bolsa de estudos.

À professora Dr^a. Nádia Regina do Nascimento que abriu as portas dando-me a oportunidade de cursar o doutorado em Rio Claro, aceitando ser minha orientadora sem me conhecer. Agradeço pela orientação, dedicação e confiança enquanto orientadora proporcionando crescimento profissional e também pessoal.

As professoras Dr^{as}. Cenira Lupinacci Cunha e Sonia M. Furian Dias pelas sugestões dadas na qualificação, que muito contribuíram para o desenvolvimento do trabalho.

À professora Dr^a. Rosely Pacheco Dias Ferreira pelo auxílio nos trabalhos de campo e importantes sugestões para o desenvolvimento do trabalho.

Aos professores membros da banca: Prof Dr. Guilherme Taitson Bueno, Prof .Dr. Francisco Bernardes Ladeira, Prof. Dra. Sheila Aparecida Correia Furquim e Prof Dr.Jairo Jimenez Rueda, pelas sugestões e críticas que engrandeceram este trabalho.

Um agradecimento especial aos meus orientadores de todas as etapas acadêmicas, principalmente, pelas oportunidades concedidas, e contribuições valiosas durante minha trajetória acadêmica que contribuíram para minha formação profissional: Ao professor Dr. Mauro Kumpfer Werlang, orientador da graduação e especialização; e ao professor Dr. Antonio Carlos de Azevedo, meu orientador de mestrado.

À Suely de Souza Teodoro, técnica do LAFS (Laboratório de Análises de Formações Superficiais)-UNESP/Rio Claro, pelo auxílio na realização das análises neste laboratório, pela sua amizade e dedicação.

Aos funcionários da Pós- Graduação, em especial ao Ubirajara Gerardim (Bira) pela sua amizade, competência e exemplo de profissional.

Ao Guilherme Nascimento Sírrio, Felipe Sygnos, Sara Anita, Juliana Trindade e Daniela Beato, pelo importante auxílio prestado nos trabalhos de campo, na coleta e transporte das amostras.

Ao Instituto Estadual de Florestas (IEF) na pessoa do Antonio Augusto Tonhão de Almeida, que permitiu a realização do trabalho no Parque Estadual do Rio Preto. Pelo apoio e suporte através de carros; pelo empréstimo de mulas para o transporte das amostras, e de uma casa, para que pudéssemos montar nossa base de pesquisa. E aos funcionários do Parque

Estadual do Rio Preto, Miltinho, Celico, Anízio, entre outros, pelo auxílio na coleta, abertura das trincheiras e no transporte das amostras.

À professora Dr^a. Célia R. Montes por permitir a utilização dos laboratórios do CENA-USP para a realização das análises de Espectroscopia por Reflectância Difusa. E ao Osvaldo Pereira e a Débora Ishida pelo auxílio nas análises e tratamento dos dados.

Aos laboratórios da Universidade Federal de Viçosa (UFV), Universidade Federal de Ouro Preto- MG (UFOP) e Actlabs (Canadá), por permitirem a realização de diversas análises, e ao Laboratório de moagem de amostras do curso de Geologia-UNESP/ Rio Claro, na pessoa do técnico Adilson por ceder o aparelho para moagem das amostras.

RESUMO

A evolução do relevo constitui-se num tema fundamental e bastante discutido entre pesquisadores no âmbito de várias ciências. Recentemente surgiu uma nova maneira de interpretar a paisagem através dos modelos geoquímicos. O estudo objetivou caracterizar e estudar os sistemas de solos na topossequência para entender a morfologia da vertente. A área de estudo compreende a Alta Bacia do Rio Preto. Localiza-se na região centro-norte do Estado de Minas Gerais. Foi escolhido um sítio de estudo caracterizado pela associação dos sistemas de solos laterítico/Podzol. A topossequência estudada é complexa. O compartimento I e parte do II tiveram gêneses distintas: parte dos materiais formaram-se in situ, e parte são materiais alóctones. A diferenciação dos horizontes de parte do compartimento II (TR6) se deu sobre materiais in situ. Esse setor da topossequência apresentava-se como um ressalto topográfico em relação aos demais, e que posteriormente sofreu rebaixamento. O compartimento III, também apresentou gênese complexa. Os resultados comprovaram também que a lateritização foi responsável, em parte, pelo desaparecimento do ressalto topográfico e o abaixamento da topografia. E as perdas de matéria provocadas pela podzolização estão sendo responsáveis pela tendência ao estabelecimento da concavidade na base da topossequência.

Palavras chaves: Evolução do relevo, Solo, Relevo, Vertente, Topossequência

ABSTRACT

The evolution of relief constitutes such as a fundamental and much discussed topic among researchers in various sciences. A new way of interpreting the landscape through geochemical models has recently emerged. The study aimed to characterize and analyse the soil systems in the toposequence, to understand the morphology of the slope. The study area comprises the Upper Preto River Basin. It is located north-central region of state Minas Gerais. We chose a study site characterized by the association of Lateritic / Podzol soil systems. The toposequence studied is complex. The compartment I and part of the II had distinct genesis: part of the material was formed in situ, and some materials are allochthonous. The differentiation of horizons of part of the II (TR6) came from in situ materials. The results also showed that this sector of the toposequence presented a topographic rebound compared to the other, and who subsequently lowering. The compartment III also had a complex genesis. The results showed that the lateritization was responsible in part, for the disappearance of the rebound and the lowering of topography. In line with this, the losses of matter caused by podzolization are responsible for the trend to establish the concavity in the base of the toposequence.

Keywords: Evolution of relief, Soil, Relief, Slope, Toposequence

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1: Localização da área de estudo.....	5
Figura 2-Organização dos sistemas de solo na topossequência.....	27
Figura 3: Espectros FT-IR (a) e DRS (b), perfil TR1.....	30
Figura 4: Espectros FT-IR (a) e DRS (b), perfil TR2.....	33
Figura 5: Espectros FT-IR (a) e DRS (b), perfil TR6.....	37
Figura 6: Espectros FT-IR de TR8.....	41
Figura 7: Distribuição das Frações Granulométricas, TR1 (a) e TR2 (b).....	48
Figura 8: Distribuição das Frações Granulométricas, TR4 (a) e TR6 (b).....	49
Figura 9: Distribuição das Frações Granulométricas TR9 (a, montante) e TR9 (b, jusante), TR7 (c) e TR8 (d).....	51
Figura 10: Espectros FT-IR, (a) TR1, (b) TR2.....	54
Figura 11: Espectros da segunda derivada da função de reemissão f R (DRS) das bandas (mínimas) de hematita e goethita, (a)TR1, (b) TR2.....	55
Figura 12: Espectros FT-IR, (a) TR4, (b) TR6.....	56
Figura 13: Espectros da segunda derivada da função de reemissão f R (DRS) das bandas (mínimas) de hematita e goethita, (a) TR4, (b) TR6.....	57
Figura 14: Espectros FT-IR, (a) TR9, (b) TR8.....	57
Figura 15: Relação Zr x Ti, perfis TR2, TR4 e TR6.....	60
Figura 16: Relação Ti x Argila, perfis TR2, TR4 e TR6.....	61
Figura 17: Relação Zr x Areia, perfis TR2, TR4 e TR6.....	61
Figura 18: Relação Zr x Th, perfis TR2, TR4 e TR6	63
Figura 19: Relação Th x argila, perfis TR2, TR4 e TR6.....	64
Figura 20: Relação Th x Ti, perfis TR2, TR4 e TR6	66
Figura 21: Balanço de massa para Fe_2O_3 , (a) TR2 e TR4 e (b) TR6 e TR9.....	67
Figura 22: Balanço de massa para Al_2O_3 , (a) TR2 e TR4 e (b) TR6 e TR9	69
Figura 23: Balanço de massa para TiO_2 , (a) TR2 e TR4 e (b) TR6 e TR9.....	70
Figura 24: Função transporte para Th, (a) TR2 e TR4 e (b) TR6 e TR9.....	71
Figura 25: Quartzo incrustado por materiais de titânio.....	72
Figura 26: Distribuição de MO, C, N e T para (a)TR2, (b)TR4, (c)TR6 e (d)TR9.....	72

Figura 27: Distribuição dos valores de Al, H+Al, SB, pH em H ₂ O e KCl, (a) TR1, (b) TR2.....	73
Figura 28: Distribuição do Ca, Mg, K, Al, H+Al, SB e T, (a)TR1, (b) TR2.....	75
Figura 29: Distribuição dos teores de C, N, MO e T, (a) TR1, (b) TR2.....	76
Figura 30: Distribuição dos valores de Al, H+Al, SB, pH em H ₂ O e KCl , (a) TR4, (b) TR6.....	78
Figura 31: Distribuição do Ca, Mg, K, Al, H+Al, SB e T, TR4 (a), TR6	79
Figura 32: Distribuição dos teores de C, N, MO e T, (a) TR4, (b) TR6.....	80
Figura 33: Distribuição da matéria orgânica e do Al, (a) TR4, (b) TR6.....	80
Figura 34: Distribuição dos valores de Al, H+Al, SB, pH em H ₂ O e KCl , (a) TR9 montante, (b) TR8.....	81
Figura 35: Distribuição do Ca, Mg, Al, H+Al, SB e T, TR9 (a, montante), TR8 (b).....	82
Figura 36: Distribuição dos teores de C, N, MO e T, TR9 (a, montante), TR8 (b).....	83
Figura 37: Modelo evolutivo de uma vertente representada por um sistema de solo Laterítico-Podzol, Bacia do Alto Rio Preto – MG.....	86

LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 1-Distribuição das frações granulométricas na topossequência.....	45

LISTA DE ANEXOS

	Página
Anexo 1: Descrição dos perfis de solo da topossequência.....	102
Anexo 2: Análise química do Complexo Sortivo.....	115
Anexo 3: Análise química total por Fluorescência de Raios-X (FRX).....	119

SUMÁRIO

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	ii
LISTA DE FIGURAS.....	iii
LISTA DE TABELAS.....	v
LISTA DE ANEXOS.....	vi
1-INTRODUÇÃO.....	1
1.1-Justificativa.....	1
1.2-Hipótese e objetivos.....	3
2-CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	4
2.1-Localização.....	4
2.2-Contexto geológico.....	6
2.3-Contexto geomorfológico.....	7
2.4-Contexto pedológico e de vegetação.....	9
3-BASE BIBLIOGRÁFICA DE SUSTENTAÇÃO.....	10
3.1-Relação entre solo e evolução do relevo em meio tropical úmido: principais teorias.....	10
3.2-O significado dos materiais encontrados nos solos.....	13
3.2.1-Geoquímica das formações superficiais: mobilidade geoquímica de elementos traços no manto de intemperismo.....	14
3.2.2-Os processos de lateritização e Podzolização: relações com a evolução do modelado.....	16
4-MATERIAIS, PROCEDIMENTOS E MÉTODO.....	19
4.1-Contextos geológico, morfo-estrutural e geomorfológico.....	19
4.2-Topografia da topossequência e estudos dos solos.....	20
4.3-Estudo dos materiais.....	21
4.3.1-Análises Micromorfológicas ao Microscópio Óptico.....	21

4.3.2-Granulometria.....	22
4.3.3-Análise química total por Fluorescência de Raios-X (FRX).....	22
4.3.4-Análises Mineralógicas por Infravermelho com Transformada de Fourier (FT-IR).....	22
4.3.5-Análises Mineralógicas por Espectroscopia por Reflectância Difusa (DRS).....	23
4.3.6-Análise química do complexo sortivo.....	23
4.3.7-Função transporte.....	24
5-RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	26
5.1-ESTRUTURA DOS SISTEMAS DE SOLOS.....	26
5.1.1-Morfologia de campo.....	26
5.1.1.1-Compartimento I.....	29
5.1.1.2-Compartimento II.....	36
5.1.1.3-Compartimento III.....	40
5.2-DESCONTINUIDADES E FILIAÇÕES VERTICAIS E LATERAIS: análise da distribuição das frações granulométricas.....	45
5.3-TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS DOS CONSTITUINTES.....	53
5.3.1-Espectroscopia ao FT-IR e ao DRS.....	53
5.4-DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS TRAÇOS (Th, Ti, Zr): Aloctonia e autoctonia dos materiais de origem dos solos.....	59
5.4.1-Relação Zircônio x Titânio.....	59
5.4.2-Relação Zircônio x Tório.....	63
5.4.3-Relação Titânio x Tório.....	66
5.4.4-Distribuição dos elementos maiores e traços no solo: Identificação dos processos maiores.....	66
5.5-CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DO COMPLEXO SORTIVOS NOS DOMÍNIOS LATERÍTICO E PODZOLIZADO: funcionamento atual dos solos.....	73
5.5.1-Compartimento I.....	73
5.5.2-Compartimento II.....	77
5.5.3-Compartimento III.....	81

6-MODELO DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA VERTENTE.....	85
7-CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	89
8-BIBLIOGRAFIA.....	91

1-INTRODUÇÃO

1.1-Justificativa

A Serra do Espinhaço, importante unidade geológica-geomorfológica das regiões sudeste e centro-leste brasileira, vem despertando atenção de pesquisadores do mundo inteiro. Constitui-se numa das regiões de maior altitude e extensão do território brasileiro, com elevada complexidade geológico-estrutural. Em face disso, inúmeros trabalhos de cunho geológico e geomorfológico vêm sendo desenvolvidos ao longo do tempo, dentre eles, vários trazem modelos de evolução geotectônica, geodinâmica e crustal, cujo intuito é explicar a gênese e os estágios de evolução da Serra do Espinhaço (PFLUG, R, 1968; HOFFMAN, C; 1983; FOGAÇA, et al., 1984, DOSSIN, et al., 1993; ALMEIDA ABREU, 1993; DUSSIN & DUSSIN, 1995; SAADI, 1995; UHLEIN et al., 1997; ALMEIDA ABREU & RENGGER, 2002; LIMA et al., 2002; GRADIM et al., 2005; UHLEIN et al., 2007).

Entretanto os estudos sobre os solos ainda são pouco desenvolvidos, uma vez que essas áreas, pela predominância de solos rasos e arenosos, são pouco favoráveis à agricultura e, portanto, despertam menor interesse. Embora de maneira simples e descritiva, foi o naturalista SAINT-HILLAIRE (1830) quem fez os primeiros relatos sobre os solos da região. Levantamentos de caráter exploratório foram realizados pelo MINISTÉRIO DA AGRICULTURA (1970). Posteriormente outros estudos de reconhecimento de solos revelaram uma maior diversidade pedológica (CAMPOS et al., 1997; BENITES et al., 1999; DIAS et al., 2002), frente àqueles trabalhos realizados anteriormente. SCHAEFER et al., (2002) relaciona para a região solos: Neossolos, Cambissolos, Organossolos, Acrissolos e Podzóis arenosos associados a Latossolos.

Esses solos existentes na área são de pouca importância do ponto de vista da fertilidade natural e do uso agrícola. Entretanto, a associação desses solos na topossequência reveste-se de uma importância, maior, pelo fato de serem sistemas de solos que refletem, seja uma relação de litodependência, tal como os Neossolos e Cambissolos, seja um indicador da diferença entre processos passados, de pedogênese e de evolução do relevo, dos atuais, tal como a sequência de solos Lateríticos/ Podzol.

No meio tropical a gênese e a evolução dos solos têm sido reconhecidas como fatores de evolução das formas dos relevos recentes, e para alguns autores (THOMAS, 1994 a, b; FIGUEIREDO, 1999; FIGUEIREDO et al., 1999) são indicadoras das variações da dinâmica geomorfológica ao longo do tempo. A base para o entendimento de tais formas de relevo é a perda e/ou conservação de volume durante a alteração e pedogênese (NASCIMENTO, 2010).

A alteração interfere nos relevos por meio de taxas diferenciais de intemperismo, de uma maneira hipodérmica e preparatória quando não há perda de volume (MILLOT, 1963) enquanto que, quando há perda de volume e matéria, a evolução se dá pelo aprofundamento dos horizontes da cobertura de solos na rocha, acompanhada pelo abaixamento do relevo (LUCAS, 1989). Como resultado, tem-se a formação dos horizontes dos solos um na dependência do outro, significando a evolução de uma cobertura em equilíbrio.

Nas coberturas em equilíbrio¹, segundo BOULET et al., (1984) as variações laterais são geralmente gradativas, e os horizontes são mais ou menos concordantes com as superfícies que ocupam. Entretanto, o autor considera que podem ocorrer mudanças nas condições do meio e as coberturas antes em equilíbrio, se tornarem instáveis, em desequilíbrio². Quando isso ocorre, elas se transformam para dar origem a novas estruturas em equilíbrio. Essas novas organizações são discordantes em relação àquelas da cobertura inicial e se propagam lateralmente à custa da inicial. Formam-se, assim, associações organizadas, que têm sido denominadas ‘sistemas de transformação’, porque elas correspondem à transformação de uma cobertura inicial em outra cobertura, com organização e dinâmica por vezes muito diferente. Como a transformação é acompanhada por uma exportação de matéria, tende a promover uma redução do volume do material (LUCAS, 1989).

As perdas de volume e de matéria estão diretamente ligadas com os processos que agem sobre a mobilização, exportação e acumulação dos constituintes dos solos. Esses podem estar associados e permitirem perdas de matérias das coberturas, a partir das partes superiores e/ou da montante das encostas, e acumulações nas partes baixas do perfil e/ou nas baixas vertentes (jusante) (NASCIMENTO, 2010). A possibilidade de perda ou de conservação de volume é o primeiro papel que a alteração e pedogênese jogam na formação das coberturas de solos e, portanto, dos relevos (NASCIMENTO, 2010).

¹ As coberturas em equilíbrio são aquelas cujos horizontes desenvolvem-se às expensas um do outro, e a evolução da cobertura se dá pelo aprofundamento das mesmas no material de origem, o que resulta num abaixamento da topografia (LUCAS, 1989).

² As coberturas em desequilíbrio caracterizam-se por apresentar duas seqüências de horizontes que são discordantes uma da outra. A primeira seqüência apresenta horizontes com diferenciação vertical, mais ou menos paralelos à superfície. A segunda seqüência interrompe as estruturas da primeira, sendo, portanto, oblíqua, cuja tendência no perfil é de progredir lateralmente de jusante para montante e vice-versa, interrompendo as estruturas da seqüência original (LUCAS, 1989).

1.2-Hipótese e objetivos

Na Bacia do Rio Preto (região centro-norte do Espinhaço Meridional), destaca-se a bacia do alto Rio Preto como área potencial de estudos das relações entre a evolução pedológica e as formas de relevo. Nesse setor da bacia foi escolhido um sítio de estudo caracterizado pela associação dos sistemas de solos Laterítico/Podzol. O estudo em topossequência realizado nesse sítio revelou a presença de materiais distintos e complexos na formação dos solos: colúvios, alúvios e rocha in situ. Dada a proeminência desses materiais no desenvolvimento da topossequência de solos, é fato que a erosão, a sedimentação e a posterior alteração e pedogênese de todos os materiais presentes na seqüência tiveram participação efetiva no processo evolutivo da vertente, mas hipotetiza-se que sua forma atual está ligada à pedogênese. A hipótese levantada tem sua base no problema científico a estudar: Como a evolução da lateritização e da podzolização agiram para levar a vertente estudada a chegar no seu formato atual?

Nesse sentido, o estudo objetiva caracterizar e estudar os sistemas de solos na topossequência, estudar a gênese e transformação de tais sistemas, com a finalidade de entender as relações genéticas entre eles e o funcionamento atual para entender a morfologia da vertente.

2-CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1-Localização

A área de estudo compreende a Alta Bacia do Rio Preto (7984 a 7996 KmN e 668 a 680 KmE), um dos mais importantes canais de drenagem, da bacia do Rio Araçuaí que faz parte da bacia do Rio Jequitinhonha (figura 1). Localiza-se no município de São Gonçalo do Rio Preto, dentro do Parque Estadual do Rio Preto, cerca de 30 Km a ENE de Diamantina, região centro-norte do Estado de Minas Gerais.

Apesar da área localizar-se em latitudes que favorecem aos climas mais secos e quentes, a altitude compensa as temperaturas mais elevadas. As temperaturas médias anuais variam entre 14,8 e 23,7 °C, respectivamente, no inverno e no verão, e a precipitação pluviométrica média anual é de cerca de 1200 mm/ano (INMET, 2002).

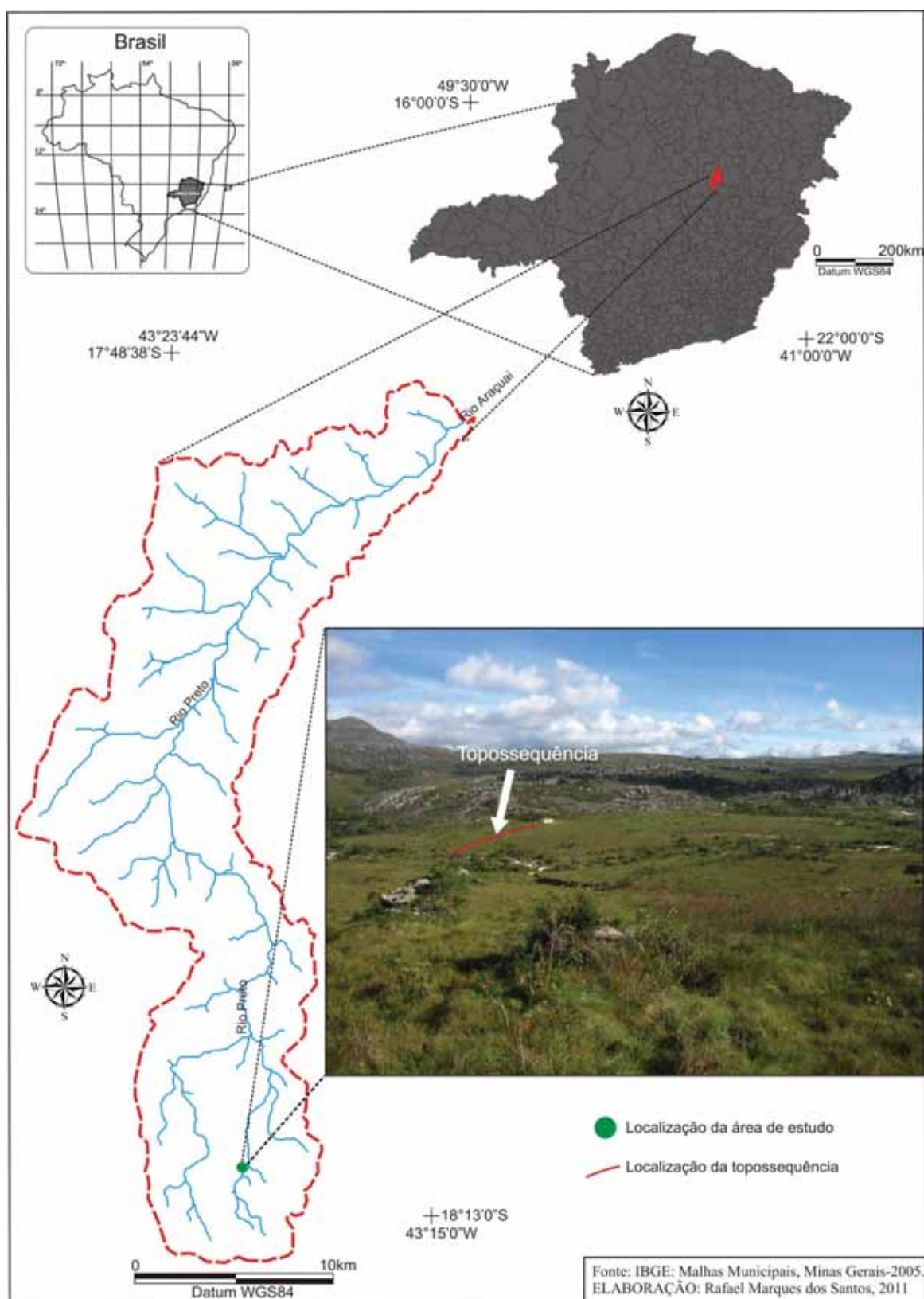


Figura 1: Localização da área de estudo

2.2-Contexto geológico

A bacia do Rio Preto é extremamente complexa se considerados os seus aspectos naturais. Isso é percebido, facilmente, através da grande variabilidade de formas, materiais superficiais que a compõem, e da sua morfo-estrutura.

A área de estudo insere-se na região geomorfológica denominada Serra do Espinhaço Meridional³. Esta constitui-se numa faixa orogênica datada de 1,75 a 1,30 bilhões de anos e estende-se desde a parte central de Minas Gerais até o norte da Bahia, sendo considerada a mais extensa e contínua morfo-estrutura do território brasileiro (ALMEIDA-ABREU & RANGER, 2002).

A complexidade geológica da Serra chama a atenção dos pesquisadores desde muito tempo. Os primeiros estudos objetivando entender a evolução geológica foram propostos por PFLUG (1968), PFLUG & RINGER (1973), RINGER (1979), ALMEIDA-ABREU (1993), SCHOBENHAUS (1993), DUSSIN & DUSSIN, (1995), e RINGER & KNAUER (1995); UHLEIN (1995). Esses autores propuseram modelos de evolução através da integração de mapas geológicos. A compilação dos mapas, juntamente com trabalhos de campo, culminou em 1996 com o Projeto Espinhaço (23 folhas em escala de 1:100.000). Esse estudo englobou toda a porção meridional da Serra, parte sul do Espinhaço Setentrional e parte da Faixa Araçuaí (ALMEIDA-ABREU & RINGER, 2002).

A teoria mais aceita sobre a gênese da Serra do Espinhaço leva em conta processos tectônicos ocorridos no final do Pré-cambriano, conhecido como Ciclo Brasileiro. DUSSIN & DUSSIN (1995) estabeleceram um modelo que considera um conjunto de forças em regime extensivo no Mesoproterozóico que ocasionou a ruptura da litosfera continental, dando origem aos processos de rifting. Desse rifteamento formou-se uma grande bacia, onde se acumularam os primeiros sedimentos areníticos correspondentes ao Supergrupo Espinhaço. O pós rift assinalou condições de tendência transgressiva em toda a bacia, em fase de estabilização tectônica. Essa fase é representada por uma sucessão de quartzitos, metassiltitos e filitos em alternância, depositados em condições de subsidência, sem registro de vulcanismo sinsedimentar. Posteriormente, no Neoproterozóico a bacia passou por um segundo período de extensão crustal, durante o qual houve a formação do Rift Araçuaí. Eventos de intrusão

³ Foi elevada em 2005 pela UNESCO como “Reserva da Biosfera Terrestre”

formaram diques de afinidade toleítica que cortaram as seqüências do Grupo Espinhaço e seu embasamento. Na fase de rifteamento depositaram os sedimentos da Formação Macaúbas. Posteriormente, uma fase compressiva, conhecida como Tectônica Brasileira, foi responsável pelos fechamentos das bacias do Meso e do Neo proterozóico, e estruturação da Faixa Araçuaí. Uma nova fase extensiva no Mesozóico é representada por enxames de diques de basalto que cortaram todas as unidades estratigráficas regionais, como também, as estruturas da Deformação Brasileira.

Essa história geológica reflete na compartimentação morfo-estrutural que reconhecemos hoje na região. Os grandes traços do relevo são largamente influenciados pelos alinhamentos, falhas, dobras e litologias aí presentes.

A Serra do Espinhaço Meridional caracteriza-se por apresentar um relevo montanhoso e escarpado, com afloramentos de rochas paleo-mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço. O Supergrupo Espinhaço é constituído por quartzitos, filitos, metaconglomerados com intercalações de metapelitos, xistos e intrusões de rochas metabásicas (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002), sendo composto por dois grupos: Guinda e Conselheiro Mata. A área estudada em detalhe faz parte do Grupo Guinda que reúne as formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel. São sedimentos de origem continental com metavulcanitos intercalados.

A bacia do alto Rio Preto é constituída basicamente pela Formação Sopa- Brumadinho composta por quartzitos finos a médios, micáceos, formados a partir da deposição de sedimentos continentais, sem e com alternâncias rítmicas de quartzitos micáceos e sericita filitos (ALMEIDA-ABREU & RENGGER, 2002).

2.3-Contexto geomorfológico

Os estudos geomorfológicos realizados por KING (1956) evidenciaram a importância das superfícies de aplainamento cíclico do relevo, durante o Mesozóico e Cenozóico, que se desenvolveram na Serra do Espinhaço. Baseando-se nos trabalhos de KING (1956) outros autores delimitaram diferentes níveis de superfícies. ABREU (1982) reconheceu nas imediações de Diamantina três níveis escalonados. O primeiro está entre 1.400 – 1200 m, entre as nascentes dos rios Ribeirão das Datas até o norte de Guinda, compreendendo inselbergs quartzíticos, níveis com couraça ferruginosa e depósitos coluviais capeados por

solos arenosos. O segundo, entre 1.100 e 1000 m, aparece sob forma descontínua nas proximidades de Conselheiro da Mata. Apresenta depósitos supergênicos de manganês. A superfície entre 800 – 750 m corresponde aos terraços mais altos de cascalho, embutida no nível entre 1.100 – 1000 m. SAADI & VALADÃO (1987) e SAADI (1995) identificaram na região de Gouveia, quatro níveis geomorfológicos. O primeiro corresponde à superfície acima de 1.300 m, balizada por solos residuais quartzíticos (restos de superfície cretácea). O segundo, entre 1300 – 1250 m caracteriza-se por uma superfície dissecada sobre rochas do pré-cambriano, que deram origem a formações superficiais de areias quartzosas sobre couraças ferruginosas. Colinas cujos topos estão entre 1100 – 1050 m formam um nível de aplainamento, possivelmente pliocênico, sobre rochas do embasamento. É marcado por depósitos de seixos e blocos de quartzo subarredondados sotopostos a areias grossas. Entre 1000 – 950 m a superfície é marcada por vales em processo de aprofundamento.

A alta bacia do Rio Preto tem altitudes que variam de 1100 a um pouco mais do que 1800 m. Tais terrenos se enquadram, portanto, nas superfícies acima de 1000 m identificadas por ABREU (1982), e nas acima de 1050 m identificadas por SAADI & VALADÃO (1987) e SAADI (1995).

Estudos de campo realizados pelos membros do projeto “Diferenciação de Paisagens Cársticas sobre Rochas Siliciclásticas na Serra do Espinhaço Meridional – Brasil” (FAPESP 2008/50157-5) mostraram que a paisagem na alta bacia do Rio Preto é formada por relevos residuais como inselbergues ou maciços rochosos, seguidos por amplos glaciais levemente dissecados que se conformam em espigões entre as drenagens. Tais espigões perdem suas continuidades à medida que a dissecção aumenta na direção da jusante, dando lugar a relevos de colinas em conexão com os vales e várzeas atuais. Os inselbergues e maciços têm dois níveis altimétricos nítidos, um entre 1450 a aproximadamente 1700 m que pode ser referenciado pela presença de remanescentes de uma couraça ferruginosa laterítica e, outro, acima de 1800 m sem elementos ou depósitos correlativos. Os espigões apresentam altitudes entre 1300 a 1400 m e são capeados por solo residual, litodependentes das rochas aflorantes, entremeados por zonas deprimidas embrejadas contendo organossolos. As colinas, abaixo de 1300 m, são capeadas por materiais diversos desde solos desenvolvidos sobre materiais transportados compostos, inclusive, por restos de couraças, a solos desenvolvidos sobre a rocha local.

As colinas abaixo de 1300 m são embasadas, principalmente, por quartzitos finos da Formação Sopa-Brumadinho e por alternâncias rítmicas de quartzitos micáceos e sericita

filitos. Tais colinas são representadas por seqüências de solos Lateríticos, medianamente argilosos a arenosos com argila de atividade baixa, Cripto podzóis, e Podzóis, sobre rochas quartzíticas puras ou com níveis filitosos. Uma encosta de uma dessas colinas foi escolhida como sítio de estudo de detalhe. Os solos aí estudados em topossequência têm suas origens em diferentes materiais parentais. Dentre eles destacam-se materiais grosseiros compostos por quartzo, restos de couraça ferruginosa, fragmentos e seixos de rocha. Esses materiais parecem correlacionar aos encontrados por SAADI & VALADÃO (1987) e SAADI (1995) para caracterizar a superfície de erosão colocada entre 1050 a 1100 m. Entretanto, o presente trabalho mostra ocorrência destes materiais em cotas mais elevadas, até 1300 m.

2.4- Contexto pedológico e de vegetação

Na bacia do alto Rio Preto os solos são predominantemente rasos, arenosos, pobres em nutrientes e ricos em ferro e alumínio trocáveis. Apresentam também grande acúmulo de matéria orgânica (BENITES, 2002). Nas regiões de serra dominam os solos Neossolos. Nos espigões existem solos litodependentes: Lateritizados sobre as rochas de textura mais fina, como quartzitos micáceos e sericita filitos, e Neossolos arenosos sobre os quartzitos. Nas colinas desenvolvem dois sistemas de solos: um Laterítico e outro Podzolizado dispostos em topossequência; nas zonas abaciadas, os Organossolos, e nas várzeas, Podzóis e sedimentos recentes.

Associadas às condições geológicas e pedológicas desenvolvem-se vegetações herbáceas arbustivas denominadas de complexos rupestres de altitude. Esse tipo de vegetação pode ser encontrado, também, em ambientes mais úmidos (brejos). Nos locais com solos mais profundos predominam formas que gradam de arbustiva a arbórea, caracterizando os capões florestais. E, acompanhando a drenagem, encontram-se matas galerias (BENITES, et al, 2003).

3-BASE BIBLIOGRÁFICA DE SUSTENTAÇÃO

3.1- Relação entre solo e evolução do relevo em meio tropical úmido: principais teorias

A evolução do relevo constitui-se num tema fundamental e bastante discutido entre pesquisadores no âmbito de várias ciências, dentre elas, a geomorfologia, pedologia, hidrologia, dentre outras. Diversas teorias geomorfológicas foram propostas ao longo do tempo visando explicar o processo evolutivo dos relevos.

Considerando a ação dos processos físicos e químicos, endógenos e exógenos, tais teorias, objetivam a construção de linhas gerais acerca de como se processa a transformação do modelado. Dentre as principais destacam-se alguns clássicos, como a teoria do ciclo geográfico da erosão ou peneplanação, desenvolvida por DAVIS (1898); da retração paralela das vertentes (PENCK, 1924), da pediplanação (KING, 1953) e do equilíbrio dinâmico proposto por HACK (1960, 1979, 1982).

Essa série de teorias tiveram uma aceitação muito grande na época e foram fundamentais para o desenvolvimento da ciência geomorfológica que ensaiava seus primeiros passos e contava com um aparato tecnológico pouco desenvolvido. A maioria delas baseava-se nas transformações do relevo pela ação erosiva. O diferencial de cada uma era basicamente a posição do autor em relação às causas da erosão.

Entretanto, nas regiões tropicais, cujas condições climáticas quentes e úmidas refletem ação intensa do intemperismo químico, esses modelos, muitas vezes, revelaram dificuldades de aplicabilidade em algumas áreas.

Os estudos sobre a evolução do relevo baseados no intemperismo químico aconteceram com a integração entre as abordagens de pedólogos e geomorfólogos, que ao longo da história, trilham caminhos distintos, principalmente no caso da geomorfologia. Destacam-se as pesquisas de RUHE et al., (1967) que estabeleceram um modelo de recuo das vertentes, não de forma rigidamente paralela, como proposto por King e Penck, mas com perdas desiguais de material nos diferentes segmentos das encostas. Importantes contribuições também foram acrescentadas por TRICART (1968), BOCQUIER (1973), CHAUVEL (1977).

Posteriormente outros trabalhos desenvolveram-se nessa linha de pesquisa, sobretudo nas décadas de 70 a 90 (MILLOT, 1977, NAHON & MILLOT, 1977; MACFARLANE &

TWIDALE, 1987, FRITSCH et al., 1990; BOULET et al., 1993; NASCIMENTO, 1993; FILIZOLA, 1993; NICOLA, 1993; PEREZ & NASCIMENTO, 1998).

Na literatura clássica, dentro das teorias explicativas sobre evolução da paisagem propostas por Davis, Penck e King, são encontrados também os principais modelos referentes à evolução das vertentes. Cada geomorfologista concebeu diferentes modelos conceituais para a evolução das vertentes. Esses modelos não são, necessariamente, contraditórios, mas refletiram os diferentes climas, ambientes tectônicos, litologias e processos dos lugares em que foram estudados.

O modelo de Davis constitui-se no mais antigo dos que tratam de evolução das paisagens, datando do final do século 19 e início do século 20. Foi baseado principalmente em dois princípios: soerguimento do relevo seguido pela ação dos processos erosivos, e a busca pelo equilíbrio entre a capacidade de transporte e do trabalho de transporte a ser feito. No modelo proposto por DAVIS (1898), também denominado de declínio da vertente, o autor propõe que a evolução se processa através da diminuição do ângulo de declividade da vertente e o conseqüente desenvolvimento de convexidade e concavidade.

Segundo DAVIS (1898) inicialmente tem-se ação dos processos denudacionais motivados pelo soerguimento do relevo. A erosão é inicialmente concentrada nos cursos de água que promovem a escultura de vales profundos e estreitos, ao mesmo tempo em que os interflúvios são arredondados. Nessa fase as encostas apresentam um formato convexo-côncavo.

A ação erosiva prossegue e os materiais intemperizados sofrem movimentação do topo em direção à base das vertentes, predominantemente por movimentos denominados de creep. Esse estágio caracteriza-se pela mudança no formato da vertente, que passa a apresentar um topo convexo e uma base côncava. A movimentação de material na vertente continua, com o alargamento dos vales e perda de declividade e arredondamento dos interflúvios, cujo resultado tende para uma retificação do perfil da vertente e um aplainamento da paisagem, também denominado de peneplano.

PENCK (1924) por sua vez defende que a diminuição do ângulo das vertentes se processa pela substituição por encostas suaves, fazendo com que a maior parte do perfil passe a ser ocupado pela concavidade, cujo modelo ele denomina de substituição da vertente. A evolução segundo o autor inicia com um soerguimento lento e gradual acompanhado por um desnudamento também lento e gradual. Tal formação do relevo se daria também de maneira policíclica, concordando assim com Davis. Considerando o balanço entre soerguimento e

desnudação, o autor propôs três modelos de evolução. Quando as taxas de soerguimento do relevo fossem maiores do que as taxas de desnudação, desenvolver-se-ia um modelo de vertente convexa. Ao contrário, quando as taxas de desnudação fossem maiores que as taxas de soerguimento, predominariam os modelados côncavos. E quando a vertente recuasse paralelamente com equidade da velocidade entre as taxa de soerguimento e as taxas de desnudação, desenvolver-se-ia o modelado de vertente paralela.

No recuo paralelo, modelo proposto por KING (1953), admite-se períodos de rápida evolução seqüenciados por períodos de grande estabilidade da desnudação, quando os pediplanos são desenvolvidos pelo recuo paralelo das vertentes. O recuo paralelo das vertentes é feito pela ação da água e/ ou movimentos de massa, que tendem ao aplainamento das superfícies, sem que haja uma perda de sua declividade ou inclinação de ângulo (YOUNG, 1972).

Dentro da evolução geoquímica ainda não existe um modelo consolidado que embase os estudos sobre a evolução das vertentes. As pesquisas que versam sobre essa temática ainda são pouco desenvolvidas. A teoria da Etchplanação desenvolvida inicialmente por WAYLAND em 1933, e consolidada por BÜDEL em 1957 pode ser considerada uma primeira tentativa de aliar a evolução do relevo aos processos geoquímicos. Objetivando entender a gênese das peneplanícies da África, os autores tentaram demonstrar o papel do intemperismo na formação daquelas formas de relevo.

Nessa mesma linha de pesquisa destacam-se dois importantes trabalhos, ambos realizados na Amazônia, que tentaram relacionar a dinâmica pedológica à evolução do relevo. LUCAS (1989) realizou um estudo de dois sistemas pedológicos da Amazônia (região Norte de Manaus e a região de Juruti e Trombetas). O autor propôs o entendimento da gênese e funcionamento dos sistemas pedológicos e a sua influência na evolução do relevo, a partir do balanço geoquímico.

Segundo LUCAS (1989) tanto nas coberturas em equilíbrio (região Norte de Manaus); como em desequilíbrio (região de Juruti e Trombetas), o resultado final da evolução constitui-se na perda geral de altitude e conseqüentemente no abaixamento do relevo. No primeiro caso, o abaixamento acontece pelo aprofundamento das próprias coberturas no material de origem, e corresponde às perdas de matéria que acompanham os processos de alteração e exportação de elementos. Nas coberturas em desequilíbrio, a progressão lateral de um sistema de transformação seria o responsável pela perda de altitude somada a uma diminuição da declividade e a um aumento do comprimento das vertentes. Aliado a isso, o desenvolvimento

de fluxos laterais subsuperficiais ao longo das vertentes pôde acelerar a retirada de material em suspensão, acelerando os processos erosivos e, rebaixando, ainda mais, o relevo.

Importantes contribuições também foram dadas por NASCIMENTO et al., (2005) em estudo realizado no Parque Nacional do Jaú, na Média Bacia do Rio Negro. Também utilizando-se do balanço geoquímico, os autores demonstraram a importância da erosão química do solo e dos saprolitos no desenvolvimento de depressões e de rupturas de declive nos baixos platôs numa seqüência Acrissolo-Podzol. Segundo os autores nas zonas de transição entre os dois tipos de solos há intensa liberação de Fe, Al e Si nas águas, principais responsáveis pela ruptura do declive (passagem do convexo para o côncavo) e expansão das depressões em direção aos platôs.

3.2-O significado dos materiais encontrados nos solos

Os solos sempre são produtos in situ, seja pela alteração de qualquer material anteriormente transportado, seja pela alteração de uma rocha in situ. Os materiais originais dos solos que vêm de deposição podem ter gêneses variadas. Tradicionalmente em geomorfologia, a presença de cascalho e linhas de pedra são considerados transporte.

A origem das linhas de pedra é muito controversa e, ainda, mal compreendida. Uma ampla gama de processos alóctones ou autóctones vem sendo apresentados na literatura, na tentativa de explicar suas gêneses. Coube aos geomorfologistas franceses Cailleux e Tricart em 1957 uma primeira interpretação dessas feições. Esses autores as consideraram como um paleopavimento detrítico gerado em climas semi-áridos, cuja presença seria indício de modificações climáticas. Para os autores a localização dessas camadas grosseiras estão associadas a períodos de redução acentuada da cobertura vegetal, durante os quais predominou a ação do escoamento. Em consonância com essa idéia estão os trabalhos de AB'SABER (1966) e RIQUIER (1969). Demais trabalhos relacionam a gênese das linhas de pedra à ação biológica (pedoturbação faunística) (FANIRAN & JEJE, 1983; THOMAS, 1994).

Entretanto estudos mais recentes mostraram que cascalho e linhas de pedra não são, necessariamente, de transporte. Sua formação pode se dar a partir da fragmentação de veios. Esse processo ocorreria em áreas de ocorrência de veios de quartzo, onde a ação do intemperismo sobre eles atuaria de forma mais lenta devido a sua maior resistência. Com isso haveria incorporação desses veios no perfil de solo a ponto de formar linhas de pedra (RIQUIER, 1969; COLLINET, 1969; LECOMTE, 1988). FANIRAN & JEJE (1983)

explicam que os produtos da alteração, mais móveis, são removidos em solução ou através da percolação subsuperficial vertical ou horizontal, enquanto que os minerais como o quartzo, o zircônio, o rutilo, mais resistentes ao intemperismo, acumulam-se juntamente com o ferro mobilizado, que se torna oxidado e endurecido com a exposição da superfície do solo. Em trabalho realizado em solos ferruginosos do planalto da Amazônia, LUCAS et al., (1990) atestaram que as linhas de pedras existentes na área consistem de nódulos ferruginosos que se formaram in situ durante o processo de rebaixamento geoquímico.

3.2.1-Geoquímica das formações superficiais: mobilidade geoquímica de elementos traços no manto de intemperismo

TAYLOR & ENGGLETON (2001), demonstram a importância dos minerais pesados na identificação da gênese de materiais (solo), uma vez que muitos deles tendem a se conservar durante o intemperismo. Além de dar características aos materiais esses minerais permitem também interpretações sobre a natureza autóctone/alóctone dos materiais, auxiliando na identificação dos processos maiores dominantes em função dos elementos concentrados ou exportados ao longo da evolução dos perfis. As interpretações partem do princípio de que os elementos químicos possuem diferentes susceptibilidades ao transporte químico (solubilidades diferentes) e ao transporte físico (granulometrias diferentes). Por terem alto peso específico apresentam tendência a se concentrarem em camadas à medida que eles são erodidos, transportados e depositados. Segundo FRIEDRICH et al., (1992), o grau de intemperismo de minerais pesados geralmente aumenta da parte inferior para a parte superior do perfil in situ e a mistura de grãos fortemente intemperizados e menos intemperizados de uma espécie de mineral também pode indicar retrabalhamento e transporte.

O Ti, Th e Zr são elementos que ocorrem em minerais muito resistentes ao intemperismo no ambiente pedológico (HUTTON, 1977). Nos perfis Lateríticos formados in situ, é normal encontrar teores mais elevados destes elementos no solo do que na alteração ou na rocha matriz. Dentre esses elementos, o Zr pode ser considerado o menos solúvel e conseqüentemente menos móvel (CORNU et al., 1999).

Os óxidos de titânio são considerados mais facilmente intemperizáveis nos solos do que o zircão. O titânio é liberado pelo intemperismo dos minerais primários como anatásio. Pesquisas realizadas nos últimos anos demonstraram, que em certos ambientes o Ti pode tornar-se instável e sofrer processos de dissolução (CORNU et al., 1999). Algumas evidências

e indicações da mobilidade foram apresentadas por alguns autores: a presença de Ti na forma de gel e como constituinte de minerais secundários como as caulinitas (MALENGREAU et al., 1995); o intemperismo do rutilo e da ilmenita e a precipitação do Ti como anatásio (CORNU et al., 1999); concentrações menores do que as esperadas em balanços de massa de perfis Lateríticos (LUCAS, 1989); identificação de altas concentrações de Ti nas plantas (MITCHEL, 1954), e a presença de Ti nas águas dos rios (LIVINGSTONE, 1963). Destaca-se também a possibilidade ainda que reduzida de mobilização do Ti como complexo organo-metálico (CORNU et al., 1999) e o predomínio de Ti nas frações de menor granulometria dos solos, o que o torna mais vulnerável ao transporte particulado (CORNU et al., 1999).

A ocorrência do zircão em solos como mineral residual está ligada ao seu caráter altamente inerte ao intemperismo, tendendo a se concentrar nos horizontes superiores da maioria dos solos pela dissolução e subsequente remoção dos constituintes mais alteráveis (ALLEN & HAJEK, 1989; MILNES & FITZPATRICK, 1989). Entretanto, evidências e indicações de mobilidade do Zr também foram encontradas: a detecção de Zr nas águas dos rios e mares indica a existência de um ciclo do Zr (HODSON, 2001). KIMURA & SWINDALE (1967) sugeriram que o Zr pode ser lixiviado por queluviação a partir dos horizontes superficiais de solos do Havaí. COLIN et al., (1993) afirmam que o zircão pode ser instável em meios muito ácidos, como nos podzóis. Esses autores interpretaram a presença de grãos de zircão arredondados, encontrados apenas nas partes superiores dos perfis, em coexistência com grãos angulosos, encontrados também na rocha e na alterita, como evidência de transporte físico ao longo de uma vertente. Entretanto dentre os elementos Th, Ti e Zr, esse último parece ser o menos móvel (HODSON, 2001). O fato deste elemento aparecer principalmente em frações de maior granulometria (areia fina e silte) e entrar preferencialmente na composição de um único mineral ao longo de toda seqüência de intemperismo, contribuem para sua menor mobilidade em comparação com o Th e o Ti (FRITSCH et al., 2007).

Estudos da relação Zr/Ti ao longo dos perfis de alteração permitem demonstrar o aumento da concentração de Zr em relação ao Ti rumo ao topo dos perfis HUTTON (1997).

O Th em condições lateríticas apresenta mobilidade geoquímica baixa, entretanto em condições ácidas e na presença de ácidos húmicos, pode ser transportado em solução coloidal adsorvido em argilas e óxidos de Fe (DICKSON & SCOTT, 1997) e colóides orgânicos (VIERS et al., 1997).

TAYLOR & ENGGLETON (2001) e RESENDE et al., (2002) destacam que geralmente quando a distribuição de espécies minerais resistentes apresenta-se suave e contínua ao longo do perfil indica um intemperismo gradativo, enquanto que variações bruscas devem indicar diferenças no material de origem ou diferentes fases de deposição, caso o material seja transportado. Entretanto, estes autores ressaltam que a distribuição indica, mas não prova, se as diferenças encontradas são devido ao intemperismo ou às diferenças no material de origem, podendo reproduzir variações morfológicas. TAYLOR & ENGGLETON (2001) complementam essa colocação ao exporem que, ao considerar-se uma acumulação absoluta ou relativa ou depleção de certos elementos, tem que se assumir que há alguns minerais que permanecem inalterados durante o intemperismo. Contudo, em determinadas condições, elementos como Zr e o Ti, considerados os mais inertes durante o intemperismo, podem se mobilizar.

3.3-Os processos de lateritização e Podzolização: relações com a evolução do modelado

Nas condições tropicais úmidas a lateritização constitui-se no processo dominante responsável pela formação do solo. Caracteriza-se pela acumulação residual de ferro e alumínio, com significativa perda de sílica e elementos mais solúveis como os alcalinos e alcalinos-terrosos, através da drenagem livre; bem como possíveis neoformações de outros minerais, tais como a caulinita. As condições climáticas do meio tropical úmido e as condições do meio geoquímico (drenagem livre ou parcialmente livre, pH moderadamente ácido) conduzem à via de alteração hidrolítica, que caracteriza-se por forte dessilicatização dos minerais primários (MELFI & PEDRO, 1977). Na alteração hidrolítica em áreas de pluviosidade elevada e boa drenagem os cátions básicos e o Si são mobilizados. A exportação dos primeiros é total e a do Si tem como principal fator de controle o grau de abertura do meio: Se os meios são abertos, sua exportação pode ser total (hidrólise total); se os meios são parcialmente abertos, parte do Si pode neoformar com o Al, argilominerais de baixa atividade (monossilatização). No primeiro caso, ocorre a solubilização total da sílica, permanecendo os elementos menos móveis (ferro e alumínio) que se precipitam, dando origem aos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio (goethita, hematita, gibsitita) (FRITZ & TARDY, 1974). No segundo caso, parte da sílica e a totalidade dos cátions são mobilizados e lixiviados do sistema; a parcela de sílica não exportada pela drenagem apresenta-se em forma de quartzo residual não alterado (DELVIGNE, 1965) e em forma de argilas neoformadas 1:1, como caulinita e halloysita, resultantes da recombinação do alumínio e da sílica presentes no

sistema (LUCAS et al., 1996). As lateritas se formam em meios predominantemente oxidantes. Os complexos organometálicos podem se formar nos horizontes mais superficiais, mobilizando Si, Fe e Al mas são bloqueados ainda no topo do perfil (LUCAS et al., 1996), onde a matéria orgânica sofre mineralização ou é adsorvida pelas argilas (BRAVARD & RIGHI, 1990).

Os podzóis caracterizam-se por apresentarem perfis com forte diferenciação vertical, diagnosticados pela presença de um horizonte espódico, onde se acumulam matéria orgânica e compostos organo-metálicos ou inorgânicos de Fe e Al (PETERSEN, 1984, LUNDSTROM et al., 2000). Sobre os horizontes espódicos existe um horizonte eluvial (A ou E), arenoso que nos podzóis gigantes pode ultrapassar 10 m de espessura. O mecanismo principal na gênese dos podzóis é denominado de ácido-complexólise, e conjuga ambiente ácido (pH entre 3 e 5) com a ação complexante dos ácidos orgânicos, criando condições favoráveis para a mobilização do Fe, do Al e da matéria orgânica. Os ácidos orgânicos formados pela decomposição da matéria orgânica acumulada na superfície do solo (BUOL et al., 1997) e pela transpiração de raízes, fungos e microorganismos (LUNDSTRÖM et al., 2000) reduzem o pH do meio, dando início ao processo de acidólise. Esses ácidos têm a capacidade de complexar o ferro e o alumínio, deixando-os dissolvidos e mobilizados no solo (TOLEDO et al., 2000); a partir da alteração e solubilização dos constituintes primários do solo (MELFI & PEDRO, 1978). Os produtos da complexação são, então, eluviados e precipitados no horizonte Bh em fases pobremente cristalinas e inorgânicas de Fe, Al e Si (LUNDSTRÖM et al., 2000). O resíduo dessa alteração agressiva é o quartzo, constituinte quase exclusivo do horizonte E, uma vez que o Si é o elemento menos solúvel nesse ambiente. As águas que drenam os podzóis são coloridas pela matéria orgânica (águas pretas), apresentam teores de Al bem mais elevados do que os das águas que drenam as lateritas e teores de Si ligeiramente inferiores.

As transformações químicas que ocorrem nos solos, por meio da podzolização e lateritização podem promover importantes mudanças no modelado do relevo. Isso foi bem demonstrado por LUCAS (1989) ao estudar um sistema de solo Laterítico-Podzol na região de Manaus. Nas coberturas lateríticas, segundo o autor, a acumulação relativa de ferro e alumínio, no conjunto superior da cobertura pedológica, em relação ao inferior, implica em um significativo aprofundamento do perfil sobre os sedimentos (rocha-mãe), sendo, portanto, considerada indício do rebaixamento vertical da paisagem. Baseando-se na exportação de solutos para fora das bacias hidrográficas da região de estudo, LUCAS (1989) estimou a

velocidade de rebaixamento da paisagem (cerca de 20 cm/100.000 anos) e a perda de altitude da rocha necessária para se formar o perfil estudado (cerca de 40 m.).

No limite de penetração do sistema de solo Podzol no sistema de solo Laterítico, o desenvolvimento dos fluxos laterais e subsuperficiais estabelecidos pelo avanço remontante da frente de transformação podzolizante, seriam os principais responsáveis pela perda de altitude, diminuição da declividade e aumento do comprimento das vertentes (LUCAS, 1989). Resultado semelhante também foi observado na Bacia do Rio Jaú (AM), por NASCIMENTO, BUENO & FRITSCH (2005). Segundo os autores, mudanças na forma do segmento da encosta com passagem do convexo ao côncavo, foram observadas no limite de penetração da frente Podzolizante sobre o sistema de solo laterítico, mesmo local que também apresentaram as maiores perdas dos elementos químicos - Al, Fe e Si.

Entretanto, no meio tropical, a maior perda de volume está vinculada ao processo de lateritização (LUCAS, 1989) do que com a podzolização (LUCAS, 1989; BUENO, 2009), uma vez que este último processo é menos subtrativo do que o primeiro, pois se dá sobre materiais já fortemente empobrecidos em Fe e argila. Assim a podzolização parece estar mais ligada à retificação da encosta pelo remonte da frente de transformação sobre as formações lateríticas (NASCIMENTO, 2010).

4-MATERIAIS, PROCEDIMENTOS E MÉTODO

4.1. Contextos geológico, morfo-estrutural e geomorfológico

A identificação destes contextos teve como base a pesquisa bibliográfica, estudos de campo e elaboração de mapas de serviço.

A pesquisa bibliográfica foi realizada visando entender os principais trabalhos a propósito da geologia e geomorfologia. Para o texto apresentado nesta tese, dada a diversidade de trabalhos e de opiniões sobre tais contextos, escolheram-se aqueles que trouxeram os principais modelos de interpretação e que são os atualmente aceitos para se compreender a evolução da grande morfo-estrutura do Espinhaço Meridional.

Os estudos de campo foram realizados em diferentes etapas e com diferentes níveis de detalhe. O primeiro reuniu quase toda a equipe de trabalho e objetivou o reconhecimento geral da área e a escolha de um setor para proceder-se aos estudos de detalhe. Assim é que, pelas características observadas na bacia do alto Rio Preto, concordou-se que os estudos de detalhe seriam aí desenvolvidos. Tal setor apresenta uma fisiografia, geologia e pedologia relativamente complexa, mas, encerra os diferentes indicadores (cauraças ferruginosas, morfologia cárstica, níveis fortemente impregnados por matéria orgânica, depósitos sedimentares neogênicos) da evolução da paisagem e que podem ser estudados com maior segurança pelos procedimentos propostos. O segundo trabalho de campo foi de semi-detulhe: escolheu-se a localização da topossequência e levantou-se a sua topografia; realizou-se uma série de caminhamentos, em montaria, para o reconhecimento de semi-detulhe da bacia do alto Rio Preto e instalaram-se, descreveram-se e coletaram-se as amostras dos solos de 3 trincheiras, seguindo os procedimentos de BOULET et al., (1982). Nos demais trabalhos de campo os estudos foram, apenas, de detalhe e pautaram-se por completar os trabalhos iniciados na segunda missão de campo (descrição e desenho da projeção da topografia), coletar amostras e instalar equipamentos para a coleta de água de tensão zero dos solos.

Os mapas de serviço foram elaborados para dar apoio aos trabalhos de campo, e como produtos temáticos, para o entendimento da evolução da paisagem. Nesta tese se utilizou tais mapas para a escolha do sítio de estudo apropriado, ou seja, para a escolha da topossequência. Tais mapas foram realizados usando-se de uma base cartográfica do IBGE, a partir das cartas topográficas de Carbonita (SE-23-X-D-IX) e Rio Vermelho (SE-23-Z-B-I) na escala 1:100.000. As curvas de níveis e a rede de drenagem foram digitalizadas utilizando-se do software AutoCad, versão 2008. Posteriormente, essas informações foram importadas para o

software CorelDraw, versão 12, para a junção das folhas e acabamento final. Acrescentaram-se a essa base os temas de interesse: geologia, morfo-estrutura e níveis topográficos sobre os quais foram plotados os topos com o fim de se identificar as superfícies geomorfológicas.

O mapa da geologia da Bacia do Rio Preto foi elaborado com base no mapeamento geológico já existente, realizado pelo Projeto Espinhaço em 1996, com apoio da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), COMIG (Companhia Mineradora de MG) e do Governo do Estado. As folhas utilizadas foram Carbonita (SE-23-X-D-IX) e Rio Vermelho (SE-23-Z-B-I) com escala 1:100.000, disponibilizadas no site do IBGE.

4.2- Topografia da topossequência e estudos dos solos

O trabalho possui suas bases ancoradas no método da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica proposto por BOULET et al., (1984) que baseia-se nos estudos dos diferentes tipos de organização dos solos nas dimensões bi e tridimensionais, desde a escala da paisagem, até a escala microscópica, em campo e em laboratório. Tal método permite identificar não apenas as sucessões verticais observadas nos perfis, como também, as organizações laterais das coberturas de solos. Permite, ainda, via estudo das relações geométricas, propor a cronologia de instalação das organizações dos solos e, de maneira ampliada, possibilita estabelecer a cronologia de instalação dos diferentes sistemas de solos.

Neste trabalho estudaram-se os solos em topossequência, a linha de maior extensão desde o divisor de águas até o canal fluvial. Para a escolha e implantação da topossequência foram realizados estudos prévios da área com auxílio dos mapas de serviço referenciados acima. No campo seguiu-se uma linha que “corta” perpendicularmente as curvas de nível, indo do topo em direção da base de uma vertente. Ao longo desse eixo realizou-se, primeiramente, o levantamento topográfico detalhado, com o auxílio do clinômetro e de uma trena. Em seguida procedeu-se ao estudo pedológico, efetuando-se as tradagens, que orientaram, posteriormente, a abertura das trincheiras. Essas últimas permitiram o estudo detalhado das transições laterais e a observação detalhada dos materiais. Na topossequência estudada foram realizadas 19 tradagens e 9 trincheiras. Tal estudo permitiu identificar os sistemas de solos, cuja evolução é chave na interpretação da configuração morfológica atual da vertente.

Descrições morfológicas dos solos na topossequência e a coleta de amostras foram os passos posteriores à implantação da topossequência. Tais descrições, baseadas em BOULET et al (1984), visaram entender as relações geométricas entre as diferentes organizações dos

volumes do solo. Após o levantamento da topografia da vertente esta foi desenhada usando o software Excel. Na projeção dessa topografia plotou-se os dados da descrição de campo. A partir desse estudo levantaram-se uma série de hipóteses de trabalho que para serem comprovadas ou refutadas demandaram uma série de estudos dos materiais dos solos em laboratório: micromorfologia ao microscópio óptico; granulometria, análise química total por fluorescência de RX; mineralogia ao FT-IR e por reflectância difusa e análises do complexo sortivo.

4.3- Estudo dos materiais

Nos solos os indicadores para se entender os processos e mecanismos da alteração e da pedogênese, passados e atuais, são os materiais e as relações que existem entre eles (morfologia e diversidade dos materiais grosseiros, minerais de argila, matérias orgânicas) (NASCIMENTO, 2009). Seus estudos são importantes, pois, o conhecimento dos materiais e dos mecanismos possibilitam interpretações e demonstrações quanto à evolução dos sistemas de solos na topossequência e, por extensão, da evolução da vertente (NASCIMENTO, 2010). Outras hipóteses foram levantadas em cada etapa analítica. Desse modo foram escolhidas algumas técnicas laboratoriais que permitissem comprová-las ou refutá-las. Isto é, as primeiras hipóteses foram levantadas com as informações fornecidas pelos trabalhos de campo e a partir da descrição dos solos em topossequência. Cada hipótese levantada foi testada sucessivamente o que requereu o incremento, a cada etapa, de um novo procedimento analítico, até poder-se demonstrar ou refutar a hipótese geral.

4.3.1- Análises Micromorfológicas ao Microscópio Óptico

Constitui-se numa técnica que permite observar a morfologia dos solos em escala microscópica. Possibilita identificar os constituintes do solo; definir as relações existentes entre esses constituintes (tipos de organização, hierarquia e cronologia das organizações (CASTRO, 2003).

Essa técnica requer amostras de solos indeformadas e orientadas que são, posteriormente, endurecidas por impregnação com resina, cortadas em monólitos e transformadas em lâminas delgadas. Esses materiais são, então, observados, utilizando-se lupas e/ou microscópios ópticos polarizadores. O procedimento de impregnação e corte foi realizado no LAFS (Laboratório de Análises de Formações Superficiais-IGCE/ UNESP-Rio

Claro-SP) e o desbaste e acabamento final das lâminas foram realizados na UFOP (Universidade Federal de Ouro Preto- MG). As lâminas de solos foram observadas em microscópio ótico Zeiss Axioskop 40.

4.3.2-Granulometria

A importância da análise granulométrica para o desenvolvimento do trabalho reside no fato de que ela dá indicações a propósito do estágio de desenvolvimento do perfil. Não é um critério definitivo, mas, a depender dos materiais originais e da geometria da distribuição das frações granulométricas na topossequência pode-se inferir a medida do desenvolvimento dos solos e informar se existem mudanças de materiais de origem ao longo da topossequência, que, por sua vez, pode sugerir aloctonia e/ou autoctonia dos materiais de origem dos solos (NASCIMENTO, 2010.).

As análises granulométricas foram realizadas no LAFS (Laboratório de Análises de Formações Superficiais (IGCE/ UNESP-Rio Claro-SP) segundo o método da pipeta de Robinson modificado por CAMARGO et al., (1986). Os intervalos granulométricos considerados foram: areia grossa (2-0,2mm); areia fina (0,2-0,05mm); silte (0,05-0,002mm) e argila (menor que 0,002mm). E para a determinação das classes texturais seguiu-se o triângulo proposto pelo Instituto Agrônomo de Campinas (IAC). Nas amostras que necessitaram de pré-tratamento para remoção da matéria orgânica, utilizou-se H_2O_2 (água oxigenada) e banho-maria numa temperatura em torno de 30 a 40°C.

4.3.3-Análise química total por Fluorescência de Raios-X (FRX)

Essa análise possibilita determinar a quantidade relativa de elementos maiores e em traços no solo. De posse desses dados é possível identificar os processos maiores, dominantes, assim como as evidências de concentração ou exportação dos elementos, ao longo do perfil e da topossequência (NASCIMENTO, 2010). Tais dados permitem, ainda, indicar a ocorrência de transporte de material particulado e podem fornecer balanços de massa dos perfis.

As amostras de solo foram moídas numa granulometria de até 150 mesh e posteriormente analisadas por Fluorescência de RX. As análises foram realizadas no laboratório Actlabs, em Ancaster, Canadá.

4.3.4- Análises Mineralógicas por Infravermelho com Transformada de Fourier (FT-IR)

Permitem identificar os minerais na fração argila dificilmente acessíveis por difração de Raio-X. Fornecem também informações sobre sua estrutura, natureza e grau das substituições isomórficas, grau de cristalinidade, quantidade dos minerais e sobre as propriedades morfológicas dos cristais (FARMER, 1964; RUSSELL & FRASER, 1994; PANSU & GAUTHEYROU, 2003; BALAN et al., 2006a; BALAN et al., 2006b).

No que se refere ao desenvolvimento deste trabalho essa análise revestiu-se de importância, uma vez que permitiu acompanhar a evolução mineralógica, a quantidade e a cristalinidade relativa, verticalmente nos perfis de solos e lateralmente na topossequência, através da análise da morfologia e intensidade dos picos. A análise dos dados pôde revelar as descontinuidades verticais e laterais que podem ser interpretadas como diferenças nos materiais de origem ou nos processos e mecanismos que atuaram nos solos. Essas análises contribuíram para responder as questões em aberto que não foram elucidadas com os procedimentos anteriores.

As análises foram realizadas no LAFS (Laboratório de Análises de Formações Superficiais (IGCE/ UNESP-Rio Claro-SP). Para a elaboração das pastilhas as amostras de solo, moídas, foram misturadas com KBr, homogeneizadas em almofariz de ágata e submetidas a pressões em prensa manual. Posteriormente foram submetidas a radiação na faixa do MIR (250 a 4000cm⁻¹), utilizando-se um espectômetro Varian 640-IR, FT-IR. Os resultados finais foram tratados e representados graficamente com o auxílio do programa Kaleida Graph.

4.3.5- Análises Mineralógicas por Espectroscopia por Reflectância Difusa (DRS)

Auxilia na identificação e semiquantificação de óxidos e oxihidróxidos de ferro nas argilas, solos e sedimentos (CORNELL & SCHERTMANN, 1996). As análises foram realizadas no NUPEGEL-ESALQ/USP, utilizando-se um aparelho espectômetro Varian Cary 5E-US-VIS-NIR, e tiveram como referência a faixa da EPT (Transição de Par de Elétrons). Os picos de absorção registrados na faixa da EPT entre 485 e 499 nm foram atribuídos à goethita, enquanto os picos entre 521 e 565 nm referem-se à hematita.

4.3.6-Análise química do complexo sortivo

Essas análises permitem o reconhecimento das condições químicas que regulam os processos pedológicos. Compreende a determinação dos cátions trocáveis, (Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ , Al^{+3} , P^{+3}), do pH (em H_2O e KCl), do carbono orgânico, do nitrogênio total, da soma H^+ Al , e o cálculo da Soma de bases e determinação da capacidade de troca catiônica (CTC). Os cátions trocáveis fornecem informações sobre a composição do complexo de adsorção do solo. A soma dos cátions básicos (Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ e Na^+) resulta nos valores da soma de bases (SB). Os valores da Soma de bases mais os cátions Al^{3+} e H^+ refere-se à CTC que é definida como a quantidade máxima de cátions que um solo pode adsorver. A determinação do carbono orgânico é usada para medir o teor de matéria orgânica e para o cálculo C/N. Essa relação é importante como indicadora do índice de humificação dos solos que é função da atividade biológica, responsável pela decomposição da matéria orgânica. Permite ainda a classificação dos tipos de matéria orgânica: mull (C/N entre 8 e 15), moder (C/N entre 15 e 25) e mor (C/N maior que 25).

Essas análises foram realizadas pelo laboratório do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa-UFV/MG. Para a determinação do Na, K e P foi usado o Extrator de Mehlich. As extrações do Ca, Mg, e Al e do H^+ Al foram determinadas através do extrator KCL (1mol/L) e acetato de cálcio 0,5mol/L a pH 7, respectivamente. O carbono orgânico foi obtido pela oxidação da matéria orgânica por dicromato de potássio em ácido sulfúrico e o nitrogênio pela digestão em ácido sulfúrico.

4.3.7-Função transporte

A função transporte, também denominada de balanço de massa, marca a mobilidade ou não dos elementos em função das transformações mineralógicas e geoquímicas, decorrentes das mudanças nos sistemas de alteração e pedogênese, no decorrer da evolução das coberturas de solos (CHADWICK et al., 1990). É calculada a partir da variação dos teores de um dado elemento, tendo como referência, um outro, de natureza invariante (CHADWICK et al., 1990). Essa função revela, portanto, as perdas e ganhos do elemento dentro das coberturas de solo (CHADWICK et al., 1990).

O ganho ou perda relativa dos elementos (j) nos perfis estudados foi determinado pelo fator do balanço de massa segundo a equação proposta por CHADWICK et al., (1990):

$$\tau_{j,w} = (\text{C}_{j,w} / \text{C}_{i,w}) / (\text{C}_{j,p} / \text{C}_{i,p}) - 1$$

Essa equação corresponde à taxa de concentração do elemento químico que se deseja avaliar (j) em relação ao elemento químico invariante (i) em um material intemperizado considerado (w) comparado ao conteúdo desses mesmos elementos no material de origem (p), menos 1. A concentração desses elementos no material de origem (p) é uma referência e, então, assimilado a uma constante. O fator do balanço de massa menor que 1 refere-se à perda do elemento químico avaliado (j), enquanto o fator de balanço de massa superior a 1 revela ganho desse mesmo elemento. O elemento químico usado como invariante nesse estudo foi o zircônio, pois menos móvel, e o material de origem foi o metarenito micáceo (TR2).

5-RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1-ESTRUTURA DOS SISTEMAS DE SOLOS

5.1.1- Morfologia de campo

As organizações pedológicas estão representadas bidimensionalmente na figura 2. Com aproximadamente 180 m de extensão total, a topossequência apresenta altitudes variáveis entre 1352 m a 1344 m, na montante e na jusante, respectivamente. De TR1 a TR6 a morfologia da encosta apresenta forma convexa; de TR6 em direção da jusante torna-se levemente côncava. Os horizontes estudados foram agrupados dentro de dois sistemas de solos, um localizado na montante e outro na jusante e estão distribuídos conforme suas características, em três compartimentos na topossequência, denominados I, II e III.

O compartimento I tem início em TR1 estendendo-se até a TR4 (figura 2). Compreende o setor da montante da topossequência; é formado por um conjunto de horizontes de cor amarelo-avermelhada. O compartimento II engloba o trecho de TR4 até a TR9 (figura 2). Constitui-se num setor de transição na topossequência, com características tanto do compartimento I como do III. A distribuição dos horizontes nesse compartimento é bastante peculiar: seqüência de horizontes amarelo-avermelhados intercalados por horizontes fortemente impregnados por matéria orgânica. De TR9 prolongando-se até o final da topossequência localiza-se o compartimento III (figura 2), compreendendo o setor de jusante. Representa um conjunto de horizontes fortemente impregnados por matéria orgânica intercalados por níveis eluviais descontínuos, sobrepostos a materiais grosseiros arredondados encontrados na base do perfil. A distribuição e as características dos conjuntos de horizontes em cada compartimento revelaram particularidades que podem permitir levantar hipóteses quanto à gênese e evolução destes.

A descrição dos horizontes da topossequência será feita por compartimento e da base para o topo dos perfis de solo.

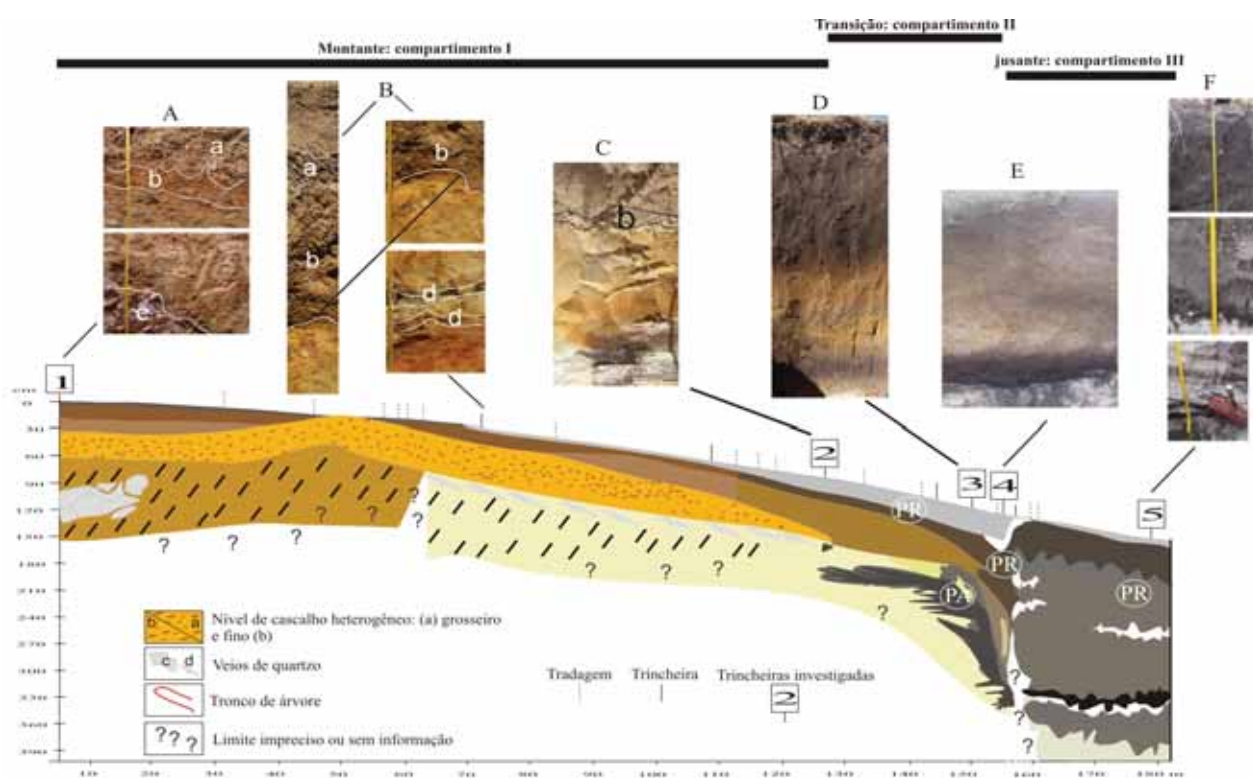


Figura 2: Organização dos sistemas de solo na topossequência

Legenda da figura toposseq.

Domínio de Alteração

Sistema oxidante

IC Alternância de filito e metarenito alterado com textura petrográfica

IIC Metarenito alterado com textura petrográfica

Sistema hidromórfico

IIC Metarenito alterado com textura petrográfica; hidromorfia

IIIC/E Sedimentos recentes (arcias, grânulos orgânicos, cascalhos, tronco); hidromorfia

Sistema hidromórfico/Podzolizado

Bh/IIC Bruno acinzentado a preto (10YR3/1; 2/1); Mo penetra entre as bandas do metarenito alterado e envolvendo os grãos de quartzo da matriz

Domínio Laterítico

Horizontes lateríticos

A11 Bruno (10YR5/3); arenoso; granular

A12 Bruno amarelado (10YR5/6 a 5/4); arenoso; maciço/granular com grãos soltos.

A/B Bruno amarelado (10YR5/6); arenoso; maciço/granular; canais preenchidos por Mo

B1/Bs Brunado (5YR5/6; 7.5YR5/6); domínios com Mo (10YR4/2); pontuações (2.5YR4.5/3); arenoso; maciço/granular;

B/IIC Amarelo (10YR7/6; 7/8); manchas empretecidas; arenoso; maciço

Domínio Podzolizado

Horizontes espódicos

Bh1 Empretecido (10YR 4/3) com domínios amarelos (10YR7/6); arenoso; Mo envolvendo os grãos de quartzo; maciço, poroso

B/Bhs Bruno empretecido (7.5YR3/2) a bruno; arenoso; maciço/granular; poroso; com raízes; Mo impregna o horizonte envolvendo os grãos de quartzo.

Bhs Bruno empretecido a bruno acinzentado (10YR3/3; 3/1; 4/2); Mo em grãos e envolvendo o quartzo; arenoso; maciço/granular; poroso; com raízes

Bh/Bhs Brunado (10YR5/3), arenoso; maciço/grãos soltos; grânulos de Mo; poroso

Bh2 Preto (10YR 2/1); Mo em grãos e envolvendo o quartzo; arenoso; maciço/grãos soltos; muito poroso; figuras de eluviação (10YR7/2)

Bh3 Cinza brunado a preto (10YR5/2; 2/1); Mo em grânulos; areia fina; grãos soltos; poroso; figuras de eluviação (10YR7/1)

Bh/E Empretecido (7.5YR7/0); arenoso; grãos soltos; Mo em grãos e envolvendo o quartzo, muito poroso

Bhs/E Cinza claro (10YR4/2, 3/1); arenoso; grãos soltos; Mo em grãos e envolvendo o quartzo, muito poroso

Horizontes álbicos

AE Branco a cinza escuro (10YR8/2; 4/1), (Ae1) bruno claro a acinzentado (10YR6/3; 7/1), (Ae2); acinzentado (10YR6/1), (Ae3); arenosos, grãos soltos de quartzo lavado, e grânulos de Mo; muito poroso, com raízes

E Cinza claro e bruno acinzentado (10YR7/1; 5/2); muito arenoso (areia fina, perfil 4, areia grossa, perfil 5); grãos soltos de quartzo lavado; e grânulos de Mo; muito poroso com raízes

5.1.1.1 -Compartimento I

Apresenta certa complexidade quanto aos materiais de origem dos solos. A figura 2 mostra, em princípio, dois tipos de materiais de origem: metarenito intercalado com filito e metarenito micáceo. Em virtude da heterogeneidade do material de origem que compõe esse compartimento optou-se por dividi-lo em dois setores: montante (a) e jusante (b). A montante estende-se até T19 e representa o setor composto por metarenito intercalado com filito (figura 2). A jusante compreende o setor do metarenito micáceo que vai de T19 até TR4 (figura 2).

a) Setor de montante do compartimento I

Alteração do Metarenito intercalado com Filito/Veio de Quartzo

Estende-se da TR1 até a T19 (figura 2), conserva textura petrográfica e estrutura litológica. Na base o horizonte possui granulação fina com predomínio de minerais de argila cauliníticos bem cristalizados, traços de gibsita (figura 3a), goethita e traços de hematita (figura 3b), predominantemente.⁴ Apresenta coloração variada em fases justapostas: amarelas clara (10YR8/4), amarela-brunada (10YR 6/8), e bruno-avermelhada escura (5YR 3/4). Em transição abrupta passa-se a um veio de quartzo.

Veio de quartzo

O veio vai de TR1 até aproximadamente T5 (figura 2). Constitui-se por blocos quartzosos, cujas faces apresentam sinais de ferruginização.

No topo, acima desse veio os materiais têm coloração heterogênea vermelha clara (2,5YR6/8), amarelo-avermelhada (2,5YR5/8); bruno-amarelada (10YR5/8) e amarela pálida (10YR8/3). Apresenta textura petrográfica e textura arenosa (presença de areia grossa de quartzo ferruginizado e grande quantidade de materiais micáceos). A mineralogia da argila ao FT-IR é caulinítica e gibsítica, com picos menores e com diminuição da cristalização da caulinita (figura 3a). Ao DRS, goethita e traços de hematita (figura 3b). Apresenta limite abrupto com o horizonte superior.

⁴ A mineralogia dos materiais descritos foi avaliada por FT-IR e DRS

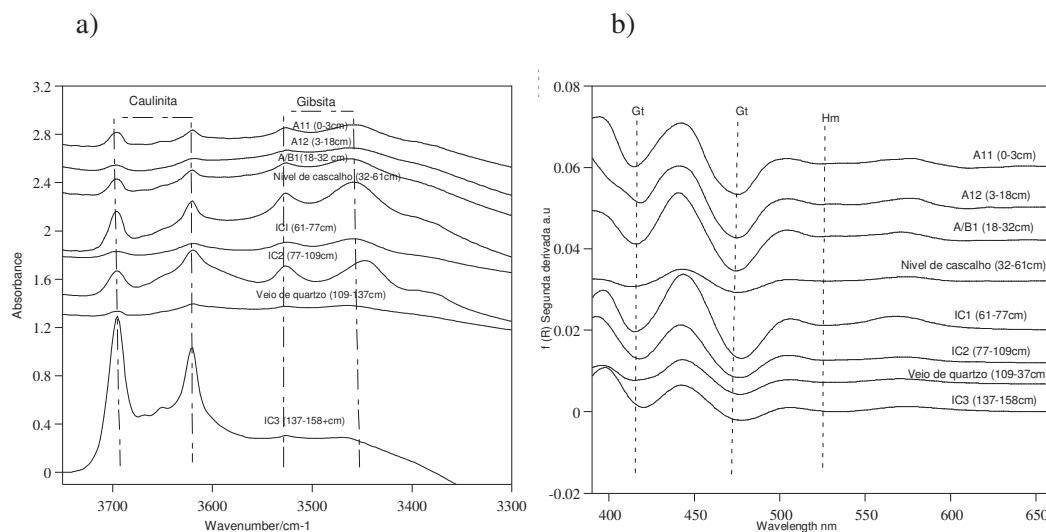


Figura 3: Espectros FT-IR (a) e DRS (b), perfil TR1

Interpretações:

O metarenito intercalado com filito constitui-se numa rocha metamórfica, pertencente à Formação Sopa Brumadinho (Supergrupo Espinhaço) que recobre a área de estudo. De maneira geral a alteração da fase filitosa produz grande quantidade de materiais argilosos, os quais podem explicar a intensidade do pico da caulinita. O aumento na quantidade de materiais arenosos grosseiros no topo do horizonte pode estar associado à fragmentação do veio de quartzo, que nesse nível da alteração adentra tal horizonte. A bibliografia aponta que os veios de quartzo, muito comuns na Serra do Espinhaço Meridional, são hidrotermais, resultantes do evento metamórfico e deformacional ocorrido no Ciclo Brasileiro (CHAVES et al., 2003). Os materiais avermelhados e as evidências de ferruginização nas faces dos quartzos do veio e nas areias grossas indicam que essa alteração se processa em ambiente oxidante de um sistema lateritizante. De fato tal lateritização é demonstrada pela presença dos minerais cauliníticos, goethíticos, traços de gibsita e hematita.

Nível de cascalho heterogêneo

Esse nível de cascalhos também prolonga-se nos dois setores do compartimento. Inicia em TR1, aflora na superfície entre T3 e T5 antes de TR4 (figura 2). Compreende materiais de composição e tamanhos heterogêneos: desde quartzos ferruginizados, fragmentos de couraça ferruginosa, quartzos não ferruginizados até quartzitos. Esses materiais encontram-se em meio

a uma matriz de cor heterogênea: bruno-amarelada (10YR5/6), bruno-empretecida (7,5YR5/8) e amarelo-brunada (10YR6/8). Tal matriz apresenta estrutura granular e textura arenosa. A mineralogia predominante ao FT-IR é caulinítica e gibsítica (figura 3a), com picos de pequena intensidade. E ao DRS, traços de goethita (figura 3b). O limite com o horizonte superior (A/B1) se faz de forma abrupta.

Interpretações:

Diferentemente do veio, esse nível de cascalho, pela heterogeneidade mineralógica e de tamanho dos cascalhos não apresenta ligação com o primeiro. Tais características podem estar sugerindo aloctonia de tais materiais.

O fato desse nível de cascalho aflorar em superfície (T3 e T5) e em seguida mergulhar na direção de jusante dá a ele um caráter morfológico complexo. Essa morfologia complexa sugere a existência de um antigo modelado, diferente do atual. De fato no setor de T5 o nível de veio, em blocos maiores, desaparece, sugerindo que no passado o veio de quartzo aflorava em superfície e sustentava uma topografia um pouco mais elevada nesse setor. Disso decorre que o nível de cascalho heterogêneo acompanhou essa antiga morfologia sustentada pelo veio de quartzo.

As cores da matriz do horizonte cascalhento indicam certa acumulação de matéria orgânica já nesse nível do compartimento I.

Horizonte A/B1

É comum aos dois setores do compartimento (montante e jusante). Inicia em TR1, desaparecendo em T3 (figura 2), mesmo ponto em que o cascalho heterogêneo alcança a superfície. A cor varia de bruno-amarelada (10YR5/6), na montante, à vermelho-amarelada (5YR4/6), na jusante. A textura é arenosa. A estrutura é maciça e se desfaz em granular. O horizonte é bastante poroso com alguns canais preenchidos por matéria orgânica. A mineralogia ao FT-IR é caulinita mal cristalizada e gibsita (figura 3a), e ao DRS, goethita e hematita, com intensidade maior em relação ao horizonte inferior (figura 3b). Transiciona para o horizonte superior (A12) de forma gradual.

Horizonte A12

Inicia em TR1, desaparece, aproximadamente, em T3 (figura 2). É um horizonte de coloração heterogênea, bruno-amarelada (10YR5/6 a 10YR5/4). Apresenta textura arenosa e

estrutura maciça que desfaz em granular. Possui elevada porosidade. Os materiais ao FT-IR têm mineralogia caulinítica mal cristalizada, e gipsítica (figura 3a) e ao DRS, goethita e hematita (figura 3b). Transiciona de forma gradual com o horizonte superior pelo emporecimento da cor.

Horizonte A11

Tem seu início em TR1, desaparecendo adiante de T3 (ponto este que coincide com o surgimento do cascalho em superfície) (figura 2). Apresenta coloração bruna (10YR5/3) textura arenosa e estrutura granular. Possui muitos poros e raízes. Ao FT-IR apresenta picos de caulinita mal cristalizada, e gipsita (figura 3a), e ao DRS, goethita e hematita (figura 3b).

Interpretações:

Uma vez que estes horizontes descritos acima estão sobrepostos a possíveis materiais alóctones, isto sugere que, estes também são, portanto, materiais vindos de transporte, embora de granulação mais fina. Não se sabe se essa granulação é fina, de origem, ou se ela deriva da alteração de fragmentos das rochas adjacentes se tais materiais forem alóctones. Se assim for, a hipótese é de que eles indicam eventos erosivos de diferentes intensidades ou de uma mesma intensidade se os materiais finos forem resultantes de uma alteração dos fragmentos de rocha. Ambos constituíram, assim, o terceiro material de origem dos solos do compartimento I.

A diferenciação dos horizontes se deu, portanto, sobre o metarenito intercalado com filito que guarda uma alteração laterítica com formação de caulinita, goethita e traços de gipsita e hematita (IC3, IC2, IC1) e sobre os materiais cuja origem não podemos precisar apenas com os procedimentos de campo. Atualmente tais materiais estão fortemente impregnados pela matéria orgânica (A/B1, A12, A11) e ao FT-IR apresentam caulinita e gipsita, e ao DRS, goethita e traços de hematita.

Não se pode afirmar, apenas, pela mineralogia que os horizontes de cascalho, e os horizontes A/B1, A12 e A11 são lateritizados, visto que ainda não se sabe, corretamente a gênese se de transporte, ele já poderia conter esses minerais de argila. Entretanto sabe-se que a alteração atual é laterizante com formação de caulinita, goethita e traços de gipsita e hematita, como observado nos horizontes sotopostos a esses e originados do metarenito intercalado com filito. A partir da mineralogia apresentada pode-se dizer que os picos de

caulinita e gibsita diminuem de intensidade na direção da superfície indicando que ambos os minerais estão sendo destruídos.

b) Setor de jusante do compartimento I

Refere-se ao setor da topossequência cujos horizontes de alteração derivam do metarenito micáceo (figura 2).

Alteração do Metarenito micáceo:

Inicia em T4 prolongando-se até T10 (figura 2). Horizonte em fase de alteração. Na base (IIC2) apresenta coloração heterogênea com fases justapostas amarelo-avermelhada (7YR6/8 dominante), esbranquiçadas (10YR5/8); amarelas (10YR8/8). No topo (IIC1) a cor esbranquiçada não existe e predomina a amarela (10YR8/8) e amarelo-avermelhada (7YR6/8). São horizontes arenosos com bandas micáceas e entre elas pequenos veios de quartzo. Os dados mineralógicos ao FT-IR revelam a predominância de caulinita mal cristalizada e traços de gibsita (figura 4a) e ao DRS goethita e traços de hematita (figura 4b). Apresenta limite nítido com o horizonte superior.

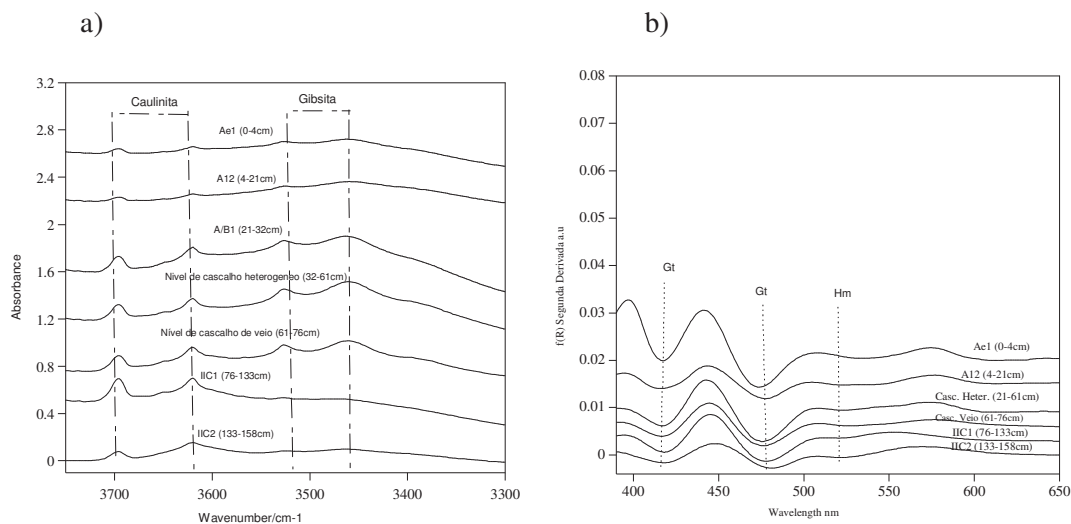


Figura 4: Espectros FT-IR (a) e DRS (b), perfil TR2

Interpretações:

Na base a coloração esbranquiçada indica o início de hidromorfia, enquanto no topo as cores avermelhadas e amareladas revelam um ambiente mais oxidante. Da mesma maneira

que os horizontes de alteração de montante, a presença de caulinita, gibsitita, goethita e hematita denotam uma alteração lateritizante.

Nível de cascalho de veio

Inicia em T5, estendendo-se até TR4 (figura 2). Os blocos de quartzo do veio observados na montante dão lugar a pequenos fragmentos quartzosos similares aos pequenos veios de quartzo observados no horizonte de alteração IIC. Esses podem ser ferruginizados ou não. Tais fragmentos encontram-se em meio a uma matriz amarelo-brunada (10YR 6/8), arenosa e porosa. A mineralogia predominante ao FT-IR é gibsitita e caulinita menos cristalizada e com intensidade do pico da caulinita menor do que o do horizonte anterior (figura 4a), e ao DRS goethita e hematita (figura 4b).

Interpretações:

A maior homogeneidade e a textura mais fina dos cascalhos nesse setor do compartimento podem estar associadas à fragmentação dos pequenos veios presentes no metarenito micáceo.

Nível de cascalho heterogêneo

Inicia em TR1 estendendo-se até as proximidades de T10 (figura 2). Tal horizonte é similar ao observado na montante. A fração grosseira: quartzos ferruginizados ou não, fragmentos de couraça ferruginosa e quartzitos estão dispostos em meio a uma matriz arenosa bruno-empretecida (7,5YR4/2) e amarelo-brunada (10 YR 6/8). A composição mineralógica predominante nesse horizonte ao FT-IR, é de caulinita com diminuição da intensidade do pico, em comparação com o mesmo nível de montante, e gibsitita (figura 4a). Ao DRS, goethita e hematita (figura 4b). Limita-se com o horizonte superior de forma abrupta.

Interpretações:

Embora os dados mineralógicos demonstrem similaridade entre as matrizes dos níveis de cascalhos de veio com o de cascalhos heterogêneos, a heterogeneidade dos materiais grosseiros, componentes do segundo nível, revela uma discordância entre os cascalhos da base (de veio) e os de cima. Como observado na montante tal nível cascalhento, pela sua heterogeneidade mineralógica e de tamanho pode estar indicando uma origem alóctone dos materiais.

Horizonte A/B1

Inicia nas proximidades de TR2 e alonga-se até T11 (figura 2). Tal horizonte é similar ao horizonte A/B1 que ocorre na montante. Tem cor bruno-amarelada (10YR5/6); textura arenosa; e estrutura maciça que desfaz em granular. É muito poroso com presença de alguns canais preenchidos por matéria orgânica. A mineralogia ao FT-IR é caulinítica e gibsítica (figura 4a). Transiciona-se de forma gradual para o horizonte superior.

Horizonte A12

Inicia em T5 e alonga-se até na proximidade de TR3 (figura 2). Esse horizonte diferencia-se do de montante por ter cor homogênea bruno-amarelada (10YR5/6); textura arenosa, e estrutura granular que vai de granular a grãos soltos. A mineralogia ao FT-IR revela caulinita com diminuição nítida da cristalinidade, e gibsita (figura 4a), e ao DRS, goethita e traços de hematita (figura 4b). O A12 transiciona tanto para A11 como para Ae; em relação ao primeiro a transição é gradual pelo escurecimento da cor, e para o segundo, é gradual pelo empalidecimento da cor.

Horizonte A11

Tem seu início em T5 até as proximidades de TR2 (figura 2). Este horizonte é similar ao de montante. De cor bruna (10YR5/3), textura arenosa e estrutura granular, transiciona lateralmente por empalidecimento da cor para o horizonte Ae.

Horizonte Ae

Inicia na proximidade de TR2 e avança até TR8 (figura 2). Apresenta cor cinza clara (10YR7/1); textura arenosa (areia fina); presença de grãos soltos de areia lavada e granular (grânulos de matéria orgânica), bastante poroso. Ao FT-IR a mineralogia é caulinítica e gibsítica com picos de pequena intensidade (figura 4a), e ao DRS goethita e hematita (figura 4b).

Interpretações:

Como para a seqüência de horizontes observada na montante verifica-se que no nível da alteração do metarenito micáceo a mineralogia (caulinita, gibsita, goethita e hematita) revela uma pedogênese lateritizante e atual.

Assentado sobre o horizonte de alteração tem-se um nível de cascalho cuja mineralogia da matriz fina apresenta minerais de caulinita, gibsitita, goethita e hematita. No compartimento de jusante a presença de cascalheira de quartzo que, pelas características similares aos de pequenos veios dentro do metarenito, indica que tal cascalheira desenvolveu-se in situ, pelo desmantelamento dos pequenos veios.

O horizonte de cascalho heterogêneo e aqueles sobrepostos a ele podem, como no compartimento já descrito, serem originados a partir da pedogênese sobre material alóctone, e estar revelando evento de erosão.

A diferenciação de horizontes sobre esse último material mostra uma sucessão vertical de horizontes ricos em matéria orgânica que se superimpõem à matriz avermelhada e amarelada. Lateralmente o horizonte A11 é sucedido por um horizonte Ae cujas características tanto de cor, estrutura e textura são indicativas da dissolução e mobilização de matéria orgânica e, em hipótese, da formação de compostos organo metálicos. A mineralogia composta por caulinita, gibsitita, goethita e hematita, indica pedogênese lateritizante.

5.1.1.2-Compartimento II

O compartimento II inicia-se em TR4 e prolonga-se até a TR9 (figura 2). Constitui-se num setor de transição na topossequência, com características tanto do compartimento I como do III. A apresentação baseia-se na descrição da TR6, que é descrita da base para o topo do perfil. As demais trincheiras estão descritas detalhadamente no anexo 1.

Alteração do Metarenito micáceo

Inicia-se em T4 e segue até TR9 (figura 2). Apresenta coloração variada com fases justapostas: branca (10YR5/8); com pontuações ferruginosas avermelhadas (10YR7/2); às vezes, impregnação por matéria orgânica (10YR4/3); formando um horizonte de transição IIC/Bh. É quartzoso e micáceo. Possui textura petrográfica e estrutura litológica bandada. A mineralogia ao FT-IR indica a presença de picos de caulinita bem cristalizada (figura 5a), e traços de goethita ao DRS (figura 5b). Apresenta limite abrupto com o horizonte superior. Em TR4, na face montante da trincheira, a impregnação por matéria orgânica se dá entre as bandas do metarenito alterado o que corresponde ao início do Bh. Na face oposta percebe-se que a matéria orgânica, além de ocupar as bandas do metarenito, impregna os domínios hidromórficos de cor esbranquiçada do material alterado.

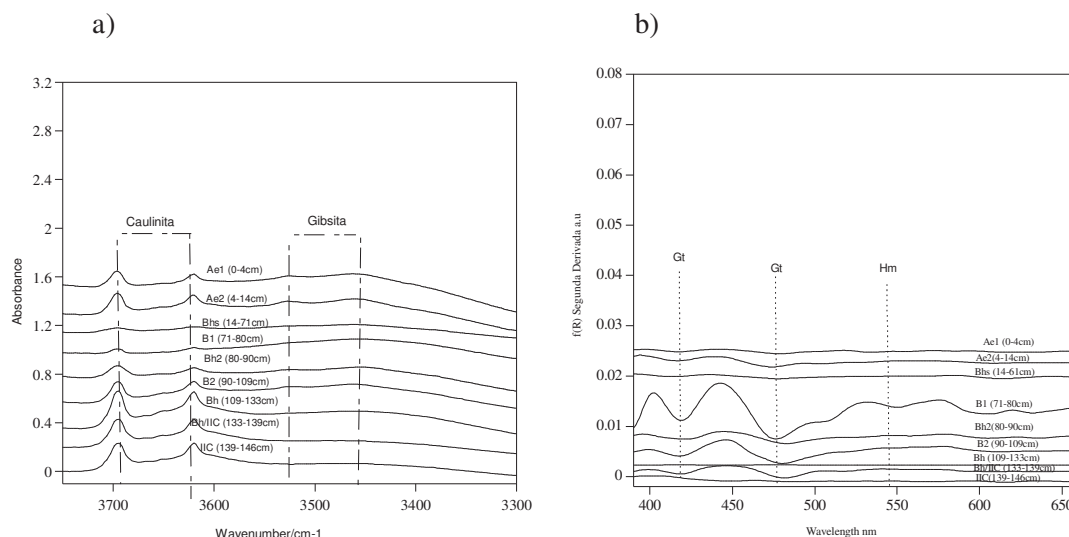


Figura 5: Espectros FT-IR (a) e DRS (b), perfil TR6

Horizonte Bh/IIC

Apresenta cor bruno-acinzentada escura (10YR3/2) com domínios amarelo-pálido (10YR7/6). Possui textura arenosa com um pouco de argila. Horizonte bastante poroso e fortemente impregnado pela matéria orgânica. Segundo a mineralogia obtida por FT-IR predominam picos de caulinita bem cristalizada (figura 5a), e goethita ao DRS (figura 5b). Transiciona-se de forma gradual com o horizonte superior.

Horizonte Bh

Horizonte de cor bruno-amarelada empretecida (10YR4/4) com domínios amarelos (10YR7/6). Apresenta textura arenosa com um pouco de argila; e estrutura maciça. É bastante poroso. Os dados de mineralogia obtidos por FT-IR mostram picos de caulinita bem cristalinizada (figura 5a); e ao DRS, os picos de goethita desaparecem (figura 5b). Limita-se de forma abrupta com o horizonte superior.

Horizonte B2

Possui cor amarela (10YR7/6) com manchas mais escuras (brunada). Apresenta textura arenosa com um pouco de argila e estrutura maciça. É poroso com presença de alguns canais com matéria orgânica. A composição mineralógica deste horizonte, obtida por FT-IR, é

caulinita e gibsitita (figura 5a), e ao DRS é goethita (figura 5b). Apresenta limite interpenetrado com o horizonte superior.

Horizonte Bh2

Horizonte preto acinzentado (10YR3/1) a cinza esbranquiçado (10YR8/2). Apresenta textura arenosa com um pouco de argila; estrutura maciça. É poroso e possui matéria orgânica distribuída de maneira contínua. Os dados de mineralogia obtidos por FT-IR revelam picos de caulinita e gibsitita com intensidades menores e menos cristalinos (figura 5a). E ao DRS a goethita aparece como traços (figura 5b). Apresenta limite interpenetrado com o horizonte superior.

Horizonte B1

Apresenta cor heterogênea variando do bruno escuro (7,5YR5/6) ao bruno amarelado (10YR5/6) e bruno amarelado empretecido (10YR4/6). Possui textura arenosa e estrutura maciça que desfaz em granular. Muito poroso. A mineralogia ao FT-IR mostrou picos de caulinita e gibsitita, pouco desenvolvidos e de baixa cristalinidade (figura 5a). Ao DRS destaca-se picos de goethita mais desenvolvidos em relação ao horizonte inferior, e hematita (figura 5b). Apresenta limite interpenetrado com o horizonte superior.

Horizonte Bhs

Horizonte preto acinzentado (10YR3/1). Apresenta textura arenosa com um pouco de argila e estrutura maciça que desfaz em granular. É poroso com matéria orgânica distribuída de maneira contínua. A composição mineralógica obtida por FT-IR revelou picos pequenos de caulinita mal cristalizada e o desaparecimento dos picos de gibsitita (figura 5a). Os picos de goethita aparecem como traços e a hematita desaparece, ao DRS (figura 5b). Transiciona de maneira gradual e com limite nítido, pelo avermelhamento da cor, para o horizonte superior.

Horizonte Ae2

De cor bruno acinzentado escura (10YR3/2, úmido). Apresenta textura arenosa com um pouco de argila e estrutura granular com grãos soltos e grânulos de matéria orgânica. Horizonte poroso. Os dados de mineralogia obtidos por FT-IR revelam picos de caulinita mal cristalizada e de gibsitita (figura 5a), e ao DRS, picos de goethita com baixa intensidade (figura 5b). Possui raízes finas e médias. Transiciona de forma gradual para o horizonte superior.

Horizonte Ae1

Horizonte de cor cinza (10YR5/1). Apresenta textura arenosa (areia fina) e estrutura granular com grãos soltos. Possui grânulos de matéria orgânica e muitas raízes. É bastante poroso. A mineralogia obtida por FT-IR indica caulinita e gibsita com diminuição do tamanho dos picos e da cristalinidade (figura 5a), e ao DRS, traços de goethita (figura 5b).

Interpretações:

A distribuição dos horizontes no compartimento II é bastante peculiar: uma sucessão de horizontes fortemente impregnados por matéria orgânica intercalados por horizontes minerais, não orgânicos. Tanto a cascalheira de veio e a cascalheira heterogênea não existem mais nesse compartimento. A sucessão lateral dos horizontes do compartimento I, jusante (figura 2), em relação aos horizontes do compartimento II mostra que a cascalheira de veio é sucedida lateralmente pelo Bh e a cascalheira heterogênea pelo horizonte B2. O desaparecimento da cascalheira de veio pode ser explicada pela ausência dos pequenos veios na rocha, uma vez que tais veios são descontínuos. Entretanto, o desaparecimento da cascalheira heterogênea e, na seqüência, o aparecimento de um horizonte B2 permite levantar a hipótese de que no lugar ocupado pelo compartimento II havia um ressalto da topografia, portanto, uma configuração de vertente diferente da atual. Essa hipótese remete a uma segunda: a diferenciação dos horizontes que se observa atualmente no compartimento II se deu sobre a rocha *in situ*, diferentemente do que aconteceu no compartimento I.

A presença de caulinita, gibsita, goethita e hematita nos horizontes do compartimento II refere-se a uma pedogênese do tipo laterítica. A superimposição da matéria orgânica sobre os horizontes lateríticos diz da anterioridade desta lateritização. Entretanto, excetuando o B2, nos horizontes de alteração não existe gibsita, apenas, caulinita e traços de goethita. Tal diferenciação mineralógica indica que as condições pedo-ambientais são diferentes no sistema da alteração da rocha e no sistema solo. De fato, os horizontes de alteração abaixo do B2 apresentam evidências de hidromorfia, portanto, um ambiente mal drenado diferentemente dos horizontes superiores. A hipótese que se coloca é a de que a formação da gibsita nessa topossequência tem relação com ambientes melhor drenados e, possivelmente, com as condições climáticas ligadas a altitude regional.

Na base do conjunto da alteração intercalam-se horizontes esbranquiçados e amarelados com horizontes fortemente impregnados por matéria orgânica. O metarenito alterado

apresenta cor esbranquiçada e amarelada denotando condições de hidromorfia. De fato, na base da trincheira, observou-se o lençol freático.

Viu-se que a matéria orgânica penetra nas bandas do metarenito alterado em TR4 e que, na direção de jusante a matéria orgânica impregna os materiais adjacentes já fortemente hidromorfizados formando um horizonte Bh/IIC. Sucede o Bh/IIC em direção do topo, uma série de horizontes: Bh; B2, Bh2; B1; Bhs; Ae2 e Ae1. Intercalados aos horizontes espódicos, exceto sobreposto ao Bhs, não há indício da presença de horizontes álbicos eluviais que justifiquem a migração vertical da matéria orgânica no compartimento. Horizontes álbicos também não existem na montante da seqüência. Isto permite levantar a questão sobre a fonte da matéria orgânica. O único argumento possível é que ela tenha vindo da jusante quando do remonte do lençol freático. De fato, na TR4 o início do processo foi observado: a matéria orgânica ocupa, inicialmente, o espaço entre as bandas do metarenito. Essa impregnação por matéria orgânica aconteceu, portanto, sucessivamente acompanhando as flutuações do lençol que levou, ao mesmo tempo, à hidromorfia dos materiais. O remonte do lençol carregado de matéria orgânica, portanto, requereu, em dado período da evolução da encosta, que a drenagem na base da seqüência estivesse confinada. Não se sabe, entretanto, a causa desse confinamento. Hipotetiza-se que, apenas depois que os materiais das bandas estivessem fortemente empobrecidos pela saída do ferro, e que a porosidade da matriz estivesse ampliada é que a matéria orgânica pôde impregnar os materiais da alteração do metarenito. Dessa maneira foi originada a sucessão de horizontes espódicos da base do compartimento sem a presença de horizontes álbicos sobrepostos ou à montante destes. A cor desses horizontes espódicos é bruno acinzentada empretecida diferentemente da cor do Bhs que é preto acinzentada. Tal fato sugere que a matéria orgânica que impregnou os horizontes inferiores do solo é diferente daquela depositada diretamente na superfície e que deu origem ao Bhs. A morfologia dos solos do compartimento revela uma Podzolização incipiente o que autoriza a denominar tais solos como Cripto-Podzóis, no sentido de DUCHAUFOR (1972) ou podzóis húmicos (THOMPSON, 1992).

5.1.1.3-Compartimento III

O compartimento III inicia na jusante de TR9 e estende-se até o final da topossequência (figura 2). A apresentação baseia-se na descrição, da base para o topo, do perfil TR8. As demais trincheiras estão descritas detalhadamente no anexo 1.

Horizonte IIC/E

Horizonte de cor branca (10 YR 7/1) com bandas pretas a brunadas (10YR3/4). Apresenta textura arenosa e estrutura bandada plano-paralela, menos nítida no topo do horizonte e mais nítida em direção da sua base, desfaz em grãos soltos; muito poroso. As bandas arenosas são intercaladas por bandas mais orgânicas pretas a brunadas nas quais vê-se, ainda, estrutura vegetal. Tais bandas (arenosas e orgânicas) são cortadas discordantemente por festões empretecidos do horizonte superior (10YR2/1). Em 268 cm, tronco de madeira dispõe-se de forma horizontal na base do horizonte. Abaixo do tronco seixos rolados quartzosos tem diâmetros de até 5 cm. A mineralogia do horizonte, obtida por FT-IR não indicou picos de minerais (figura 6). Possui limite nítido, interdigitado, com o horizonte superior.

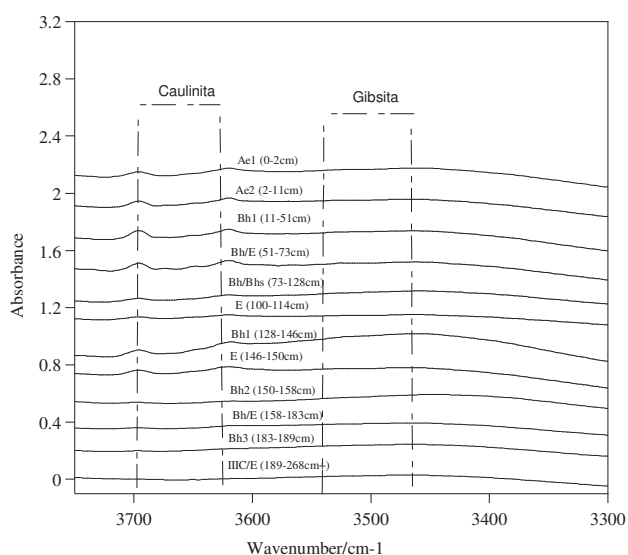


Figura 6: Espectros FT-IR de TR8

Horizonte Bh3

Possui cor preta (10YR2/1) com distribuição da matéria orgânica de maneira contínua. Apresenta textura arenosa e estrutura maciça que desfaz em grãos soltos. É muito poroso com presença de canais com auréola esbranquiçada arenosa (10YR7/2). Não foram observados picos de caulinita e gipsita, segundo a mineralogia obtida por FT-IR (figura 6). Transiciona de forma rápida com o horizonte superior.

Horizonte Bh/E

Horizonte de cor empretecida (10YR3/1); apresenta textura arenosa com grãos soltos de areia branca (10YR8/1) e grânulos de matéria orgânica (10YR3/1). Possui estrutura maciça que desfaz em grãos soltos; muito poroso. A mineralogia ao FT-IR não indicou picos de caulinita e nem gibsita (figura 6). Limita-se de forma nítida e interpenetrada com o horizonte superior.

Horizonte Bh2

Possui cor preta (10YR2/1) com distribuição da matéria orgânica de maneira contínua. Apresenta textura arenosa e estrutura maciça que desfaz em grãos soltos. É poroso com pequenos canais com auréola esbranquiçada arenosa (10YR7/2). Não foram observados picos de caulinita e gibsita, segundo o FT-IR (figura 6). Limita-se de forma nítida e interpenetrada com o horizonte superior; poucas raízes finas.

Horizonte E (descontínuo na trincheira)

Horizonte de cor esbranquiçada (10YR7/1) com domínios empretecidos (10YR3/1). Apresenta textura arenosa e estrutura grãos soltos com grânulos de matéria orgânica; muito poroso. A mineralogia ao FT-IR indicou caulinita mal cristalizada, com picos pouco intensos (figura 6). Possui limite nítido e interpenetrado com o horizonte superior.

Horizonte Bh1

Horizonte de cor preta (10YR2/1) com pequenos canais arenosos brancos (10YR7/1) e pequenos grânulos bruno escuros (10YR3/4). Possui textura arenosa, e estrutura maciça que desfaz em grãos soltos. Os dados mineralógicos mostram caulinita mal cristalizada com picos levemente mais intensos do que os do horizonte E, e traços de gibsita (figura 6). É poroso e apresenta limite nítido e interpenetrado com o horizonte superior. Possui poucas raízes finas.

Horizonte E (descontínuo na trincheira)

Horizonte de cor esbranquiçada brunada (10YR6/3), possui textura arenosa e grãos soltos. Caulinita mal cristalizada é o mineral de argila do horizonte (figura 6). É muito poroso e apresenta transição gradual com o horizonte superior; poucas raízes.

Horizonte Bh/Bhs

Horizonte de cor brunada (10YR5/3), possui textura arenosa, estrutura maciça que desfaz em grãos soltos e grânulos de matéria orgânica de até 1cm. Os dados mineralógicos apontaram presença de caulinita mal cristalizada com picos de baixa intensidade (figura 6). Apresenta limite vertical nítido e interpenetrado com o horizonte E lateral e transição gradual com o horizonte superior; poucas raízes.

Horizonte Bh/E

Possui cor acinzentada empretecida (10YR3/1), apresenta textura arenosa e estrutura maciça que desfaz em grãos soltos. É poroso com canais preenchidos por matéria orgânica. A mineralogia é caulínica com aumento no tamanho dos picos em relação ao horizonte inferior (figura 6). A transição para o horizonte superior é gradual. Possui raízes finas e grossas.

Horizonte Bh1

Horizonte de cor cinza escura empretecida (10YR2/1), com pequenas pontuações de areia lavada branca (10YR 8/1) e material bruno empretecido (10YR4/3). Possui textura arenosa e estrutura maciça que desfaz em grãos soltos, é poroso. Os dados mineralógicos indicaram a presença de caulinita (figura 6). Apresenta limite nítido com o horizonte superior e presença de raízes finas.

Horizonte Ae2

Possui cor acinzentada (10YR7/1), textura arenosa e estrutura maciça que se desfaz em grãos soltos de areia branca (10YR8/1) e grânulos muito pequenos de matéria orgânica (10YR4/1). Destaca-se também a ocorrência de pequenos domínios de material brunado (10YR4/3). A mineralogia aponta a presença de caulinita mal cristalizada com picos de pequena intensidade (figura 6). É poroso e apresenta limite nítido com o horizonte superior; raízes finas.

Horizonte Ae1

Horizonte de cor cinza clara (grãos soltos de areia branca, 10YR8/1 e grânulos de matéria orgânica, 10YR4/1). Apresenta textura arenosa, é muito poroso e possui raízes finas. Os dados de mineralogia apontam a presença de caulinita mal cristalizada (figura 6).

Interpretações:

Perfil em trincheira localizada na base de encosta, nas margens de pequeno rio. Tal perfil tem uma profundidade total de 268⁺cm, sublinhada por tronco de árvore preservado, e seixos rolados. Acima do tronco observa-se um horizonte IIIC/E com estrutura bandada plano-paralela formado por uma série de bandas de material arenoso e organo-mineral, sendo que o orgânico ainda apresenta restos de estrutura vegetal. O tronco e tal morfologia não deixam dúvidas da aloctonia do material de origem do solo.

A partir do E, em direção ao topo do perfil, a mineralogia observada ao FT-IR é caulinita e traços de gipsita em determinados horizontes. A presença desses minerais a partir de certa profundidade do perfil sugere duas possibilidades: que a pedogênese responde pelo desaparecimento de tais minerais da base do perfil ou que, a partir desse nível, o material aí depositado é proveniente de uma outra fonte. De fato os componentes grosseiros da base do perfil são arredondados, indicando tratar-se de sedimentos fluviais. Embora a pedogênese seja eficiente em destruir essas estruturas originais não se pode dizer que estas existiram em todo o perfil, e, assim sendo, tais estruturas poderiam ter desaparecido, também, da base, nos locais onde a pedogênese é ativa. A partir do horizonte Bh1, indo na direção do topo, a presença da cor brunada reafirma a hipótese de fontes diferentes para os sedimentos que deram origem ao solo do compartimento III.

Está em discordância sobre as bandas arenosas e organo-minerais, empretecidas a brunadas da base do perfil (IIIC/E), material orgânico de cor preta, aqueles do limite interdigitado do horizonte superior (Bh). Tal morfologia revela dois tipos de material orgânico, e mobilidade da matéria orgânica de cor preta. A partir do horizonte IIIC/E, em direção do topo do perfil, sucedem-se de maneira alternada uma série de horizontes espódicos (Bh3, 2 e 1) de cor preta e horizontes de cores empretecida a cinza clara e esbranquiçada, cuja estrutura é grãos soltos. A distribuição da matéria orgânica nesses horizontes pode ter aspectos “pimenta e sal”, ou contínuo formando película nos grãos de areia. O primeiro aspecto reflete o caráter eluvial do horizonte enquanto o segundo, o de acumulação, portanto, de dissolução e mobilidade da matéria orgânica. A água do lençol, de cor preta, reafirma a dissolução e transporte da matéria orgânica.

A eluviação incompleta, ratificada pelo caráter de transição dos horizontes Bh/E, de dissolução dos Ae e de descontinuidade dos horizontes E, revela uma Podzolização incipiente sobre sedimentos, de partida, ricos em matéria orgânica. Isto significa que, originariamente, as condições confinadas e hidromórficas do compartimento, permitiram a acumulação dessa matéria orgânica neste compartimento III. Por outro lado, a impregnação por MO, na base dos

solos do compartimento II, são possivelmente, ligadas à expansão dessas condições hidromórficas em direção da montante.

5.2- DESCONTINUIDADES E FILIAÇÕES VERTICAIS E LATERAIS: análise da distribuição das frações granulométricas

No compartimento I a distribuição das frações granulométricas é complexa. À primeira vista parece não haver uma ordem nessa distribuição. Para uma análise mais acurada é preciso compartimentar o perfil, dado a diversidade de materiais de origem já identificada com a análise da morfologia do compartimento. Assim as descrições morfológicas permitiram dividir os perfis em: nível de alteração do metarenito intercalado com o filito e do metarenito micáceo e nível do material do solum. Em todos os níveis os teores mais altos são os de areia (tabela 1).

Tabela 1: Distribuição das frações granulométricas na topossequência

Perfil	H _z	Prof (cm)	Argila (%)	Silte (%)	Areia grossa (%)	Areia fina (%)	AF+AG
TR1	A11	1,5	12	0,8	20,33	66,866	87,2
	A12	10,5	12,05	1,2	26,96	59,787	86,75
	A/ B1	25	16,02	1,7	23,97	58,309	82,28
	Nível de cascalho	46,5	22,1	3,1	15,86	58,936	74,8
	IC1	69	15,35	1,1	28,48	55,07	83,55
	IC2	93	20,8	4,2	16,86	56,456	73,323
	Veio de quartzo	123	5,55	6,35	26,33	61,764	88,1
	IC3	147,5	22,23	4,8	10,62	62,374	73
TR2	Ae1	2	5,05	4,25	17,29	73,41	90,7
	A12	12,5	5,3	1,25	29,01	64,44	93,45
	Nível de cascalho heterogêneo	41	16,05	5,35	12,22	66,39	75,61
	Nível de cascalho de veio	68,5	11,8	11,8	17,31	59,09	76,4
	IIC1	104,5	5,55	9,35	7,39	77,71	85,1
	IIC2	145,5	5,1	5,3	10,77	78,83	89,6
TR4	Ae1	1,5	8,05	2,4	22,84	66,71	89,55
	Ae2	6,5	4,7	1,25	33,18	60,87	94,05
	Bhs	12,5	5,5	1,5	26,31	66,69	93
	B1	35,5	5,1	2,3	27,62	64,98	92,6

	B2	47	7,7	0,45	32,14	59,71	91,85
	Nível de cascalho	51	7,3	1,6	35,91	55,19	91,1
	IIC1	64,5	3,9	4,6	31,68	59,82	91,5
	IIC2	75,5	0,75	4,35	32,55	62,35	86,5
	IIC3	107	0,8	4,4	27,86	66,94	94,8
	Bh/IIC	114	1,6	3,55	32,68	62,17	94,85
TR6	Ae1	2	10,95	2,55	24,36	62,14	86,5
	Ae2	9	11,65	0,9	31,6	59,36	90,96
	Bhs	42,5	10,4	2,25	21,3	66,05	87,35
	B1	75,5	6,2	0,85	31,44	61,51	92,95
	Bh2	85	4,2	1	39,53	55,27	94,8
	B2	99,5	5,75	2,15	60,94	31,16	92,1
	Bh	121	7,65	6	19,79	66,56	86,35
	Bh/IIC	136	1,65	5	50,61	42,23	92,84
	IIC	142,5	0,8	4,4	48,13	46,67	94,8
TR9 (montante)	Ae1	3	6,45	2,3	27,05	64,19	91,14
	Ae2	9	6,85	0,15	33,22	59,78	93
	Ae3	24	12	0,6	44,57	52,83	93,4
	A/E	43,5	3,95	1,3	33,22	61,53	94,75
	Bh1	60	4,42	2	25,1	72,5	97,6
	Bhs	76	5,65	6,05	20,23	68,07	88,3
	Bh2	87,5	8,6	1,4	20,9	69,1	90
	B/Bhs	110,5	1,7	1,35	24,91	72,04	96,95
	B/E	144,5	7,1	2	16,81	74,09	90,9
	Bh/E	167,5	8,85	3,05	15,79	72,31	88,1
	IIC/Bs	183,5	12,6	2,65	15,25	69,5	84,75
	Bh3	194,5	4,9	4,8	12,47	77,83	90,3
	Bh/IIC	200	5,4	0,7	42,31	51,59	93,9
	IIC	215,5	4,1	4,2	20,16	71,54	91,7
TR9 (jusante)	Ae	2,5	5,45	0,95	20,78	72,81	93,59
	Ae1	9	3,65	1,8	38,22	56,32	94,54
	Ae2	15	2,65	2,65	43,8	46,29	90,09
	A/E	19,5	5,55	1,4	34,24	58,8	93,04
	Bh1	50,5	1,85	2,1	23,42	72,62	96,04
	Bhs	83,5	5,7	1,7	31,68	60,91	92,59
	B/Bh	96	6,8	0,05	35,75	57,39	93,14
	Bh2	124	6,15	2	21,23	70,61	91,84
	Bh/E	154	3,1	0,4	19,42	77,07	96,49
	Bh3	168	5,25	2,25	24,36	68,13	92,49
	C/Bs	176	2,6	2,95	14,1	80,34	94,44
TR7	Ae1	1	5,65	0,7	16,63	77,01	93,65

	A/E	6	3,75	2,2	19,74	74,30	94,05
	Bh1	23	3,7	0,9	23,54	71,86	95,4
	Bh/E	48,5	4,3	1,6	33,75	60,34	94,1
	E1	66,5	1,9	2	33,11	62,98	96,1
	Bhs	89	1,2	0,6	32,19	66,01	98,2
	E2	111,5	2,35	0,45	57,32	39,87	97,2
	Bhs	127	6,75	0,45	18,92	73,87	92,8
	Bh3	143	8,85	2,5	20,21	68,44	88,65
	Bh/E	157	9,1	3,5	27,17	60,22	87,4
TR8	Ae1	1	5,4	0,1	12,23	82,46	94,69
	Ae2	6,5	5,65	1,95	20,09	72,31	92,4
	Bh1	31	8,4	1,2	32,25	58,15	90,4
	Bh/E	62	3	4,65	33,94	58,42	92,37
	Bh/Bhs	100,5	3,25	3,7	31,09	61,98	93,17
	E	137	3,2	0,42	78,2	18,2	96,4
	Bh1	148	2,4	1,2	28,34	69,06	97,4
	E	154	1,3	0,65	40,9	57,15	98,5
	Bh2	170,5	5,25	0,05	24,99	69,7	94,6
	Bh/E	186	1,25	0,25	41,55	56,95	98,5
	Bh3	202	3,2	3,7	31,08	61,96	93,04
	IIIC/E	241	1,1	0,2	59,78	38,92	98,7

No nível de alteração o padrão de distribuição das frações granulométricas dos perfis que compõem o compartimento I (TR1 e TR2), é diferente (figura 7a e b). Não considerando o veio de quartzo, em ambos os perfis, vê-se que em TR1, os teores de argila, silte e areia fina, aumentam com a profundidade enquanto o de areia grossa, não tem uma distribuição com o aumento ou diminuição progressiva, mas, uma distribuição irregular. Em TR2 o comportamento é diferente de TR1 (figura 7b). Enquanto os teores de argila, silte e areia grossa, aumentam da base do perfil para a direção do cascalho heterogêneo, os de areia fina decrescem nesse mesmo sentido.

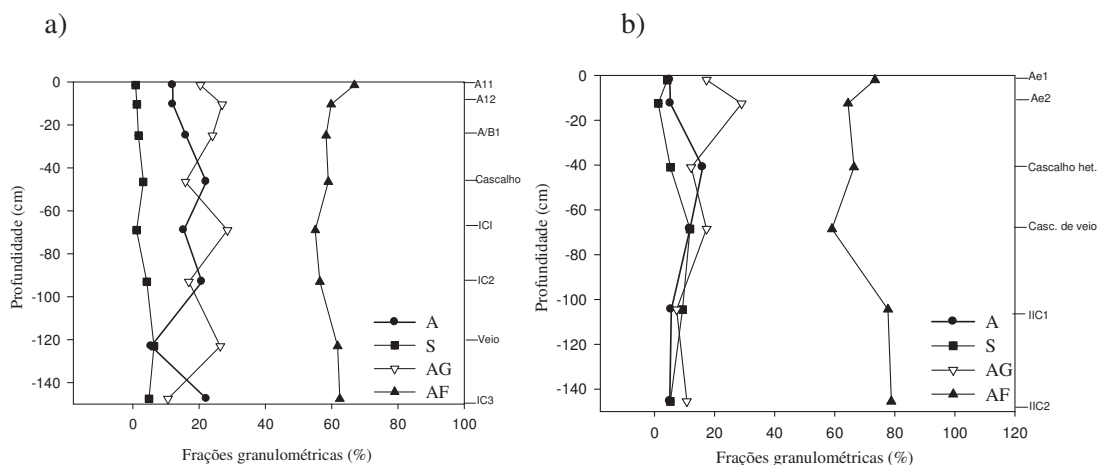


Figura 7: Distribuição das Frações Granulométricas, TR1 (a) e TR2 (b)

No nível do material do solum a distribuição dos teores das frações granulométricas é similar nos dois perfis. As frações argila e silte em ambos os perfis, tem teores crescentes a partir do topo desse nível indo em direção do cascalho heterogêneo, enquanto os teores de areia fina (TR1 e TR2) decrescem na direção da base, e de areia grossa (TR1 e TR2) não tem distribuição progressiva, mas irregular.

Como entendido a partir da análise morfológica, o setor de montante do compartimento I contém o metarenito intercalado pelo filito, enquanto na jusante, o metarenito micáceo. Ao mesmo tempo o tipo de veio é diferente nos dois perfis. Isto influencia, juntamente com a presença do cascalho heterogêneo, na distribuição da areia grossa e na diminuição relativa de argila, no sentido do topo do conjunto de alteração do metarenito, no perfil TR1. Tais diferenças nas rochas respondem pelos teores de argila, mais altos, em TR1 (metarenito intercalado por filito), que em TR2 (metarenito micáceo) e pela diferença na distribuição dos teores das frações granulométricas no perfil, no nível da alteração. Dessa maneira verifica-se uma forte litodependência entre as frações granulométricas e o material de origem nos dois perfis.

A distribuição dos teores das frações granulométricas, similar, tanto na montante como na jusante, no compartimento I, no nível do solum, reafirma que ao longo desse nível o material de origem era o mesmo (figuras 7a e b). Entretanto, a diferença entre o padrão de distribuição das frações, observada nos dois níveis, rocha “in situ” e materiais do solum, revela uma descontinuidade entre os dois e a complexidade das distribuições dos materiais envolvidos na alteração e na pedogênese e sugere caráter alóctone dos materiais de origem da parte superior dos solos. Entretanto, o caráter de transformação dado pelo padrão de

distribuição das frações granulométricas, sobretudo da argila, silte e areia fina, revela que a alteração e a pedogênese são eficientes na diferenciação dos horizontes dos solos. No nível do material do solum a contraposição entre o padrão de distribuição da areia fina com o da argila revela o empobrecimento desta última fração nos horizontes superiores do solo. Ao contrário, no nível dos metarenitos, o empobrecimento em areia, no sentido do topo reforça uma pedogênese que privilegia a acumulação em argila.

No compartimento II os dados da granulometria (tabela 1) apontam para uma diferença entre a distribuição das frações granulométricas do perfil de montante (TR4) e aquela do de jusante (TR6). Como para o compartimento I domina o caráter arenoso dos solos.

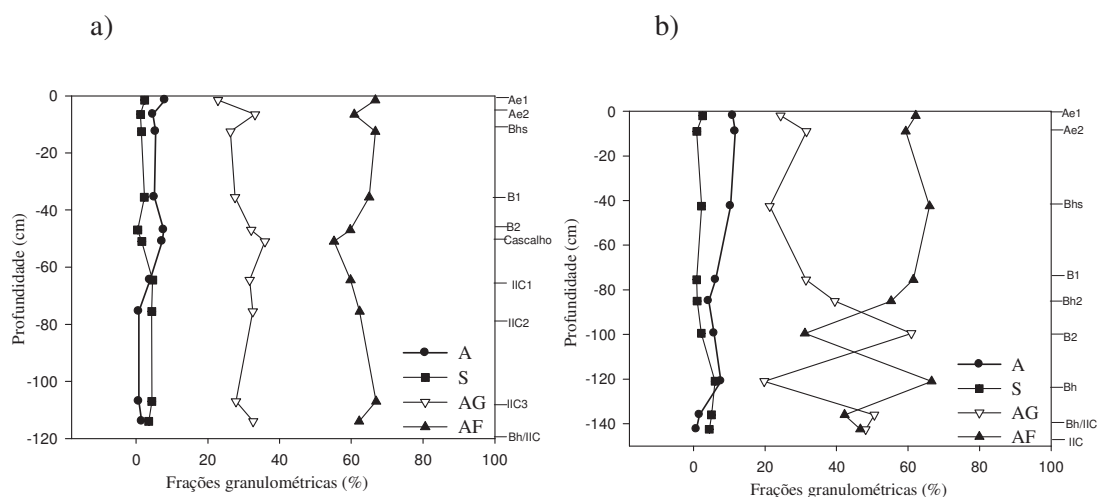


Figura 8: Distribuição das Frações Granulométricas, TR4 (a) e TR6 (b)

Na montante, perfil TR4, os teores de argila tendem a se elevar na direção do topo, enquanto que a tendência é inversa para o silte (figura 8a). A areia grossa e a areia fina têm padrão de distribuição especial. As quantidades de areia grossa aumentam a partir da base e a partir do topo do perfil na direção da cascalheira de veio. Ao contrário, os teores de areia fina se elevam a partir do veio na direção do topo e na direção da base do perfil (figura 8a).

Na jusante do compartimento II, perfil TR6, tanto os teores de argila quanto os de areia fina têm tendência a se elevar na direção do topo enquanto que para o silte e para a areia grossa a tendência é inversa (figura 8b).

O aumento progressivo dos teores de argila (TR4 e TR6) e de areia fina (TR6) na direção do topo enquanto que para silte e areia grossa o comportamento é inverso, para TR6, mostra uma transformação progressiva sobre um mesmo material de origem. Em TR4 o nível

de cascalho representa uma descontinuidade, esta influi sobre o padrão de distribuição da areia grossa e da areia fina, isto é, a configuração da distribuição destas duas frações é referenciada pelo nível de cascalho de veio. Essa distribuição é similar a observada para TR1 e TR2, sugerindo aloctonia e similaridade dos materiais de origem do solum, pelo menos até TR4. Tanto em TR4 como em TR6 a rocha subjacente é o metarenito micáceo. Assim, pode-se entender que no compartimento II aparece uma descontinuidade entre o horizonte de alteração do metarenito micáceo e o solum em TR4 e nenhuma descontinuidade em TR6. Portanto a configuração das frações granulométricas e a ausência de descontinuidades no perfil TR6 reafirmam que o desenvolvimento dos solos de parte do compartimento II, se deu sobre a rocha “in situ”, tal fato acrescenta maior sustentação à hipótese de que parte desse compartimento II tinha a topografia ressaltada em relação ao nível topográfico atual do compartimento I.

A tabela 1 e as figuras 9 a, b, c e d trazem os dados de granulometria do compartimento III (TR9, TR7 e TR8). Como para o I e o II domina a fração areia. Os dados apontam para uma distribuição irregular das frações granulométricas dos perfis 9, 7 e 8. O perfil 9 foi descrito na montante e na jusante da trincheira. Na montante (figura 9a) não considerando os horizontes eluviais que têm os menores teores de argila, a tendência é de um padrão de distribuição da argila que se eleva levemente na direção do topo do perfil, enquanto a distribuição do silte, cujos teores são muito variados, é inversa, tanto na montante como na jusante da trincheira. Da mesma maneira, não considerando os horizontes eluviais, na jusante (figura 9b), a argila tem teores que se elevam levemente na direção da base do perfil. O padrão de distribuição da areia grossa e da areia fina difere daquele presente nos perfis 7 e 8: a percentagem de areia grossa se eleva na direção do topo, enquanto a de areia fina tem comportamento inverso, tanto na montante como na jusante da TR9, não considerando os horizontes Ae de topo.

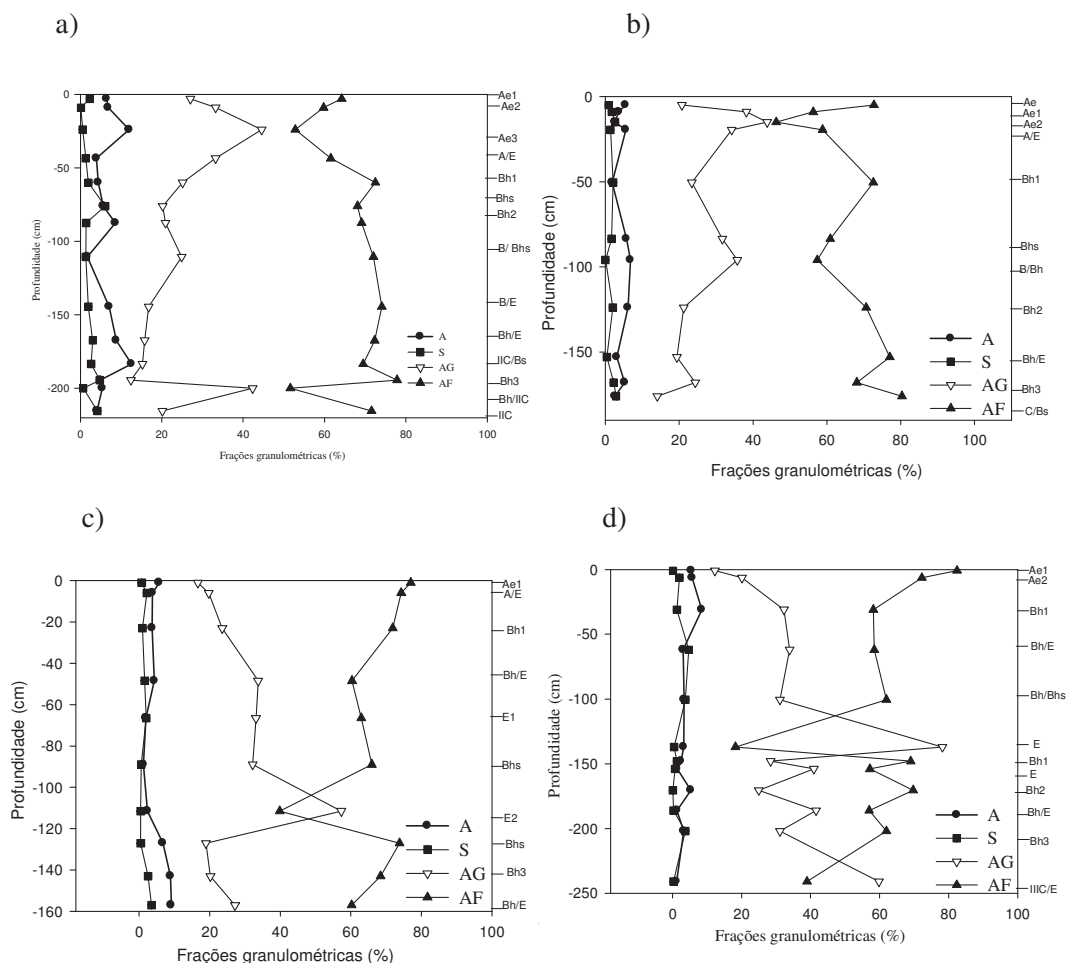


Figura 9: Distribuição das Frações Granulométricas TR9 (a, montante) e TR9 (b, jusante). TR7 (c) e TR8 (d)

Nos perfis 7 e 8 (figuras 9c e d) a distribuição da fração argila, apesar de irregular, apresenta tendência a teores mais elevados na direção dos topos dos perfis, embora, na TR8 os horizontes de topo tenham teores mais baixos, associados a horizontes Ae. O comportamento do silte, apesar de valores muito variados, tem tendência inversa ao da argila. O comportamento da areia grossa e areia fina é fortemente diferente entre o perfil 9 e os perfis 7 e 8. Nos perfis 7 e 8 (figuras 9c e d) a distribuição dos teores de areia grossa e de areia fina é irregular, mas, duas tendências podem ser identificadas: a fração areia grossa tem tendência a elevar-se na direção da base, enquanto a percentagem de areia fina tende a aumentar na direção do topo dos perfis.

Síntese

No compartimento I a distribuição vertical das frações granulométricas é guiada pela diferença de materiais de origem que formam os solos das duas trincheiras: materiais, autóctone e possivelmente alóctones. A descontinuidade entre os dois materiais é marcada pela presença da cascalheira de composição heterogênea. Lateralmente, no compartimento, a distribuição dessas frações tem padrão similar, nos dois perfis, segundo os conjuntos de horizontes: de alteração e do solum. Mas, a diferença de rocha nos dois perfis, propicia maiores teores em argila no nível de alteração de TR1 (metarenito intercalado por filito), e menores teores desta mesma fração em TR2 (metarenito micáceo), enquanto no solum reafirma-se a presença de mesmos materiais de origem. A comparação entre os padrões de distribuição da argila, do silte e da areia fina, revelou que a alteração e a pedogênese são eficientes na diferenciação dos horizontes dos solos, mas não é um procedimento definitivo para demonstrar a aloctonia dos materiais.

Do compartimento I ao II o padrão de distribuição da argila e areia fina e do silte e areia grossa, passa de menos progressivo até TR4 a mais progressivo, revelando a filiação vertical a um único material de origem em parte do compartimento II (metarenito micáceo), não considerando as descontinuidades impostas pelo cascalho de veio de quartzo, em TR4, e pela Podzolização no nível da alteração, em TR6. Esse único material original é o metarenito micáceo que, em hipótese, estava em topografia ressaltada em parte do compartimento II em relação ao nível topográfico atual do compartimento I.

Do compartimento II ao III a variabilidade no padrão de distribuição das frações granulométricas silte e argila marca uma descontinuidade lateral na topossequência. O padrão de distribuição das frações no compartimento III é fortemente influenciado pela Podzolização, mais ativa neste compartimento, e pela diferença, nos materiais de origem dos solos tanto verticalmente, nos perfis, como lateralmente, no compartimento.

Nos perfis 7 e 8 os menores teores em argila estão, em parte, associados aos horizontes eluviais; ao mesmo tempo, areia fina ou areia grossa apresentam teores elevados. No perfil 9 este comportamento também é observado. A eluviação decorrente da Podzolização pode explicar a distribuição irregular das frações granulométricas nos perfis do compartimento III. A análise da morfologia de campo revelou que na base dos perfis da TR9 o metarenito micáceo é o material de origem dos solos. Entretanto, os dados obtidos com a análise granulométrica, dado o padrão de distribuição da areia grossa e da areia fina, indicam que apenas os horizontes de alteração da base do perfil vêm dessa rocha e que os demais horizontes têm sua origem em materiais diferentes daqueles da base. Não se sabe, entretanto

se tais materiais são de origem alóctone ou se originaram de outro tipo de rocha. A descrição morfológica deu conta de que os materiais de origem dos solos da TR7 e TR8 são alóctones (tronco na base); são materiais fluviais, e, em parte, vindos da erosão das vertentes. Tal fato aliado a eluviação podem explicar a distribuição irregular das frações granulométricas nesses perfis.

5.3-TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS DOS CONSTITUINTES

5.3.1-Espectroscopia ao FT-IR e ao DRS

A mineralogia observada na topossequência é simples. Nos compartimento I e II, o desenvolvimento das alteritas e dos solos a partir da alteração da rocha local (compartimento II) que, embora quartzosa, possui minerais micáceos, micas brancas, titanita, minerais de Th, zircão e poucos diopsídios, na sua composição aliados às condições pedoambientais permitiu a diferenciação dos horizontes e a formação de minerais de argila simples. No compartimento III os minerais da fração argila se apresentam em menor quantidade uma vez que o material original, sedimentos fluviais, de partida, já eram arenosos quartzosos e, praticamente, esvaziados de componentes finos de mineralogia diferente do quartzo.

Ao FT-IR os minerais identificados foram caulinita e gibsita, e ao DRS, goethita e traços de hematita. A diferença entre eles é marcada pela cristalinidade e intensidade dos picos. Na figura 10a, compartimento I, apresentam-se os espectros para a TR1. No conjunto da alteração, na base do perfil, a caulinita passa de picos altos a traços e de bem cristalizada a mal cristalizada no veio de quartzo e em IC1. Em IC2 os picos de caulinita são menos elevados e têm cristalização menor do que as de IC3. Nesse último, traços de gibsita estão presentes e seguem, em picos um pouco mais altos, até ao topo do perfil, tendo seu máximo no nível do cascalho heterogêneo. No solum, a partir do nível de cascalho heterogêneo, os picos de caulinita são menos elevados do que em IC3 e IC2 e são menos cristalizados. Desse nível de cascalho, indo na direção do topo, a cristalização e os picos de caulinita diminuem, como, também, os de gibsita.

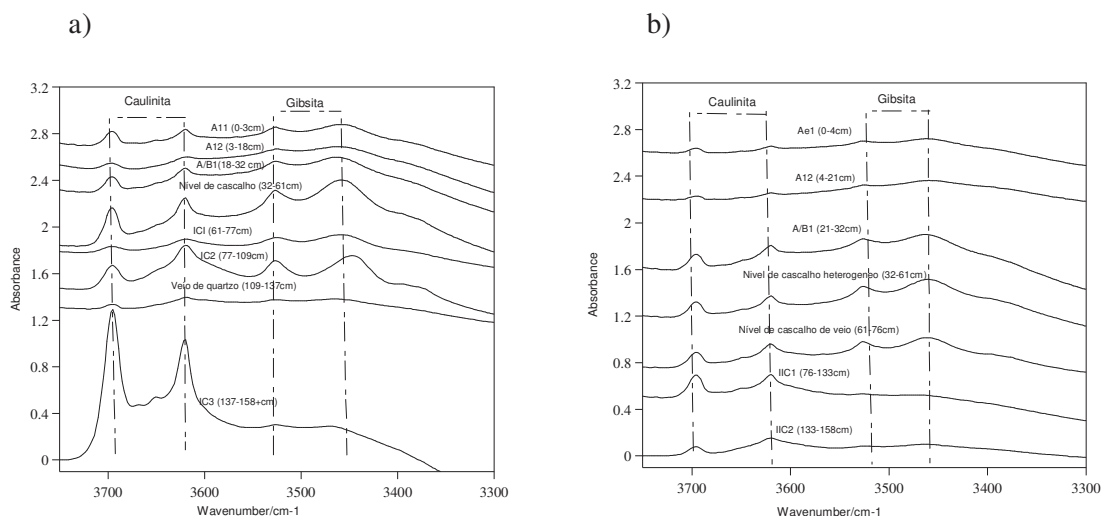


Figura 10: Espectros FT-IR, (a) TR1, (b) TR2

Em TR2 (figura 10b) os horizontes de alteração do metarenito micáceo (IIC1 e IIC2) apresentam caulinita menos cristalizada em relação a TR1, e traços de gibsita. Em direção à superfície do perfil, no nível de cascalho de veio, os picos de caulinita diminuem de intensidade, ao passo que a gibsita apresenta incremento na intensidade do seu pico. Acima do veio tem-se um nível de cascalho heterogêneo, cujo comportamento dos minerais apresenta-se bastante similar ao do veio. Nos horizontes de superfície Ae1 e A12, os picos tanto de caulinita como de gibsita diminuem de intensidade e de cristalização.

Pela sua proporção relativa, a goethita é mais importante nos horizontes dos solos, de TR1 e TR2, do que a hematita, sendo que esta última aparece como traços (figura 11a e b). Na figura 11a o nível de cascalho representa uma descontinuidade. Nele os espectros mostram que goethita quase desaparece e hematita não existe na matriz dos cascalhos. Abaixo dele, nos horizontes de alteração e no veio os espectros são menos desenvolvidos do que nos horizontes acima dele. Na alteração, o sinal para goethita como para hematita, cresce de intensidade na direção do nível de cascalho, atingindo o máximo em IIC1. A partir do cascalho, existe uma leve perda da intensidade, mas, ao mesmo tempo, os picos de goethita ficam mais largos e se deslocam, indício de que nas goethitas pode estar havendo substituição por Al. A descontinuidade representada pelo cascalho pode estar relacionada com a diferença de material de origem dos horizontes superiores ou, por mudanças no sistema de alteração e de pedogênese.

Observando a diferença de escala, de TR1 para a direção de TR2 a intensidade do sinal de goethita e hematita diminui (figura 11a e b). Em TR2 (figura 11b) da base para o topo dos

perfis, não considerando o horizonte A12, o aumento do sinal é gradativo até no topo. O horizonte A12 apresenta uma queda brusca em goethita. Sabe-se que entre os materiais da alteração e o solum em TR1 e TR2 há uma descontinuidade, entretanto, na TR2 esta descontinuidade não é percebida através da mineralogia como em TR1, isso permite refletir que nesse último perfil, a descontinuidade observada no nível de cascalho não pode ser comprovado pela mineralogia. Dessa maneira é mais plausível aceitar a hipótese referente a mudanças no sistema de alteração e pedogênese para explicar o padrão de distribuição dos minerais. Por outro lado, esse comportamento aliado ao fato das transformações serem progressivas, excetuando as descontinuidades já referenciadas, referenda o fato de que os materiais que deram origem ao solum, mesmo que tenham sido transportados, eram compostos por fragmentos da rocha local, aptos, à alteração.

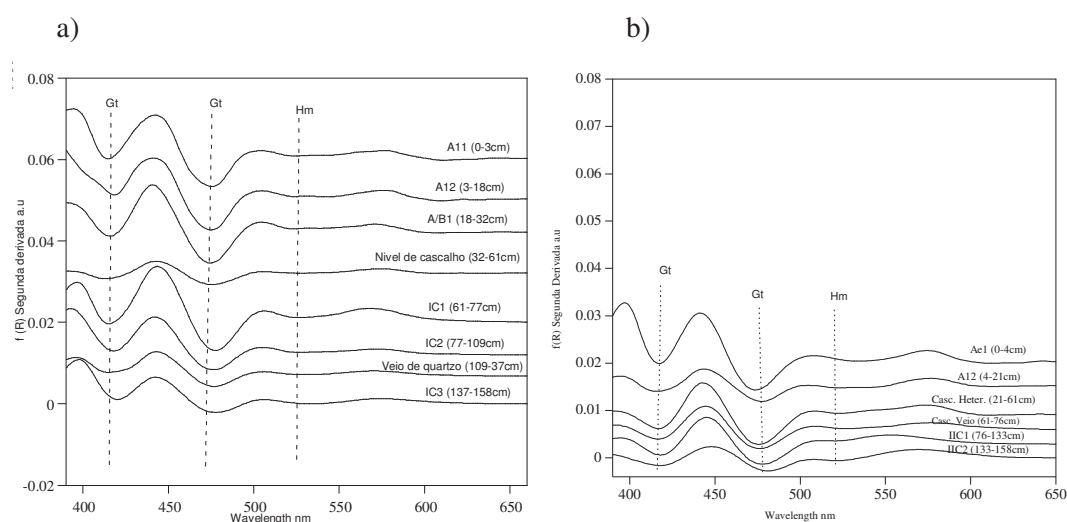


Figura 11: Espectros da segunda derivada da função de reemissão $f(R)$ (DRS) das bandas (mínimas) de hematita e goethita, (a)TR1, (b) TR2

Da montante, compartimento I, indo na direção da jusante, compartimento II, observada a diferença de escala, a quantidade relativa de caulinita e de gibsitita diminui (figura 10a, b). O mesmo ocorre para a goethita e hematita (figura 11a, b).

No compartimento II, em TR4 (figura 12a), a caulinita perde, gradativamente, a intensidade dos picos e a cristalinidade, da base em direção do topo do perfil. No nível de cascalho de veio aparece a gibsitita que permanece em traços até no topo do perfil, excetuando o horizonte B2 aonde existe picos levemente proeminentes de gibsitita. Da mesma maneira que em TR4, em TR6 (figura 12b), a cristalinidade e os picos de caulinita diminuem

gradativamente da base em direção do topo do perfil, excetuando o horizonte Bh, no qual o pico é levemente mais elevado, e os horizontes Bh2, B1 e Bhs, nos quais os picos de caulinita perdem a intensidade e cristalinidade. Nesse perfil os picos de gibbsita são apenas traços e aparecem a partir do horizonte B2. Em B1 e Bhs a gibbsita desaparece.

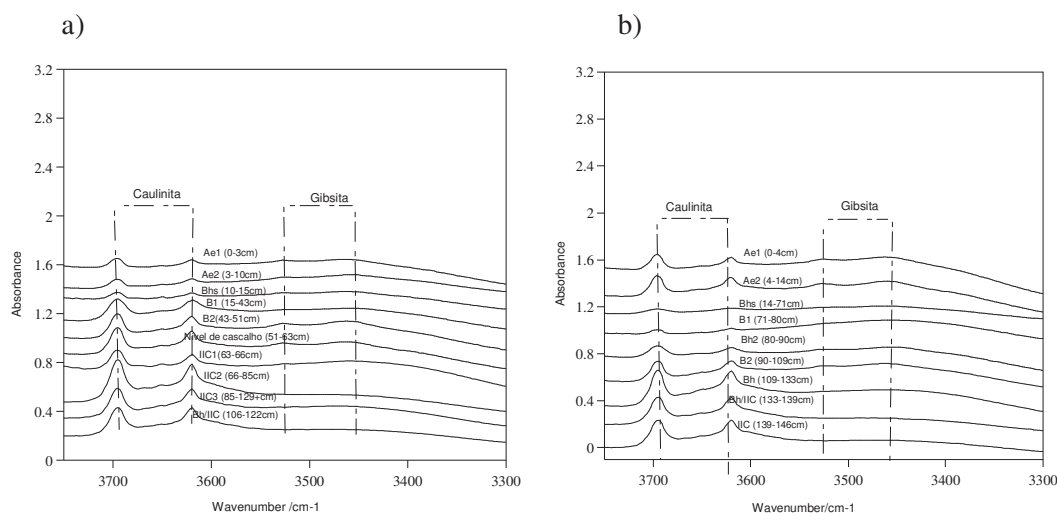


Figura 12: Espectros FT-IR, (a) TR4 (b), TR6

Em TR4 a hematita desaparece de todos os horizontes (figura 13a). Os espectros mostram que em TR4 goethita tem um comportamento especial. Da base até o nível de cascalho de veio o mineral aumenta sua quantidade relativa (figura 13a). Acima do horizonte B2, sucessivamente, verifica-se aumento e depleção de goethita, até tornar-se traço no horizonte de superfície. Os horizontes Bhs e Ae2 marcam o menor sinal.

Em TR6, tal comportamento difere levemente. A sequência de aumento e de depleção inicia-se desde a base do perfil (figura 13b). Entretanto, observa-se que já em TR4, a intensidade da goethita nos horizontes de alteração é baixa. Na TR6, a goethita desaparece no Bh da base, permanece como traços nos horizontes IIC, Bh2, Bhs e Ae1, e tem maior intensidade em B2, B1 e Ae2. Tanto em TR4 como em TR6 a goethita desaparece ou tende a desaparecer nos horizontes espódicos e de superfície e nos horizontes de alteração. As discontinuidades observadas nos espectros não podem, ser explicadas, pelos materiais de origem. A sucessão de aumento e depleção de goethita indica diferenciações de comportamento geoquímico nos perfis.

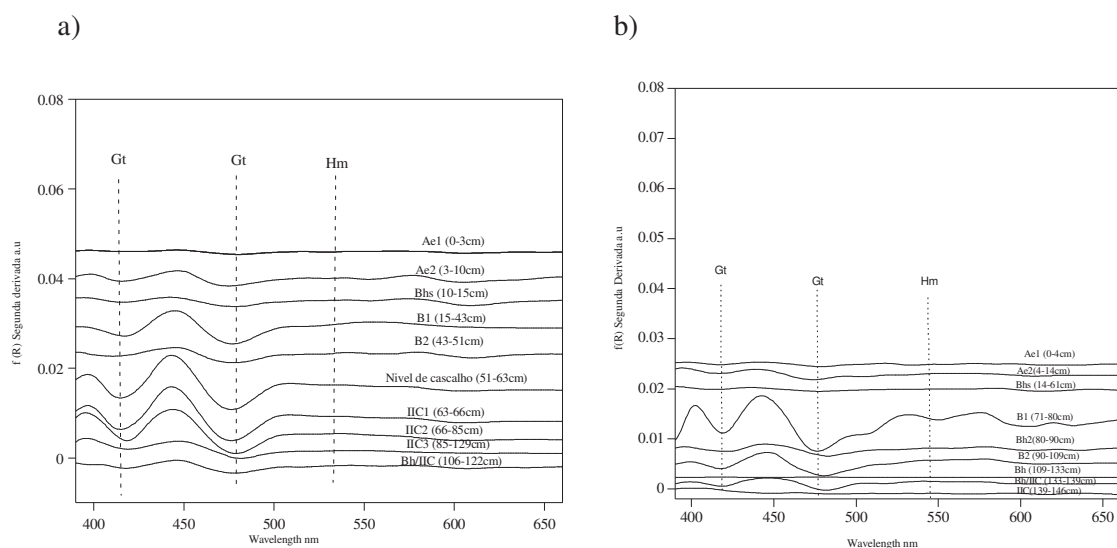


Figura 13: Espectros da segunda derivada da função de reemissão $f(R)$ (DRS) das bandas (mínimas) de hematita e goethita, (a)TR4, (b)TR6

No compartimento III (figuras 14a e 14b) os picos que representam a caulinita são pouco intensos ou esta aparece como traços. No perfil TR9 ela desaparece em parte dos horizontes espódicos e álbicos, enquanto em TR8 ela aparece a partir do horizonte E, mas, tende a ter seus picos diminuídos nos horizontes espódicos e álbicos. Em ambos os perfis ela é mal cristalizada. A gibbsite não existe nos perfis TR9 e TR8.

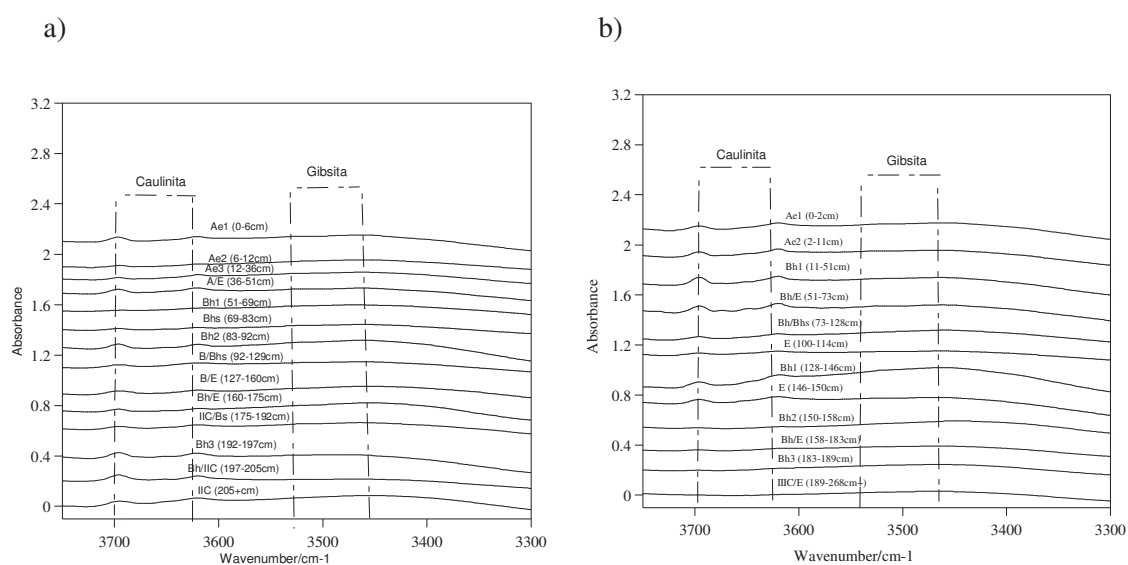


Figura 14: Espectros FT-IR, (a) TR9, (b) TR8

Nos compartimentos I e II os picos e a cristalinidade de caulinita diminuem na direção do topo dos perfis. Ao mesmo tempo os picos de gibsita diminuem na mesma direção, revelando que ambos os minerais se alteram ao mesmo tempo. Embora tal comportamento seja observado nos dois compartimentos, os picos de gibsita permaneceram mais elevados no I do que no II. Entretanto, os picos mais elevados desse mineral estão relacionados aos níveis de cascalho, tanto em TR1 como em TR2, portanto, aos níveis mais permeáveis.

Os picos de gibsita no compartimento I existem a partir da base dos perfis, enquanto em II eles aparecem a partir do nível de cascalho, em TR4, e no horizonte B2, em TR6. Pela morfologia de campo verificou-se que no compartimento I o meio é oxidante, favorável à formação de gibsita, e que a partir de TR4 a base dos perfis está sob o efeito de hidromorfia temporária, portanto, em contraposição às condições de formação de gibsita. Por outro lado, esse mineral, desaparece nos horizontes espódicos de TR4 e de TR6, o que sugere a sua dissolução.

Do compartimento I ao III ocorre a diminuição dos picos de caulinita ao mesmo tempo em que esta perde em cristalinidade. Da mesma maneira que no compartimento II, nos horizontes espódicos e álbicos, de TR9 e de TR8, os picos de caulinita desaparecem ou permanecem, apenas, como traços, sugerindo a dissolução deste mineral. O mesmo ocorre com a gibsita que nos dois perfis, já não existe mais.

O fato das gibsitas desaparecerem nos horizontes espódicos e álbicos e a caulinita, ainda, permanecer, embora, em menor quantidade (picos menores) ou desaparecer no caso de TR9 e de TR8, significa que existe uma ordem de ocorrência: primeiro a gibsita e, posteriormente, a caulinita. Tal cronologia também foi observada por NASCIMENTO et al., (2004) em solos Podzolizados na bacia do Rio Negro-AM.

Observou-se também que do compartimento I em direção ao II a goethita diminui, e que no compartimento II, de TR4 a TR6, a goethita diminui nos horizontes de alteração. Sabe-se que, ao mesmo tempo, do compartimento I para o III, passa-se do sistema oxidante para hidromórfico, na base da topossequência, o que explica a depleção da goethita nos horizontes de alteração do compartimento II. Entretanto, essa hidromorfia não responde pelo empobrecimento em goethita dos horizontes espódicos e superficial dos solos, em TR4 e TR6. A relação entre horizontes espódicos e depleção em goethita sugere sua dissolução pelos ácidos orgânicos, ou sugere a dissolução seletiva hematita/ goethita, com formação de

goethita aluminosa. Essa segunda via não está bem clara, para ser referendada necessita de um melhor refinamento dos espectros DRS.

A análise da mineralogia permitiu, portanto, reafirmar dois tipos de pedogênese e sugere que nos horizontes espódicos tanto a gibsitita como a caulinita e os óxidos de ferro estão sendo dissolvidos.

Síntese

No compartimento I, os espectros da figura 10a e b não apresentam nenhuma descontinuidade marcante que indique uma diferença entre os materiais de origem dos horizontes de alteração e os do solum. A transformação gradativa dos picos dos minerais está refletindo, portanto, uma diferenciação mineralógica sobre materiais assemelhados, mas não, necessariamente, de mesma origem. Tal padrão dá conta de que o solum no compartimento I vem da alteração de materiais similares aos encontrados na topossequência.

5.4- DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS TRAÇOS (Th, Ti, Zr): Aloctonia e autoctonia dos materiais de origem dos solos

As análises da morfologia de campo aliadas ao estudo da distribuição das frações granulométricas e dos minerais da fração argila permitiram compreender a distribuição e identificar o tipo de material constituinte dos solos da topossequência.

O compartimento I tem na sua base, na montante (TR1), horizontes originados da alteração do metarenito intercalado por filito e, na jusante (TR2), horizontes vindos da alteração do metarenito micáceo. A presença de um horizonte de cascalho heterogêneo sobre os horizontes de alteração dos metarenitos sugere que o solum tem sua origem em materiais alóctones.

Na TR9 (compartimento III) pelo menos os horizontes da base do perfil vêm da alteração de metarenito, embora de textura um pouco mais grosseira do que a do metarenito micáceo de montante. Na jusante do compartimento III, a TR8 tem seus materiais originais vindos de depósitos aluviais e materiais de vertente. Depósitos aluviais grosseiros (cascalhos arredondados) e um tronco de vegetação comprovam tal aloctonia.

Dúvidas também existem quanto à origem dos materiais que formaram os solos de parte do compartimento II. Através da morfologia observada e descrita na análise macroscópica a hipótese formulada é a de que a diferenciação dos horizontes que se observa, atualmente, no

perfil TR6 se deu sobre a rocha in situ, enquanto em TR4 a descontinuidade representada por um horizonte de cascalho sugere aloctonia dos materiais que formam o solum.

A análise de comportamento dos elementos traços ao longo dos perfis TR2, TR4 e TR6 tem como fim verificar quais materiais são autóctones ou alóctones.

5.4.1- Relação Zircônio x Titânio

No perfil TR2 não existe uma tendência nítida em relação à distribuição de Zr/Ti. Os pontos estão dispersos no gráfico (figura 15). Considerando os horizontes da alteração (IIC2 e IIC1) observa-se que os teores de Zr e Ti aumentam em direção ao topo (IIC1) apresentando uma correlação positiva, portanto. Essa mesma tendência é observada para os teores de argila e Ti (figura 16). Os teores de areia diminuíram em direção ao topo (IIC1), e o Zr apresentou comportamento inverso (figura 17), tendo, portanto, uma correlação negativa.

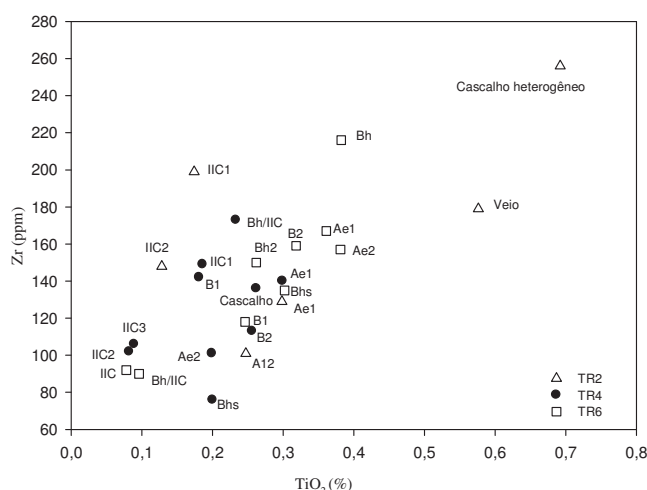


Figura 15: Relação Zr x Ti, perfis TR2, TR4 e TR6

Sobreposto à alteração, no horizonte correspondente ao veio observa-se aumento dos teores de Ti. Os teores de argila seguiram a mesma tendência (figura 16). Os teores de Zr diminuíram, assim como os de areia (figura 17). No nível de cascalho heterogêneo os teores de Zr e Ti aumentaram, bem como os de argila. Os teores de areia não acompanharam os valores de Zr. Nos horizontes A12 e Ae1 a relação Ti/Zr diminuiu consideravelmente em relação ao nível de cascalho heterogêneo. Os teores de argila diminuíram também, embora a correlação com o Ti seja negativa, pois os menores valores de Ti corresponderam aos maiores de argila. Os teores de areia aumentaram, mas o Zr não acompanhou essa tendência.

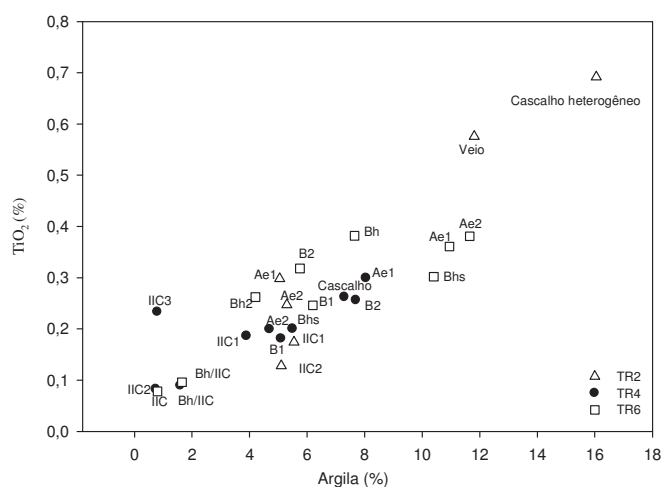


Figura 16: Relação Ti x Argila, perfis TR2, TR4 e TR6

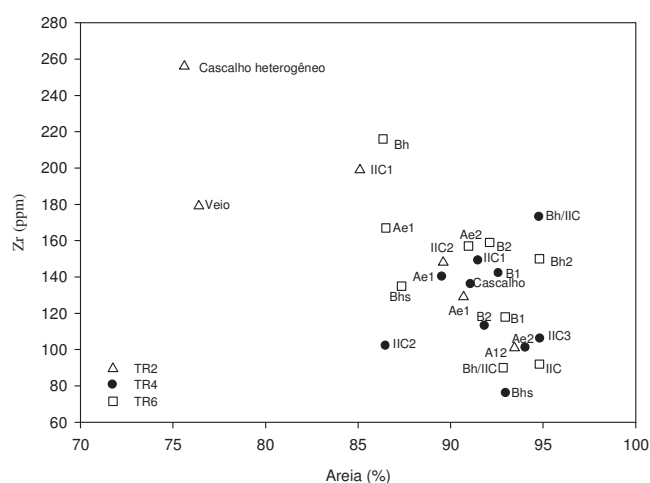


Figura 17: Relação Zr x Areia, perfis TR2, TR4 e TR6

Assim como em TR2, no perfil TR4 (figura 15) não existe uma tendência nítida em relação à distribuição de Zr/Ti . Não considerando o horizonte Bh/IIC localizado na base da alteração que tem teor alto tanto de Zr como de Ti, observam-se baixos teores de Ti e de Zr em IIC3 e IIC2, mas estes aumentam em direção ao topo (IIC1). A correlação é, pois, positiva entre Zr/Ti para os horizontes de alteração. A figura 16 mostra que os teores de argila nos horizontes de alteração são baixos, mas, crescem na direção do topo, enquanto os de Ti também crescem, é uma correlação positiva. A relação Zr/Areia está representada na figura 17. Nos horizontes de alteração os teores de areia são variáveis, mas, muito altos. Naqueles com maiores teores de areia, também, correspondem os maiores de Zr, embora existam teores baixos de Zr associados a maiores teores de areia.

Sobreposto à alteração, em TR4, no horizonte correspondente ao veio (cascalho), observa-se aumento nos valores de Ti e de Zr, em comparação com os horizontes da alteração. O maior valor de Ti nesse horizonte de veio está associado a uma maior quantidade de argila (figura 16), em comparação com os horizontes de alteração, enquanto Zr e areia apresentam teores altos (figura 17). Este comportamento é também observado para B1, tomando como base os horizontes de alteração. A relação entre Ti e argila (figura 16) e entre Zr e areia (figura 17) nesses horizontes é positiva, tanto são altos os teores de Ti e de Zr como são altos os teores de argila e de areia. Em Bhs houve um decréscimo considerável nos teores de Zr, enquanto o de Ti é alto e correlaciona a um teor de argila, também, alto. A diminuição dos teores de Zr não seguiu o aumento no teor de areia (figura 17). Relações positivas entre a fração argila e Ti foram observadas nos demais horizontes (Bhs, Ae2 e Ae1). Entretanto Bhs e Ae2 têm teores de areia alto e de Zr, baixo, enquanto Ae1 tem comportamento inverso.

Em TR4 a correlação entre Ti e argila (figura 16) é forte e mostrou uma tendência de aumento da base para o topo dos horizontes de alteração, e diminuição em direção do topo do perfil a partir do veio (cascalho). Entretanto com o Zr (figura 17) esta tendência não foi observada em relação à areia, entretanto, ele é conservativo, varia pouco em função das mudanças de teores de areia, portanto, pode estar refletindo a presença de um único mineral o qual está sendo levemente afetado pela alteração.

Em TR6 (figura 15) a relação entre Zr e Ti é positiva, isto é, crescem os teores de Ti ao mesmo tempo que aqueles de Zr. A tendência é o aumento dos teores a partir da alteração em direção do topo do perfil, excetuando o horizonte Bh que tem teores muito altos tanto de Zr como de Ti e localiza-se na base do perfil. A relação entre Ti e argila para o perfil é positiva, cresce teores de argila ao mesmo tempo em que aumentam aqueles do Ti. A tendência é o aumento dos teores a partir da base em direção do topo do perfil. Novamente, o horizonte Bh foge ao padrão. Os teores mais baixos de Zr correspondem aos mais altos de areia (figura 17), enquanto os mais altos de Zr, aos menores teores em areia. A relação é negativa, portanto. A tendência observada foi o aumento dos teores de Zr a partir da base do perfil para a direção do topo. Entretanto os teores de areia são muito altos em todos os horizontes reafirmando a filiação entre Zr e as frações mais grosseiras.

A tendência de aumento do teor de Zr na direção do topo do perfil TR6 revela a existência de um solo mais evoluído em relação aos perfis TR2 e TR4 e desenvolvido a partir de um mesmo material de origem, da base para o topo do perfil, diferentemente de TR2 e TR4.

Acima do veio, no nível de cascalho heterogêneo observa-se aumento dos teores de Zr e Th, assim como também da quantidade de argila. Na direção do topo do perfil, no horizonte A12 os teores de ambos os elementos apresentaram diminuição. A argila apresentou a mesma tendência (figura 19). No horizonte Ae1 os teores de Zr e Th apresentaram um leve aumento, enquanto a argila diminuiu (figura 18).

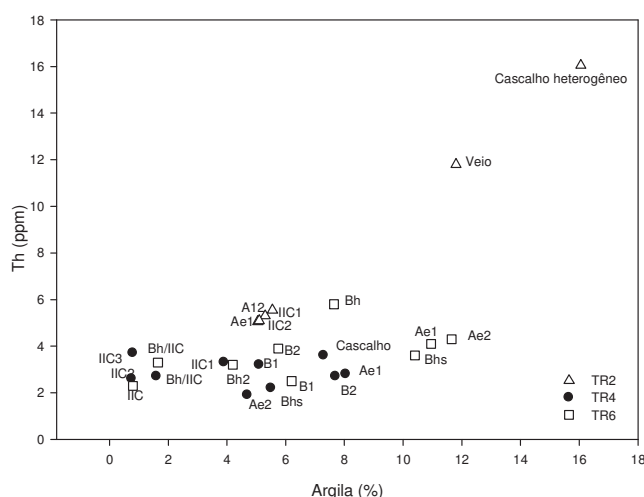


Figura 19: Relação Th x argila, perfis TR2, TR4 e TR6

De maneira geral a tendência de distribuição de Zr e Th para o perfil TR2 é de uma leve diminuição em direção ao topo, exceto no nível de cascalho. O comportamento da argila acompanhou os teores de Th, apresentando, portanto, correlação positiva, exceto no horizonte de superfície Ae1.

Em TR4 também observa-se uma distribuição irregular dos elementos ao longo do perfil (figura 18). As maiores quantidades de Zr foram encontradas nos horizontes IIC1, B1, Bh/IIC e Ae1. Nos horizontes de alteração do metarenito (IIC2 e IIC3 e IIC1) os teores de Zr variam e os de Th permanecem mais constantes. Entretanto o IIC1 apresentou maiores teores de Th e Zr, comparado ao IIC2 e IIC3. O incremento nos teores de Zr pode estar associado à presença dos pequenos veios de quartzo encontrados em meio a esse horizonte.

No Bh3 tanto Zr como Th têm teores baixos. O Ae2 apresentou comportamento semelhante ao Bh3 quanto à distribuição dos teores de Th. Com relação ao Zr, o Ae2 apresentou maiores valores, o que pode estar associado aos mecanismos de migração de materiais finos e acúmulo de grosseiros, característica da podzolização que dá origem a horizontes álbicos eluviais.

A figura 19 mostra que a relação entre Th e argila na maior parte dos horizontes de alteração em TR4 é negativa, isto é maiores valores de Th correspondem a menores teores em argila. Embora a relação seja negativa é possível que os maiores teores de Th estejam vinculados a uma outra causa. Excetuando a matriz do veio que tem teores de Th e de argila altos, os demais horizontes do solum tem teores de argila, alto e de tório, baixo. A relação, portanto é negativa no solum. Da alteração, indo em direção do topo do perfil a tendência é de uma leve diminuição dos teores de Th, é uma tendência quase conservativa. Tal tendência apresentada pelo perfil em relação ao conteúdo de tório reafirma que TR4 é menos desenvolvido, pois os minerais que contem Th estão sendo pouco afetados pela alteração laterítica.

No perfil TR6, o horizonte de alteração do metarenito (IIC) apresentou baixos teores de Zr e Th. Em direção ao topo, no Bh/IIC, observa-se um aumento nos teores de Th e uma pequena diminuição no Zr, em relação ao IIC. A forte impregnação de matéria orgânica, ligada ao remonte do lençol freático, responde pelo acúmulo de materiais finos, explicando o aumento de Th. O horizonte Bh apresentou um comportamento diferenciado dos demais, com elevados teores dos elementos analisados. Destaca-se um grande aumento dos valores de Zr e de Th no Bh, em relação ao de profundidade Bh/IIC. O aumento de Th pode ser explicado mais claramente pelo remonte do lençol, enquanto para o conteúdo de Zr a explicação ainda continua obscura.

O Bh2 apresentou um comportamento muito semelhante ao B2 e ao Bhs: Zr e Th tem conteúdos altos, embora em Bhs os conteúdos de Th sejam maiores do que de Zr. No B1 houve diminuição nos teores de Zr e Th. Em Ae1 e Ae2 a quantidade de Zr e de Th é maior do que nos horizontes precedentes, excluindo o Bh.

A relação de Th e argila neste perfil TR6 é sempre positiva para todos os horizontes isto é, a medida que aumenta o conteúdo de argila, aumenta-se o conteúdo de Th (figura 19). A tendência observada é de aumento das duas frações partindo da alteração para a direção do topo do perfil, excetuando o horizonte Bh que foge deste padrão.

O comportamento dos perfis TR2 e TR4 em relação ao Th e ao Zr é semelhante, ou seja, apresentam tendência de diminuição dos teores em direção ao topo. Entretanto, esses perfis (TR2, TR4) diferem em relação a TR6, para os mesmos elementos.

Com relação ao comportamento do titânio (figura 20) TR2, TR4 e TR6 assemelham-se. Todos os perfis têm na base o metarenito micáceo. Esse fato aliado ao comportamento do Zr e do Ti nos perfis valida a filiação vertical da rocha com os horizontes de alteração e com os

horizontes do solum em TR6, mas invalida a filiação vertical entre a rocha da base e o solum de TR2 e TR4. Portanto, disso decorre que TR6 foi originado pela alteração da rocha in situ, enquanto TR2 e TR4 têm como origem o metarenito na base e material de transporte acima do cascalho.

5.4.3- Relação Titânio x Tório

A figura 20 traz a relação entre tório e titânio dos perfis TR2, TR4 e TR6. A relação é positiva entre Th e Ti isto é, aumentam os teores de Th e de Ti ao mesmo tempo, até o nível de cascalho heterogêneo em TR2, até ao veio (cascalho) em TR4 e até ao topo em TR6. Nos horizontes do solum, em TR2, a partir do nível de cascalho heterogêneo, e em TR4, a partir do veio os conteúdos de Th e de Ti decaem.

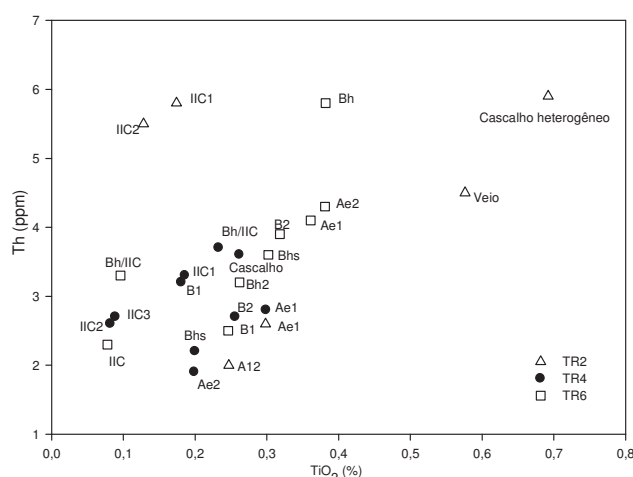


Figura 20: Relação Th x Ti, perfis TR2, TR4 e TR6

5.4.4-Distribuição dos elementos maiores e traços no solo: Identificação dos processos maiores dominantes

Além de permitirem interpretações sobre a natureza autóctone/alóctone dos materiais, a distribuição dos elementos maiores e traços no solo, auxiliam também na identificação dos processos maiores dominantes, em função dos elementos concentrados ou exportados ao longo da evolução dos perfis. Utilizando-se de um elemento de natureza invariante, pode-se calcular a variação (perdas e ganhos) de um dado elemento, dentro das coberturas de solo.

Os sistemas lateríticos caracterizam-se por apresentar perda de bases e parte da sílica no processo de alteração e pedogênese, e tendem a acumular Al e Fe, incorporados aos minerais de argila e aos óxidos e hidróxidos de Al e Fe, e elementos traços metálicos (Zr, Th e Ti)

Diante disso, fez-se o cálculo da função de transporte para os elementos maiores Al e Fe e para os elementos traços Th e Ti, excetuando-se as bases e os demais elementos maiores. Pela sua natureza e comportamento na topossequência, o Zr foi considerado como o elemento mais invariante do sistema estudado.

Nos gráficos apresentados nas figuras 21, 23, 24, 25 a linha tracejada representa o Zr, que é o fator 1 do balanço; os pontos que aparecem à direita de 1 indicam ganho do elemento considerado, e os da esquerda de 1, perda.

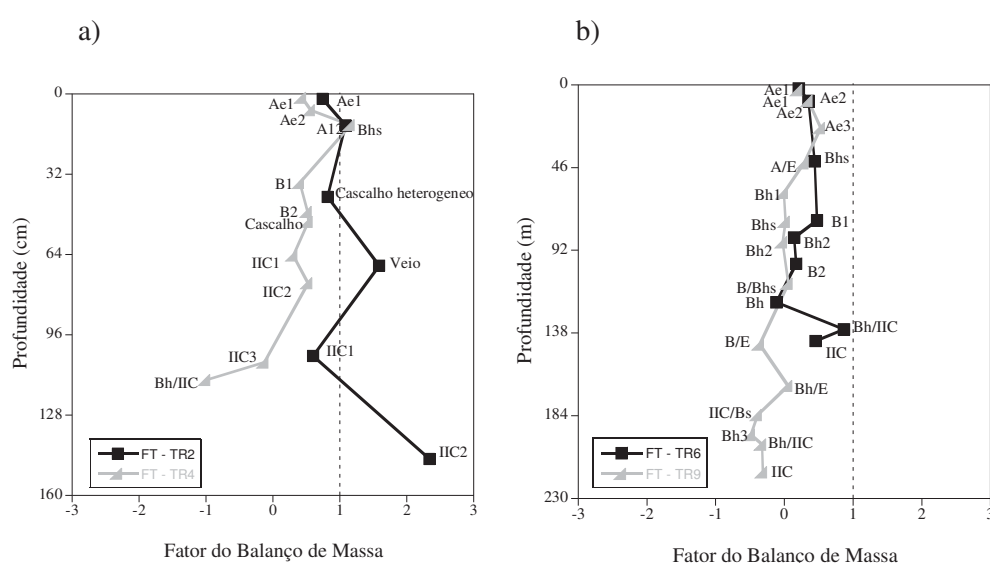


Figura 21: Balanço de massa para Fe_2O_3 , (a) TR2 e TR4 e (b) TR6 e TR9

A distribuição de Fe frente ao fator 1 mostra que há ganho em ferro em três horizontes da topossequência, na superfície e em profundidade. Na TR2 correspondem aos horizontes A12 e IIC2. Goethita, traços de hematita, caulinita e gibsitita (10b e 11b) são os minerais presentes nestes horizontes, entretanto, apenas, a existência dos óxidos de Fe não explicam esse ganho, uma vez que nos demais horizontes desse solo eles também existem. A primeira acumulação de ferro está em A12, horizonte imediatamente abaixo de um Ae2, enquanto na base a acumulação ocorre no IIC2, imediatamente abaixo do nível de cascalho, horizonte este, extremamente poroso e mais rico em matéria orgânica (MO) (figura 22a). A acumulação da MO em horizontes não só superficiais, avança a idéia, que já em TR2, ela pode ser dissolvida e mobilizada, possibilitando a formação de complexos organo-metálicos que vão se acumular nos horizontes menos porosos.

Embora a curva do balanço em TR4, apresente uma variação irregular denotando, valores mais altos intercalados por mais baixos, apenas um horizonte apresenta ganho de ferro, é o Bhs (figura 21a). Nesse se acumulam mais ferro e mais MO. Essa acumulação informa sobre a dissolução e mobilidade da MO, que pode complexar o ferro. Esse padrão segue o da distribuição de MO, como para TR2; há a associação entre maiores teores de MO e ferro (figura 22b). Entretanto, a base do perfil TR4, apresenta perda de ferro, o que não ocorre em TR2. Essa organização demonstra que de TR2 para a direção de TR4 os processos de dissolução e mobilidade da MO e do ferro estão mais ativos. Portanto, o sistema laterítico de alteração e de pedogênese já começa a ser superimposto pela Podzolização, desde o topo da vertente enquanto a hidromorfia progride na base do perfil TR4. E está, em TR2, ligado à acumulação de matéria orgânica de superfície. A figura 22b, revela que há uma diminuição do conteúdo de MO no horizonte sobreposto ao Bhs.

Os perfis TR6 e TR9 são, fortemente, deplecionados em ferro (figura 21b), embora a mineralogia revele goethita e traços de hematita em TR6 (figura 13b). As quantidades de MO (figura 22c, d) nos horizontes dos dois perfis são globalmente maiores do que em TR2 e em TR4, mas, como para estes perfis precedentes, nos horizontes onde os conteúdos de MO são altos, corresponde a maiores teores de Fe (figura 21b). Embora os dois perfis percam ferro, este concentra-se na parte do topo e decai na base, dos perfis. A distribuição desse elemento em ambos os perfis, segue a dinâmica da Podzolização.

A depleção de ferro aumenta para a direção de jusante, de TR2 até TR9. Mas TR2 mantém ganho, maior, de ferro na base do perfil. Essa diferenciação entre TR2 e os demais perfis, revela fortemente uma mudança no sistema geoquímico. De fato, o sistema de alteração e pedogênese na montante (TR2), é oxidante, enquanto que indo em direção de jusante ele se torna hidromórfico, na base dos perfis. Existe mais ferro nos horizontes superiores de TR6 e TR9, do que nos horizontes da base desses mesmos perfis. Assim, pode-se afirmar que existe uma contraposição entre os horizontes da base e os do topo de TR6 e TR9, o que aponta para uma diferença no sistema de alteração e pedogênese entre o topo e a base de ambos os perfis. No topo o ambiente é oxidante. Isso não explica a perda de ferro do topo, enquanto a hidromorfia da base é responsável pela depleção deste elemento neste nível. Os espectros DRS (figura 13b), mostraram que para TR6 as goethitas tornam-se cada vez mais aluminosas para a direção do topo. A sucessão de transformação de goethita em goethita aluminosa, a partir da dissolução das gibsitais, explica a perda de ferro, também, nos horizontes superiores. Entretanto, a diferença de conteúdos entre base e topo sugere que a

hidromorfia é mais eficiente para a remoção do ferro da base desses dois perfis. Assim conclui-se que o sistema de alteração Podzolizante permite a redistribuição do ferro no perfil, enquanto o sistema hidromórfico e a transformação mineralógica respondem pela depleção do ferro.

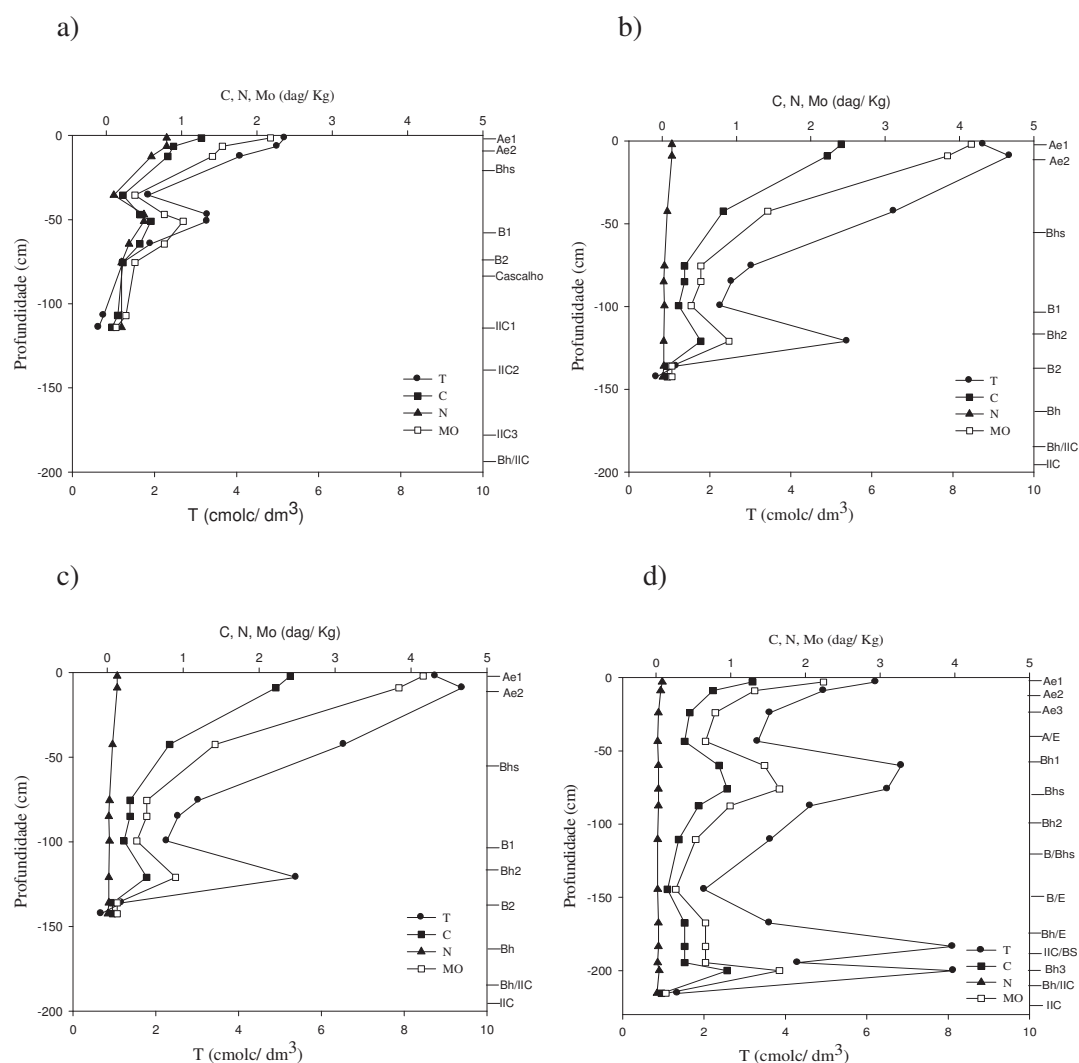


Figura 22: Distribuição de MO, C, N e T para (a)TR2, (b)TR4, (c)TR6 e (d)TR9

A figura 23 mostra que tem perda em Al no topo e ganho, apenas, no veio e nos horizontes da base de TR2 e de TR4. A mineralogia FT-IR (figura 10b e 12a) revelou que domina na base de TR2, como em TR4, caulinita bem cristalizada e traços de gibsita e que na direção do topo tanto caulinita como gibsita diminuem em quantidade. Essa transformação mineralógica explica a depleção de Al no topo dos perfis, relacionada, como para o ferro, à

dinâmica da MO, em ambiente Podzolizante, mas não explica a intensidade dos picos de caulinita e a presença de gibsita na base. Em TR2 a depleção é progressiva enquanto em TR4 a configuração da curva é irregular (figura 23a e b). A comparação entre os dois padrões distingue que os ganhos vêm da incorporação do Al, pela alteração das muscovitas, disponíveis na alteração do metarenito em TR2 e em TR4. Entretanto, nesse último perfil, o padrão da curva mostra a intercalação entre maiores e menores teores de Al, que segue o mesmo padrão de curva da MO (figura 22b). Essa comparação entre as curvas mostra a relação entre os conteúdos de MO e os de Al, explicando a configuração da curva em TR4. Essa distribuição frente à MO revela que a do Al, como para o Fe, é reflexo da dinâmica imposta pela Podzolização. Portanto, as perdas e a distribuição de Al no topo dos perfis TR2 e TR4 e na base de TR4, tem origem na Podzolização, enquanto na base, a alteração das muscovitas em TR2, enriquece este nível em Al.

Todo o perfil TR6 e TR9 é deplecionado em Al. Em ambos os perfis os picos de concentração de Al correspondem a teores altos de MO (figuras 23b e 22c e d), revelando a complexação do Al pela MO. De montante indo em direção da jusante (TR2 à TR9), a depleção de Al aumenta reafirmando que a Podzolização está mais desenvolvida na direção de jusante, sobretudo, em TR9.

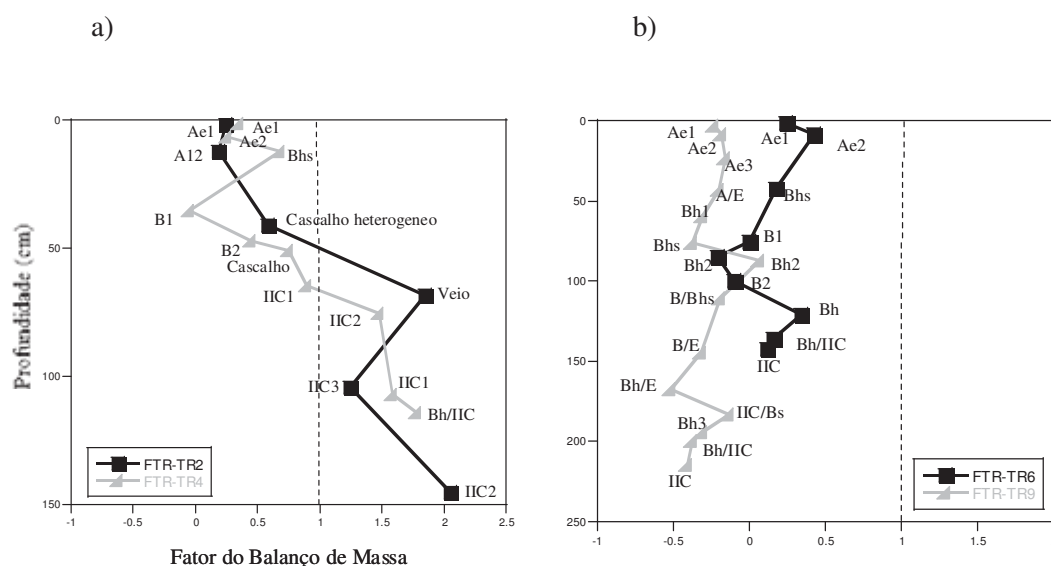


Figura 23: Balanço de massa para Al_2O_3 , (a) TR2 e TR4 e (b) TR6 e TR9

Na TR2 não existe perda de Ti (figura 24a), viu-se que o sistema de alteração é lateritizante e que a distribuição de Ti está coerente com este tipo de alteração e pedogênese, isto é, Ti acumula-se residualmente a partir da alteração dos minerais, embora uma perda

progressiva já é percebida para a direção do topo do perfil. Isso confirma que a Podzolização já está em processo neste perfil; a perda de titânio, portanto, pode estar ocorrendo, seja por dissolução ou por fracionamento físico decorrente da abertura da porosidade, ambos os motivos, reflexo da própria Podzolização.

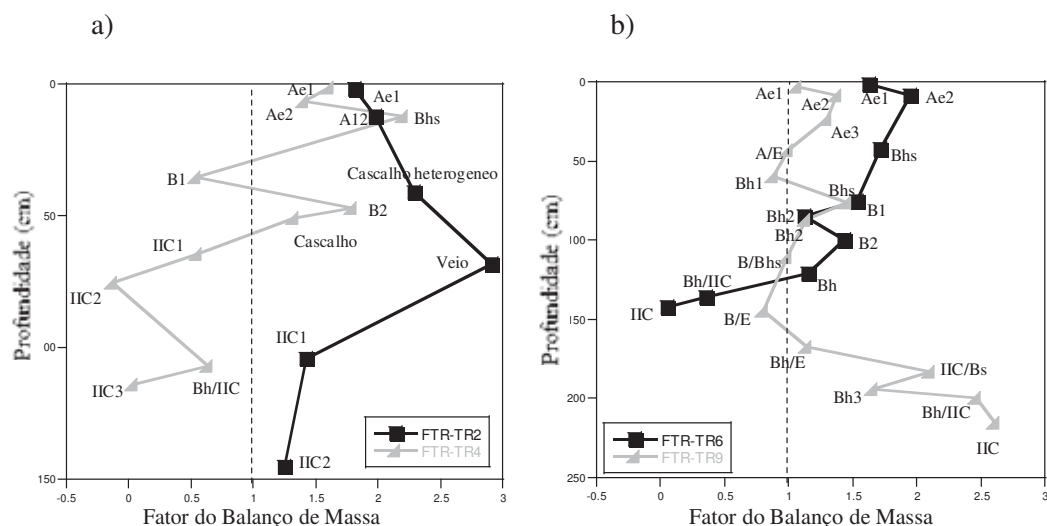


Figura 24: Balanço de massa para TiO_2 , (a) TR2 e TR4 e (b) TR6 e TR9

Na TR4 a distribuição do Ti envolve níveis de perda e de ganho (figura 24a). Entre 40 a 60 cm de profundidade no nível de cascalho de veio, o ganho pode ser atribuído, em parte, à alteração e fragmentação dos minerais primários aí presentes, viu-se que os quartzos e as muscovitas, estão abundantemente incrustados por mineral de titânio (titanita) (figura 25a, b), o que explica parte do ganho neste nível. No topo, o Ti concentra no Bhs, indicando como para o ferro, uma migração do Ti, na forma de complexo organo-metálico, a partir do horizonte do topo para o Bhs.

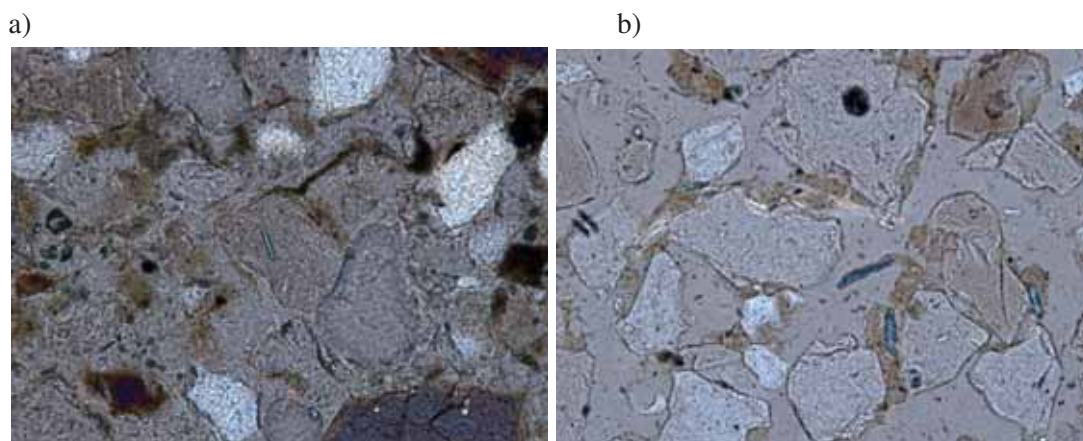


Figura 25: Quartzos incrustados por mineral de titânio

Da montante para a direção da jusante (TR2 à TR9) os perfis tornam-se mais deplecionados em Ti (figura 24a e b). Entretanto, em TR6 há ganho de Ti, maior no topo, e em TR9, na base do perfil. O fracionamento físico e químico desse elemento, ligado com as transferências físicas, através do alargamento da porosidade, e com a dissolução, capacidade de complexação e mobilidade da MO, explicam a distribuição desse elemento, as perdas e ganhos, em ambos os perfis.

A figura 26a e b mostra perda de tório em todos os perfis da topossequência. De montante, para a direção jusante, essa perda é maior. A análise sobre o fracionamento referenda a perda na direção de jusante e esclarece a configuração da distribuição desse elemento nos perfis: na jusante todo o perfil TR9 é a fonte de Th complexado pela MO, que vai alimentar a base dos perfis TR4 e TR6, da montante.

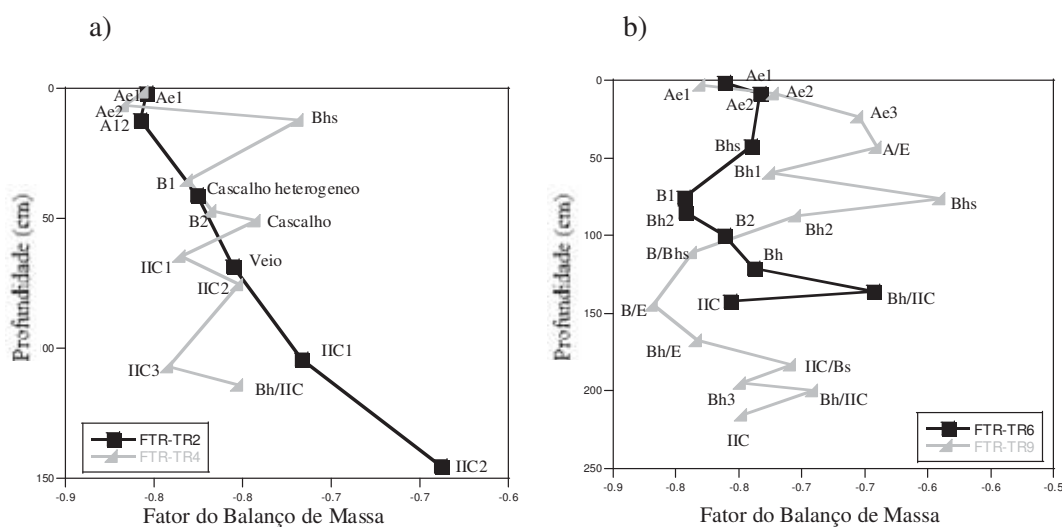


Figura 26: Função transporte para Th, (a) TR2 e TR4 e (b) TR6 e TR9

Através da análise dos gráficos da função transporte, pode-se observar que existe uma seqüência de perda dos elementos traços metálicos: Th, mais do que Ti, Al e Fe e mais do que Zr.

5.5-CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DO COMPLEXO SORTIVO NOS DOMÍNIOS LATERÍTICO E PODZOLIZADO: funcionamento atual dos solos

5.5.1- Compartimento I

Distribuição do pH, Al trocável, H+Al e Soma de Bases

Nas figuras 27a e 27b estão relacionados os valores do complexo de troca adsorvente (pH em H₂O e em KCl), teores de cátions trocáveis (K⁺, Ca⁺², Mg⁺², Al⁺³), acidez potencial (H+Al), Soma de bases (SB), capacidade de troca catiônica (T).

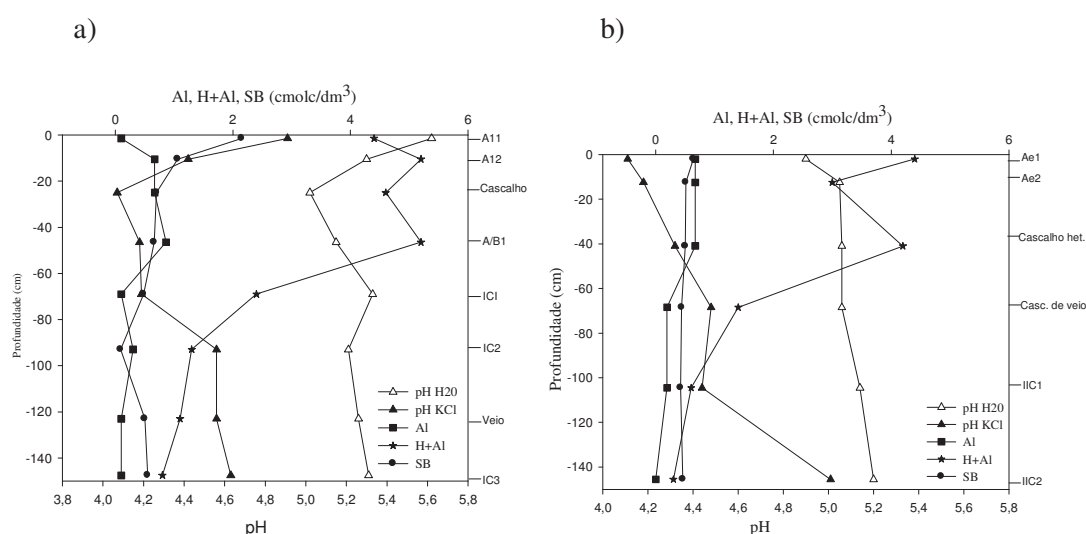


Figura 27: Distribuição dos valores de Al, H+Al, SB, pH em H₂O e KCl, (a) TR1, (b) TR2

Na TR1 os valores de pH em água variam de 5,62 a 5,31 e os em KCl de 4,91 a 4,93. Na TR2, nas mesmas condições analíticas, os pH variam entre 4,9 a 5,2 (em H₂O) e 4,11 a 5,01 (em KCl). Os valores de pH em água são maiores do que em KCl. Isso resulta num delta pH (pH KCl - pH H₂O) negativo, indicando predominância de cargas negativas, e conseqüentemente, maior capacidade de reter cátions. Em TR2 os pH estão globalmente mais

ácidos do que em TR1. A tendência geral nos dois perfis é, também, diferente. Na TR1 os gráficos revelam diminuição dos valores de pH (água e KCl) em subsuperfície, nos horizontes A/B1 e no nível de cascalho. No horizonte superficial A11, e em profundidade a partir do IC1 os valores são maiores. A TR2 apresentou acidez mais elevada no horizonte superficial (Ae1) e nos subsuperficiais até o nível de cascalho fino. A partir dessa profundidade em direção da base do perfil os valores aumentam.

Em TR1 a relação pH e bases trocáveis é positiva, a diminuição da acidez corresponde um aumento das bases, assim, observadas as proporções, verifica-se que o padrão da curva de soma de bases é similar à de distribuição do pH. Na TR2 esse padrão é quase similar, os valores de pH aumentaram na direção da profundidade, enquanto que a soma das bases aumenta, mas, muito pouco, ela permanece praticamente constante.

Os teores de Al trocável, na TR1, variaram de 0,1 a 0,86 cmolc/dm³, sendo que as maiores concentrações foram encontradas nos horizontes subsuperficiais (entre as profundidades de 18-61 cm). O padrão da curva de Al trocável é oposta a do pH nos horizontes do solum, apresentando, portanto, uma correlação negativa, enquanto, abaixo do nível de cascalho a correlação é positiva, o padrão da curva é o mesmo, mas, enquanto os teores de Al crescem a acidez diminui. Enquanto no topo do solum e no horizonte de alteração o pH é menos alumino-dependente, entre 18 e 61 cm tanto o pH revela maior acidez quanto Al tem teores mais altos. A curva de $H^+ + Al^{+3}$ confirma esta tendência. Na TR2, cujos teores variaram de 0 a 0,67 cmolc/dm³, a tendência da curva de Al trocável é permanecer quase constante nos horizontes de superfície e de decrescer na direção da base do perfil. Essa tendência é contrária à observada no perfil TR1, isto é, no solum os teores de Al aumentam enquanto a acidez aumenta. Nesse caso a acidez do solum é mais alumino dependente do que em TR1. Abaixo do nível de cascalho, a acidez diminui enquanto os teores de Al aumentam e, como em TR1, ela é menos alumino-dependente. A curva de $H^+ + Al^{+3}$ confirma a tendência do perfil TR2.

Distribuição das Bases Trocáveis, Al trocável, H+Al e T

As figuras 28a e 28b apresentam a variação dos teores de bases trocáveis, SB, Al trocável, $H^+ + Al^{+3}$ e T. A SB é baixa nos dois perfis assim como os teores de Ca^{+2} e Mg^{+2} e K^+ . Na TR1 os teores de Ca^{+2} e Mg^{+2} variaram de 0,02 a 1,23 cmol/dm³ e de 0 a 0,71 cmol/dm³, respectivamente. Os de K^+ de 0,007 a 0,22 cmol/dm³. Os maiores valores de Ca^{+2} e Mg^{+2} foram encontrados no horizonte superficial (A11) e subsuperficial (A12),

decrecendo com a profundidade, voltando a aumentar no horizonte IC3 na base do perfil. A figura 28b de TR2 revela comportamento diferente quanto à distribuição e quantidade dos cátions Ca^{+2} e Mg^{+2} ao longo do perfil; os teores são inferiores comparados a TR1 e o padrão de distribuição mostra que são praticamente constantes ao longo do perfil. O padrão de distribuição do K é igual ao das outras bases e revela o aumento na direção do topo dos perfis. Entretanto, em TR1 o valor mais alto corresponde ao nível de cascalho heterogêneo. O Mg^{+2} e K^{+} tem teores mais altos em ambos os perfis, enquanto Na não foi detectado. A relação entre T e $\text{H}^{+} + \text{Al}^{+3}$ é positiva nos dois perfis, indicando que o complexo sortivo está saturado por $\text{H}^{+} + \text{Al}^{+3}$.

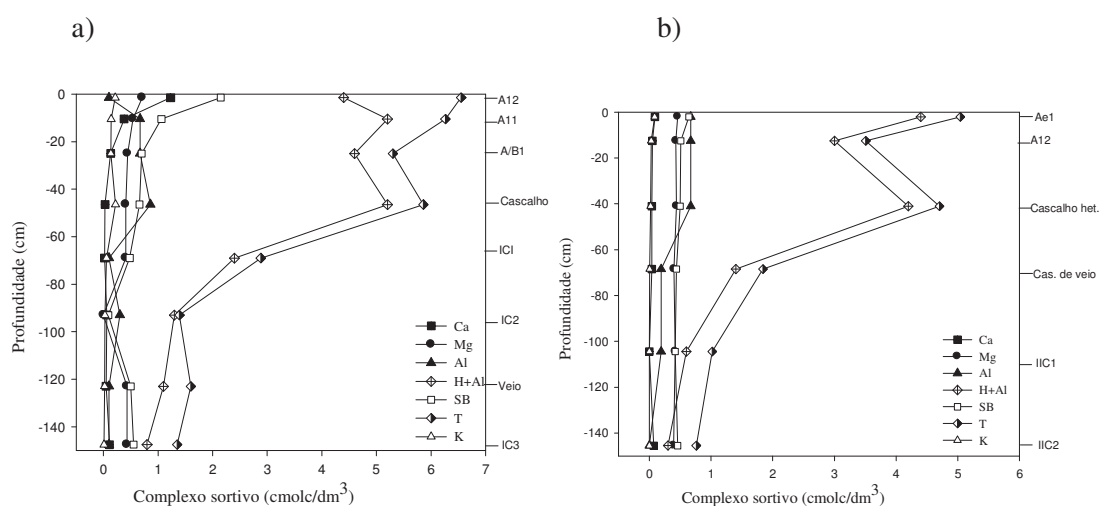


Figura 28: Distribuição do Ca, Mg, K, Al, H+Al, SB e T, (a)TR1, (b) TR2

Distribuição do Carbono Nitrogênio, Matéria Orgânica e Capacidade de Troca Catiônica

O padrão de distribuição de carbono, nitrogênio, matéria orgânica e de capacidade de troca catiônica dos perfis TR1 e TR2 estão representados nas figuras 29a e 29b. A tendência é a elevação de todos os teores na direção do topo dos perfis. Esse padrão similar revela um comportamento assemelhado para ambos. Pode-se estabelecer uma relação positiva entre T e a matéria orgânica (MO), os conteúdos de MO aumentam, ao mesmo tempo, que os de T. Globalmente os conteúdos de matéria orgânica são baixos. Entretanto, nos dois perfis observa-se que os maiores teores começam a surgir em profundidades maiores do que 40 cm. O carbono tem concentrações mais altas do que as de nitrogênio o que resulta em uma relação

C/N alta, indicativa de maior maturidade da matéria orgânica ou sinal de perda dos ácidos fúlvicos (tabela 2 em anexo).

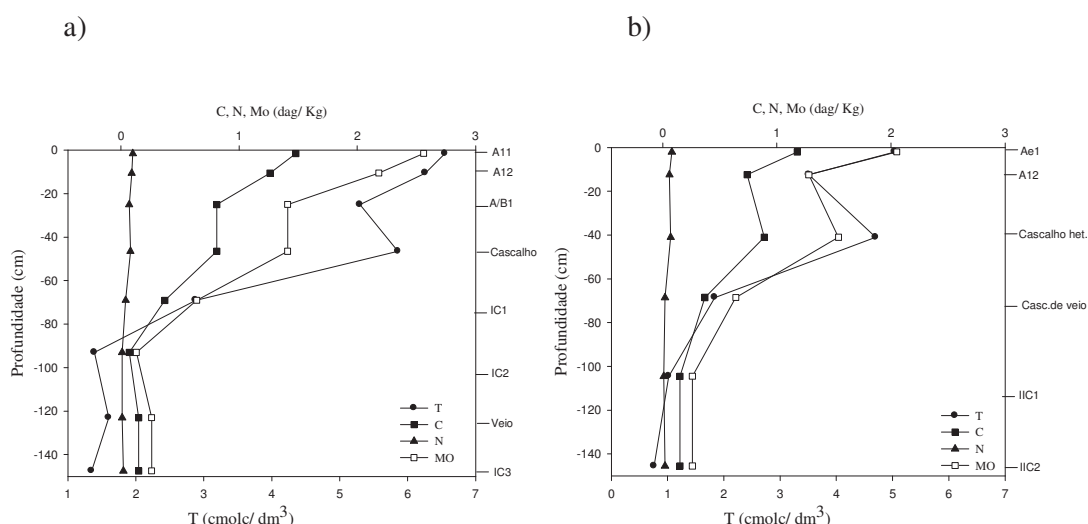


Figura 29: Distribuição dos teores de C, N, MO e T, (a) TR1, (b) TR2

Interpretações

As análises apresentadas revelam um ambiente ácido no compartimento I. É pobre em bases Ca^{+2} e Mg^{+2} e K^+ mas, também, em alumínio trocável. A T é baixa e fortemente dependente da matéria orgânica. As diferenças de comportamento, quanto ao Al^{+3} , pH e conteúdo de bases, entre o solum e o nível da alteração marcam, tanto a diferenciação dos horizontes do perfil, como também a diferença entre os materiais formadores do solo. Como K^+ é mais mobilizável do que Ca^{+2} e Mg^{+2} era de se esperar que a tendência de aumento dos teores de K^+ ocorresse na direção da base do perfil. No entanto, sua tendência é inversa. Essa tendência inversa é, também, a de Ca^{+2} e Mg^{+2} . A baixa reserva de nutrientes, representada pela pequena quantidade de cátions trocáveis, remete a solos fortemente lixiviados, característico de ambientes lateritizados, entretanto, de partida a rocha original é pobre nesses elementos. O Ca^{+2} e o Mg^{+2} são cátions pouco solúveis, pois possuem pequena capacidade de hidratação, o que pode explicar as maiores quantidades encontradas nos horizontes superficiais. O processo de ciclagem dos nutrientes realizado pelas raízes das plantas também pode auxiliar no incremento das bases. Entretanto, o fato de haver mais K^+ em superfície é indicativo, também, da pouca evolução dos dois perfis apesar do seu caráter laterítico já observado com as análises morfológicas de campo e com as análises dos elementos traços.

As diferenças entre os dois perfis, observadas no conjunto de horizontes de alteração, podem ser atribuídas à composição dos materiais originais; de fato, a morfologia de campo mostrou que o horizonte de alteração no perfil TR1 é um metarenito intercalado por filito, enquanto em TR2 existe um metarenito micáceo. As diferenças, maiores, entre os dois perfis existem no solum. Essa diferença é quanto ao conteúdo das bases Ca, Mg e K, que em TR1 é maior do que em TR2, e quanto ao pH, mais alumino-dependente em TR2. Quanto à saturação do complexo sortivo e à dependência da T em relação a MO, ambos são semelhantes.

O fato dos conteúdos, mais altos, em MO aparecerem até em uma maior profundidade joga a favor de uma acumulação importante de MO no compartimento, enquanto a relação C/N alta pode ser indicativa da maturidade da matéria orgânica ou sinal de perda dos ácidos fúlvicos (tabela 2 em anexo).

5.5.2-Compartimento II

Distribuição do pH, Al trocável, H+Al e Soma de Bases

As figuras 30a e b representam a variação de pH em H₂O e em KCl, Al, SB e H⁺ + Al⁺³ nos dois perfis do compartimento II.

Em TR4 os valores do pH em água variam de 4,67 a 5,44 enquanto em KCl a variação está entre 3,99 e 4,69. Na TR6 a variação está entre 4,67 e 5,27, em água, e em KCl, 3,82 e 4,59. Os menores valores concentraram-se nos horizontes superficiais e nos espódicos em profundidade, principalmente pH medidos em KCl. Globalmente a acidez é maior em TR6 do que em TR4 e o padrão da curva de distribuição do pH é, também, diferente. Registra-se para TR4 como para TR6 um padrão de curva que se assemelha entre si, nos primeiros horizontes dos dois perfis. A partir de 80 cm, em TR4, e a partir de 100 cm, em TR6, o padrão de curva se diferencia: em TR4 a acidez tende a diminuir para depois aumentar na base do perfil enquanto em TR6 acontece o oposto.

Em TR4 é negativa a relação entre o pH e o Al trocável: onde o pH tem valores altos os teores de Al são baixos e vice e versa. O mesmo comportamento acontece em TR6. O padrão da curva de distribuição da SB nos dois perfis é similar, embora em TR6 os valores sejam mais elevados. Em ambos, os valores não variam, muito, ao longo dos perfis. A curva de H⁺ + Al⁺³ tem padrão similar àquela de Al, mas, é oposto ao padrão das curvas de pH, nos dois perfis, e reafirma a relação entre pH e Al trocável.

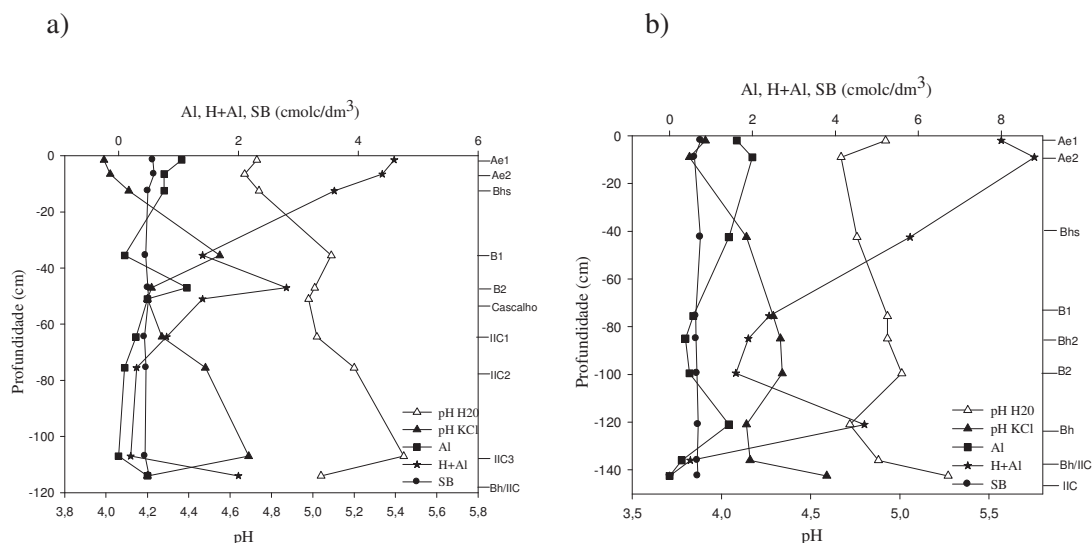


Figura 30: Distribuição dos valores de Al, H+Al, SB, pH em H₂O e KCl, (a) TR4, (b) TR6

Distribuição das Bases Trocáveis, Al trocável, H+Al e T

O conteúdo das bases, para a TR4 e TR6, é mostrado nas figuras 31a e 31b (Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+} , etc). Nos dois perfis os conteúdos de Ca^{+2} , Mg^{+2} e K são baixos. Ca^{+2} e K^{+} não foram detectados em alguns horizontes dos dois perfis, enquanto sódio não foi detectado em nenhum dos perfis. O Mg^{+2} e K^{+} são os cátions com maior concentração. As concentrações de Mg^{+2} aumentam na direção da base do perfil TR6, enquanto os conteúdos de todas as outras, aumentam em direção do topo tanto de TR4 como de TR6. Excetuando uma leve variação dos conteúdos das bases, que tem tendência a aumentar na direção do topo, em TR4, e na direção da base, em TR6, as concentrações são assemelhadas, ao longo dos dois perfis. A relação entre Al trocável, $\text{H}^{+} + \text{Al}^{+3}$ e T é positiva, e revela que a ocupação do complexo sortivo é feita por Al e H^{+} .

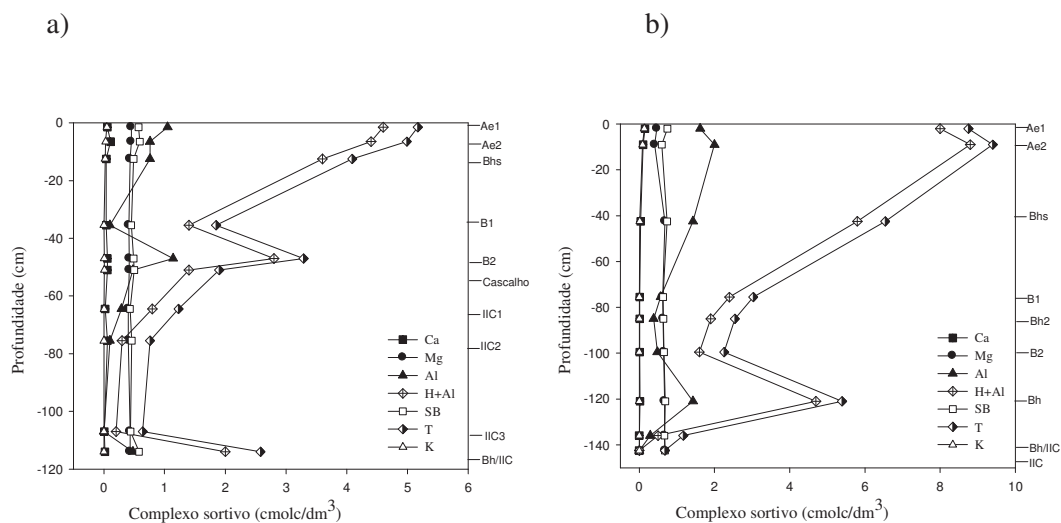


Figura 31: Distribuição do Ca, Mg, K, Al, H+Al, SB e T, TR4 (a), TR6 (b)

Distribuição do Carbono, Nitrogênio, Matéria Orgânica e Capacidade de Troca Catiônica

As figuras 32a e b representam a distribuição de carbono, nitrogênio, matéria orgânica e de capacidade de troca catiônica dos perfis TR4 e TR6. Todos os valores aumentam na direção do topo dos perfis; nos horizontes espódicos em TR6 e no nível do cascalho de veio em TR4 os valores são, também, altos. A relação é positiva entre T e MO: tanto os valores de MO como os de T aumentam no mesmo sentido. Os teores de N são menores do que os de C, refletindo uma relação C/N, alta. As figuras 33a e 33b revelam uma relação positiva entre MO e alumínio.

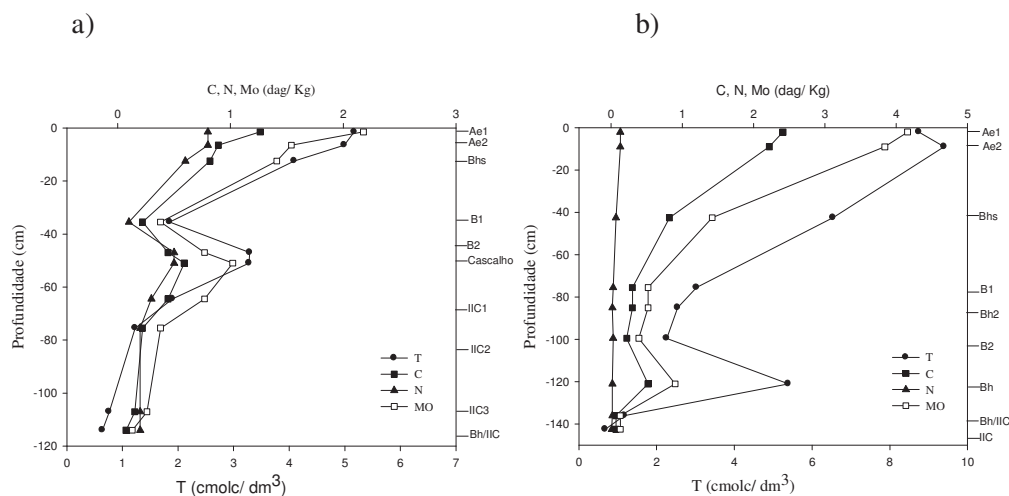


Figura32: Distribuição dos teores de C, N, MO e T, (a) TR4, (b) TR6

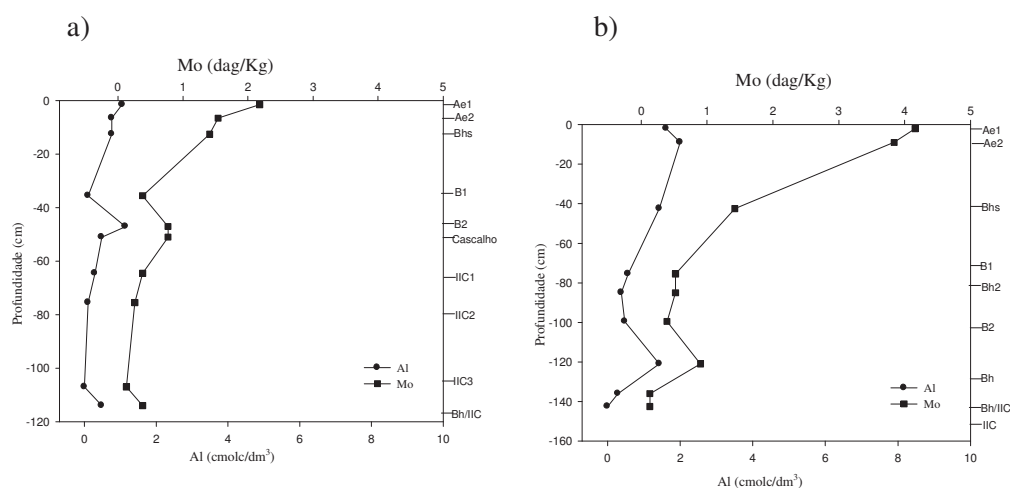


Figura 33: Distribuição da matéria orgânica e do Al, (a) TR4, (b) TR6

Interpretações

Do compartimento I, indo na direção do II, aumenta-se a acidez e firma-se o caráter de pH alumino-dependente deste último. Da mesma maneira, os conteúdos de bases são menores enquanto os de Al trocável e MO aumentam no compartimento II, principalmente no perfil TR6. No compartimento II os solos são mais fortemente lixiviados, embora os teores de K^+ se destaquem nos horizontes de superfície, em TR4 e em TR6, enquanto os de Mg^{+2} são mais altos na base, em TR6. A presença de K^+ reflete a composição dos minerais primários, ainda, existentes em alguns horizontes dos perfis. Os conteúdos de Mg estão associados à presença de MO nos horizontes de sub-superfície, principalmente, em TR6.

Da mesma maneira que no compartimento I, no II o complexo sortivo é saturado por H^+ e Al^{+3} e fortemente dependente da MO. Os conteúdos de MO aumentam na direção do topo dos perfis, nos horizontes espódicos e no nível de cascalho de veio em TR4. Tal distribuição referenda a acumulação de matéria orgânica a partir da jusante da topossequência. A relação C/N, alta, revelou uma MO muito evoluída ou perda de ácidos fúlvicos (tabela 2 em anexo).

5.5.3- Compartimento III

Distribuição do pH, Al trocável, H+Al e Soma de Bases

Em TR9 os valores de pH em água variam de 4,74 no horizonte B/E a 5,04 no IIC. Os valores de pH em KCl são menores do que aqueles em H_2O e variam de 4,07 em Ae1 a 4,45 em B/Bhs e Bh/E (34a) Em TR8 em condições similares de análises os pH são menores do que em TR9: em H_2O variam de 4,64, em Ae2, a 5,22, em Bhs, em KCl de 3,64, em Ae1, a 4,53, em IIC/E (34b). Os teores de Al são baixos e sua distribuição (figura 34b) é oposta à de pH em KCl a partir do horizonte A/E em direção da base, em TR9, enquanto em TR8 a distribuição é oposta desde a superfície. Tanto em TR9 como em TR8 a soma $H^+ + Al^{+3}$ tem valores distribuídos de maneira similar ao Al e oposta aos de pH em H_2O . A SB tem valores muito baixos; na maior parte do perfil são identificados como 0,0.

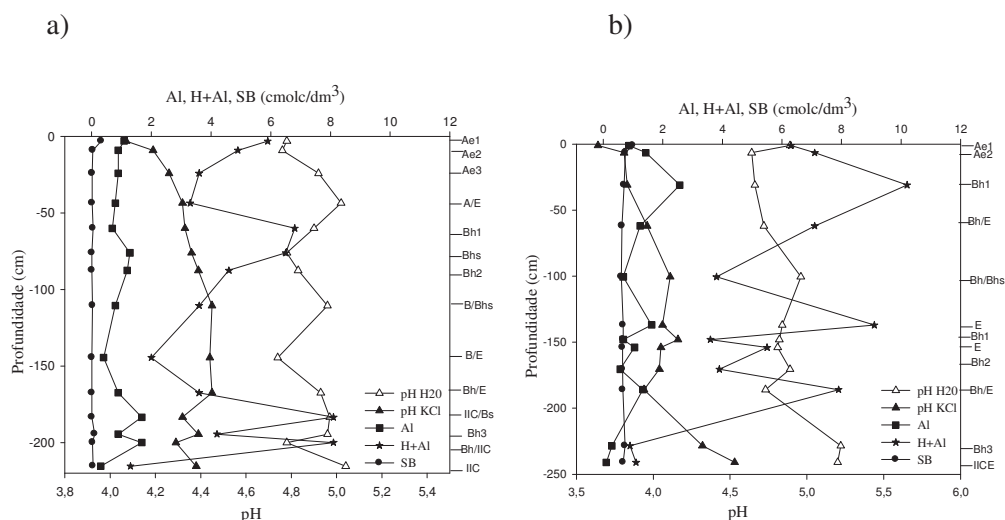


Figura 34: Distribuição dos valores de Al, H+Al, SB, pH em H_2O e KCl, (a) TR9 montante, (b) TR8

Distribuição das Bases Trocáveis, Al trocável, H+Al e T

As figuras 35a e b mostram a distribuição dos valores e teores de SB, T, $H^+ + Al^{+3}$ e das bases K^+ , Ca^{+2} e Mg^{+2} , nos perfis TR9 e TR8. Os teores das bases são muito baixos; em alguns dos horizontes as bases não foram detectadas. Em consequência a SB é muito baixa. Em TR9 apenas K^+ foi detectado em todos os horizontes, enquanto Ca^{+2} e Mg foram detectados, apenas, no horizonte superficial (Ca^{+2} e Mg^{+2}) e em Bh3 (Ca^{+2}). Na^+ não foi detectado. Em TR8 o Mg^{+2} foi detectado em todos os horizontes, enquanto o K^+ e Ca^{+2} , foram identificados em superfície e no horizonte E (K^+). O Na^+ não foi detectado.

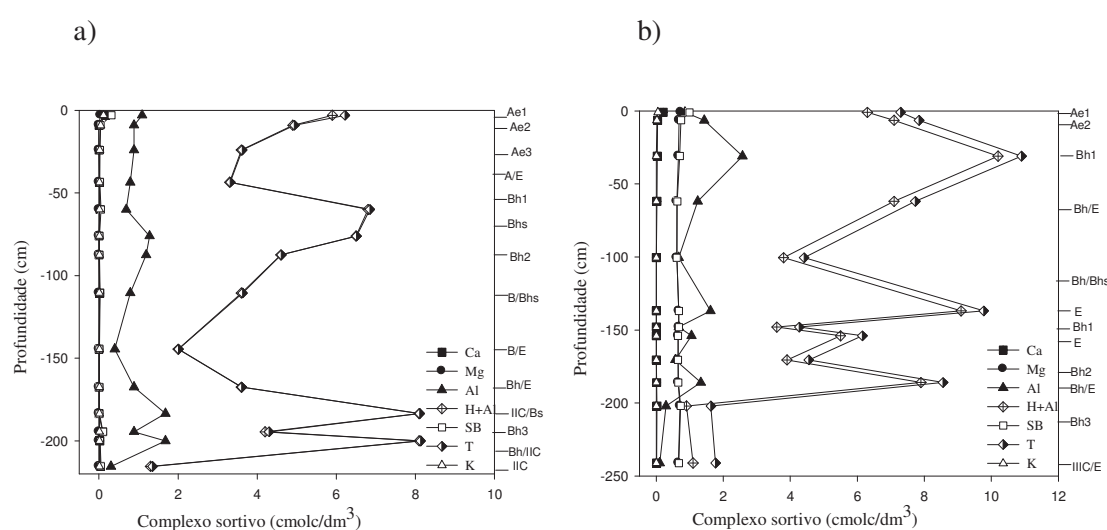


Figura 35: Distribuição do Ca, Mg, Al, H+Al, SB e T, TR9 (a, montante), TR8 (b)

Distribuição do Carbono, Nitrogênio, Matéria Orgânica e T

Os teores e valores de MO, C, N e T estão expostos nas figuras 36a e b. Para todos os componentes o padrão das curvas é similar, em TR9. No caso do nitrogênio tal distribuição não é percebida por uma questão de escala. Os maiores valores são os de T, e os maiores teores são os da matéria orgânica. Em TR8 os maiores teores e valores são de MO e T, respectivamente, como em TR9. Entretanto, tais teores e valores são mais altos do que em TR9. O padrão das curvas em TR8 é similar para os quatro componentes da figura, exceto para T que apresenta uma leve diminuição de valor no horizonte de superfície. A relação C/N nos dois perfis é alta devido ao baixo conteúdo de nitrogênio (tabela 2 em anexo).

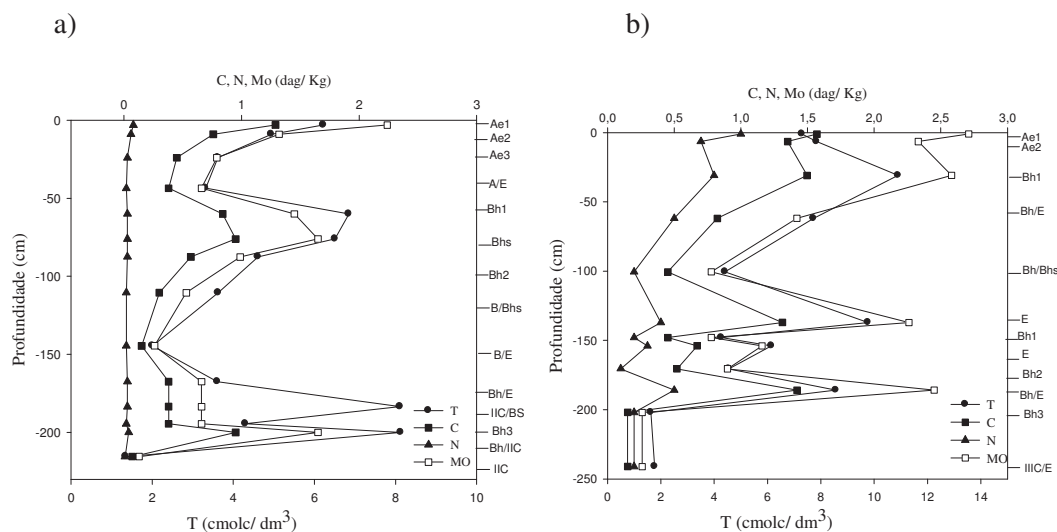


Figura 36: Distribuição dos teores de C, N, MO e T, TR9 (a, montante), TR8 (b)

Interpretações

Nesse compartimento III os valores de pH se apresentaram mais baixos em relação aos perfis dos compartimentos I e II, indicando um leve aumento da acidez nesse setor da topossequência. A comparação entre as curvas de pH, Al e $H^+ + Al^{+3}$ afirmam o caráter alumino-dependente do pH nos perfis TR9 e TR8, enquanto a SB, muito baixa, pouco interfere na variação do pH. Praticamente, apenas o K e Mg estão presentes em ambos os perfis: em TR9 o K, provavelmente, está relacionado com a presença de muscovitas, presentes em todos os horizontes, e o Mg com a distribuição da MO, em TR8.

O fato do padrão das curvas de MO, N, C e T, assemelharem entre si, nos perfis TR9 e TR8, diz da relação que existe entre os diferentes componentes: a variação dos valores de T acompanham as variações dos teores de C e da MO, revelando que o complexo sortivo é fortemente dependente desta última.

Síntese:

A análise da distribuição do complexo sortivo na topossequência forneceu subsídios para o entendimento do funcionamento atual da topossequência. Observou-se que, de montante indo na direção de jusante da topossequência, aumentaram os teores de Al. Em contrapartida também, diminuíram os valores do pH, tanto em água como em KCl, o que configurou um aumento da acidez, sobretudo, acidez alumino-dependente. Houve também expressiva diminuição dos cátions trocáveis, remetendo a solos fortemente lixiviados.

No mesmo sentido de jusante, aumentaram os valores de T e os teores de MO; os do primeiro, em consequência daqueles do segundo. Destaca-se que para T e MO, a partir de TR4 até TR9, ocorreram aumentos relacionados, não só com os horizontes de superfície, mas, também com a presença dos horizontes espódicos. Pode-se perceber assim, através desses gradientes, observados do compartimento I ao compartimento III, uma perda das características lateríticas dos perfis de montante, e o ganho gradativo de características Podzolizadas nos perfis do compartimento II, e mais fortemente, nos perfis do compartimento III.

Nos compartimentos I e II, conforme já foi observado, as análises mineralógicas e a distribuição dos elementos traços remetem a uma pedogênese do tipo laterítica. Entretanto a diminuição na intensidade dos minerais em direção a superfície, observada nesses perfis demonstra que está ocorrendo destruição dos mesmos e a conseqüente perda das características lateríticas. No compartimento III a baixa intensidade ou ausência dos minerais já demonstra ação dos processos de Podzolização.

A distribuição dos elementos traços na topossequência reforça essa idéia. O aumento na direção do topo em TR6 e a tendência conservativa apresentada por alguns elementos (Zr, Ti e Th) concordam com o comportamento teórico esperado para tais elementos, em ambiente laterítico, ou seja, de enriquecimento em direção ao topo, consequência da depleção de outros elementos mais solúveis. Entretanto, a mobilidade apresentada por alguns elementos, como o Fe, Al e Th nos três compartimentos, é indicativa de dissolução e imposição das condições de podzolização.

6- MODELO DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA VERTENTE

A figura 37 representa um modelo hipotético que sugere a evolução da vertente na qual localiza-se a topossequência.

Análise estrutural de uma pedo-paisagem

Delimitação dos principais conjuntos de horizontes
e dos processos a eles associados

- A.** Domínio de Erosão(1) e Sedimentação(2): erosão e sedimentação nas encostas e várzeas
- B.** Domínio Hidromórfico: acumulação de matéria orgânica e redoximorfismo
- C.** Domínio Laterítico: Lateritização
- D.** Domínio podzolizado: Podzolização (dissolução de matéria orgânica, formação de complexos organo-metálicos e mobilização)

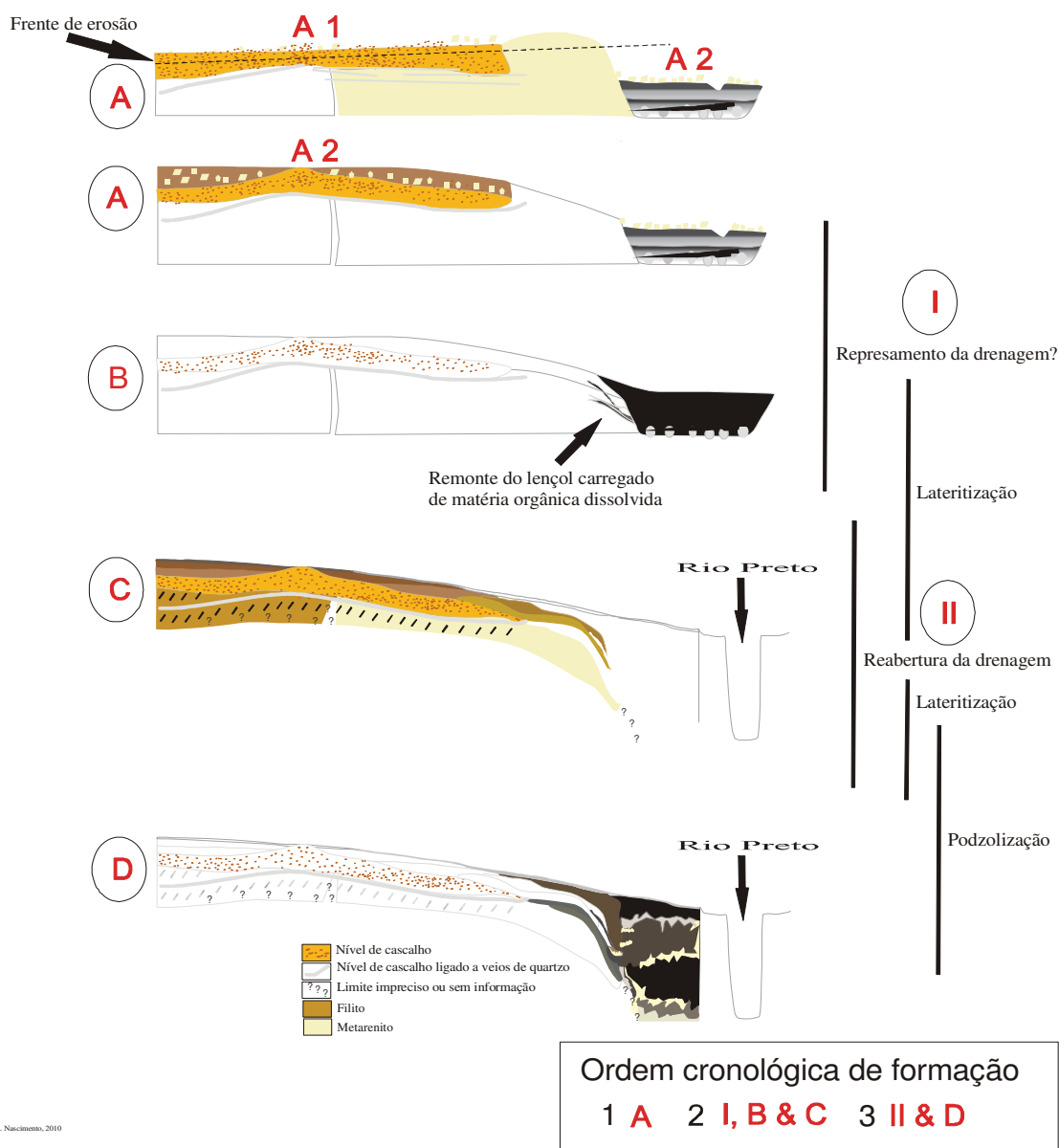


Figura 37: Modelo evolutivo de uma vertente representada por um sistema de solo Laterítico-Podzol, Bacia do Alto Rio Preto - MG

As análises estruturais da pedo-paisagem, representada pela topossequência, possibilitam dividir a evolução da vertente em etapas:

- 1) Etapa A: erosão e sedimentação nas encostas e várzeas;
- 2) Etapa B e C: represamento da drenagem, acumulação e remonte de matéria orgânica; lateritização e redoximorfismo na base
- Evento I: reabertura da drenagem;
- 3) Etapa D: expansão da Podzolização

A hipótese da ocorrência de processos erosivos e de sedimentação foi levantada a partir da complexidade dos materiais constituintes do compartimento I e parte do compartimento II. A presença de um depósito de cascalho em TR1, TR2 e TR4 levantou a suspeita de que os horizontes sobrepostos a ele (cascalho) seriam alóctones. Embora os trabalhos afirmem que a presença de cascalho numa topossequência nem sempre é sinônimo de transporte, a interpretação dos resultados das análises levou a conclusão que parte dos materiais formadores do compartimento I e parte do II são alóctones. A descontinuidade mostrada pela análise morfológica (presença do nível de cascalho), pelo padrão de distribuição das frações granulométricas e a distribuição dos elementos traços serviu de comprovação dessa hipótese.

Posteriormente desenvolve-se uma pedogênese laterítica sobre esses materiais, comprovada pelas análises mineralógicas ao FT-IR e ao DRS (minerais de caulinita, gibsitita, hematita e goethita). A distribuição dos elementos pesados, especialmente o zircônio, com aumento em direção ao topo em TR6, reafirma essa idéia.

Ao mesmo tempo em que acontece a alteração laterítica, na várzea acumula-se matéria orgânica. A espessura dessa matéria orgânica é de tal forma que sugere que essa acumulação se deu em ambiente fechado, ou num ambiente sem contato com a drenagem principal. Sincronicamente, pelo fato da drenagem estar impedida naquele momento, a oscilação e recarga do lençol propiciaram o remonte da matéria orgânica. Já observamos na montante, que a base dos perfis de TR4 e TR6 apresenta-se impregnada por matéria orgânica. A ausência de horizontes eluviais nesse setor da topossequência, que pudessem servir como fonte de migração dessa matéria orgânica, não deixou dúvidas que a MO está associada ao remonte do lençol. A distribuição dos elementos traços reafirmou essa evidência. Na base do perfil TR6, o horizonte Bh, apresentou elevados índices da maioria dos ETM, contrariando a tendência dos demais horizontes, de aumento em relação ao topo do perfil. A concentração desses elementos na base do perfil comprova a hipótese de que foram provenientes do

remonte do lençol freático, que carregou matéria orgânica dissolvida e/ ou em suspensão e material em suspensão.

Em uma terceira etapa, a pedogênese laterítica não cessa, uma vez que os horizontes de alteração guardam indícios de alteração laterítica, conforme demonstrado pela presença minerais de caulinita e gibsita no FT-IR. Mas já nessa etapa começa aparecer na jusante alguns horizontes eluviais que vão superimpor o pacote orgânico que se formou na várzea. Possivelmente o aparecimento dos horizontes eluviais marca também a abertura da várzea ao longo do rio principal.

Toda essa história evolutiva tem grande influência sobre a evolução da forma da encosta. Vimos anteriormente que para o perfil TR6 ser in situ a topossequência estava em ressalto em relação ao restante da topossequência. A erosão mecânica que ocorreu sobre a encosta e que propiciou a distribuição dos materiais mais finos sobre os materiais de cascalho possivelmente retificou a forma dessa encosta. Na sequência, a progressão da alteração laterítica sugere que a topografia sofre um abaixamento geoquímico dessa encosta.

Esta lateritização progrediu até incorporar a várzea entulhada de matéria orgânica à vertente. Desta maneira, a progressão da lateritização foi responsável, portanto pela convexização da encosta. A abertura da drenagem que propiciou o aparecimento dos horizontes E na base da vertente tem um papel menos intenso no abaixamento da topografia da vertente, uma vez que os materiais na várzea já são de partida muito pobres. Entretanto essa Podzolização permite na base da topossequência uma leve concavização da encosta.

Dos modelos vigentes que podemos apresentar na revisão, não podemos de fato escolher um único para explicar a evolução da topossequência. Se trata de uma evolução complexa, em que jogam outros processos, que são contemplados, ora por um, ora por outro modelo.

7-CONSIDERAÇÕES FINAIS

A topossequência estudada é complexa. Foi possível separá-la em diferentes compartimentos. O estudo detalhado de cada compartimento, a partir dos resultados morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos, permitiu identificar a origem dos materiais que os compõem e o compreender funcionamento atual da topossequência de solos. Os resultados mostraram que o compartimento I e parte do II, representado por um sistema laterítico é formado por dois materiais distintos: rocha *in situ* e materiais advindos de transporte. Na base do compartimento I, na montante (TR1), os horizontes originaram-se a partir da alteração do metarenito intercalado por filito; e na jusante (TR2), os horizontes são advindos da alteração do metarenito micáceo. Por outro lado, o solum desse mesmo compartimento tem sua origem na transformação de materiais originais alóctones. Um depósito de cascalho heterogêneo marca nitidamente, essa discordância.

Diferentemente do compartimento I, a diferenciação dos horizontes e parte do compartimento II (TR6) se deu sobre materiais *in situ*. Tal compartimento corresponde a uma transição entre o I e o II e apresenta um sistema laterítico em fase de Podzolização. Os resultados mostraram também que esse setor da topossequência apresentava-se como um ressalto topográfico em relação aos demais, e que no decorrer da evolução, sob a ação da erosão mecânica inicialmente e química, posteriormente, sofreu rebaixamento.

O compartimento III, representado por um sistema cripto-Podzol, também apresentou gênese complexa. Parte dos horizontes de TR9 (base) desenvolveram-se *in situ*, a partir do metarenito, e parte (horizontes superiores) são materiais advindos de transporte. Entretanto, os horizontes de TR8, são originados todos de materiais provenientes de depósitos aluviais e materiais de vertente.

O estudo permitiu, também, entender a dinâmica complexa da matéria orgânica na topossequência. Os resultados mostraram que a matéria orgânica não é a mesma em toda a vertente, uma vez que acumulou-se em eventos diferentes. A primeira acumulação, que se restringiu, apenas, ao compartimento III, após e/ou durante a sedimentação dos materiais fluviais, e uma fase posterior, mais abrangente, que atingiu todos os compartimentos mais fortemente a partir da TR3 até a TR8, responsável pelo acúmulo de MO nos horizontes de superfície. Com os dados disponíveis não é possível precisar a qual fase de acumulação de

matéria orgânica corresponde à mobilização lateral de matéria orgânica de jusante para a direção de montante, que impregnou a base dos perfis dos compartimentos I e II.

Os resultados comprovaram que a lateritização, através do aprofundamento dos horizontes no material de origem e das perdas de matéria e volume decorrentes deste aprofundamento, foi responsável, em parte pelo desaparecimento do ressalto topográfico e pelo abaixamento da topografia. Em consonância a isso, as perdas de matéria provocadas pela Podzolização estão sendo responsáveis pela tendência ao estabelecimento da concavidade na base da topossequência, ou seja, na antiga várzea.

8-BIBLIOGRAFIA

ABREU, A. A. de. Análise geomorfológica: reflexão e aplicação - uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do planalto de Diamantina-MG. SP, FFLCH-USP, **Tese de Livre-Docência**, 1982, 293p.

AB'SABER, A. N. O domínio dos mares de morros no Brasil. **Geomorfologia**, n. 2.1966.

ANDRADE, H. Evolução de uma sequência de solos argilosos até arenosos no Complexo Guianense da Amazônia. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 1990. 179p. (**Tese de Doutorado**).

ALLEN, B. L. & HAJEK, B. F. Mineral occurrence in soil environments. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. Minerals in soil environments. 2nd ed. Madison, Wisconsin: **Soil Science Society of America**, 1989. p. 199-278.

ALMEIDA-ABREU P. A. A. **A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil**. Univ. Freiburg, Freiburg, Alemanha, tese de Doutorado, 1993, 150 p.

ALMEIDA-ABREU, P. A. A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. **Geonomos** 3 (1): 1-18, 1995.

ALMEIDA-ABREU P. A. A; RENGGER, F. E. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozoico. **Revista Brasileira de Geociências**, 31(1), 2002. p. 1-14.

BALAN, E.; LAZZERI, M.; MORIN, G.; MAURI, F. First-principles study of stretching modes of gibbsite. **American mineralogist**, 91, 2006a, p. 115-119.

BALAN, E.; LAZZERI, M.; MAURI, F. **Infrared spectrum of hydrous minerals from first-principles calculations**. Disponível em: <<http://psi-k.dl.ac.uk>> 2006b.

BENITES, V. M., MENDONÇA, E. S., SCHAEFER, C. E. R., MARTIN-NETO, L. Humic acid characterization of a Podzol and a red-yellow Latosol by FTIR spectroscopy and TD analysis. **Braz. J. Soil Sci.** 23, 543– 551, 1999.

BENITES, V. M. **Caracterização de solos e substâncias húmicas de campos de altitude**. PhD Thesis, Universidade Federal de Viçosa, Brasil, 2002.

BENITES, V. M; CAIAFA, A.N; MENDONÇA, E. de. S; SCHAEFER, C.E; KER, J.C. Solos e vegetação nos complexos rupestres de altitude da Mantiqueira e do Espinhaço. **Floresta e ambiente**. Vol 10 (1), 2003.

BIGARELLA, J. J; BECKER, R. D. & SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. v. 1, Florianópolis: Ed. UFSC, 1994. 425p.

BIRKELAND, P.W. **Soils and geomorphology**. New York, 1984. 372p.

BLAKEMORE, L.C., SEARLE, P. L. & DALY, B.K. **Methods for chemical analysis of soils**. New Zeland Soil Bureau Scientific Report 10A, Department of Scientific and Industrial Research, New Zeland, 1981.

BOCQUIER, G. **Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad:Interprétation biogeodynamique**. 1973. 325p. (Mémoires ORSTOM, 62)

BOULET, R. Toposéquences et sols tropicaux en Haute Volta: équilibres dynamiques et bioclimats. Strasbourg, **these docteur sciences naturelles**, 1974. 330p.

BOULET, R. **Toposéquences des sols tropicaux en haute-volta – Équilibre et Déséquilibre Pédobioclimatique**. Mémoires ORSTOM, Paris, 1978, 272 p.

BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F.X.; LUCAS. Y. Analyse structurale et cartographie en pédologie. **Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.** v. 19, n.4, p. 309-321, 323-339, 341-351, 1982.

BOULET, R.; CHAUVEL, R.; LUCAS Y. **Les systemes de transformation enpedologie. Livre Jubilaire du Cinquantenaire - Association Française pour l'Etude du Sol, Maugein - Lachaise, Malemort**; p. 167 – 179. 1984.

BOULET, R, LUCAS, Y, FRITSCH, E. e PAQUET, H. Géchimie des paysages: le rôle des couvertures pédologiques. In: H. Paquet e N. Clauer (editores) Coll. "Sédimentologie et Géochimie de la Surface à la mémoire de Georges Millot". **Le Colloques de l'Académie des Sciences et du Cadast**, Paris: 55-76. 1993.

BOULET, R.; LUCAS, Y.; FRITSCH, E.; PAQUET H. Géochimie des Paysages: Le Rôle des Couvertures Pédologiques. In: **Coll. Sédimentologie et Geochimie de la Surface à la Mémoire de Georges Millot**. 1994. p. 55 – 76.

BRAMMER, H. Pozols in Zambia. **Geoderma**, 10:249-250, 1973

BRAVARD, S; RIGHI, D. Geochemical differences in a oxisol-spodosol toposequence of Amazonia, Brazil. **Geoderma**, 44. 1988, p.29-42.

BRAVARD, S; RIGHI, D. Podzol in Amazonia. **Catena**, 17. 1990, p. 461-475.

BRIMHALL, G. H; DIETRICH, W. E. Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemkai systems:Results on weathering and pedogenesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta** V.51, 1986.

BÜDEL, J. Die "DopeltenEinebnungsflächen" in den feuchten Tropen. - **Zeitschrift für Geom.** N.F. 1:201-228, 1957.

BUENO, G. T. Appauvrissement et podzolisation des latérites du bassin du Rio Negro et genése des Podzols dans le haut basin amazonien. **Thése de doctorat** (Sciences de la terre). Institut de Pysique du Globe de Paris (IPGP) e Universidade Estadual Julio de Mesquita Filho (UNESP), 2009.

BUOL, S. W.; HOLE, F. D.; Mc CRACKEN, R. J. **Soil genesis and classification**. Ames: ISUP, 527 p, 1997.

BUTT, C. R. M. & ZEEGERS, H. Profile terminology and glossary terms. In: **Handbook of exploration geochemistry: Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains**. v. 4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers B.V. 1992. p. 531-544.

CAILLEUX, A. & TRICART, J. **Zones phytogeographiques et morphoclimatiques au Quaternaire, au Bresil**. C.R. Soc. Biogeographique, a93, p. 7-13, 1957. Paris (Tradução em Notícia Geomorfológica no 4, ano II, p.12-17, 1959).

CAMARGO, O. A. de; MONIZ, A.C; JORGE, J. A.; VALADARES, J. M. A. S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do IAC**. Campinas: Instituto Agrônômico, 1986. 49p.

CAMPOS, J. C. F; SCHAEFER, C. E; SAADI, A; KER, J. C; ALBUQUERQUE FILHO, M. R. Gênese e micropedologia de solos do Médio Jequitinhonha, de Turmalina a Pedra Azul, MG. **Geonomos** 5, 1997, 41– 53.

CAMPY, M. & MACAIRE, J. J. **Géologie des formations superficielles: géodynamique – faciès – utilisation**. Paris: Masson. 1989. 433p.

CASTRO, S.S. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. In: **Tópicos da Ciência do Solo**, Viçosa: SBCS, v. 3, 2003. p. 107-164.

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

CHAUVEL, A. **Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale a saisons contrastées**. Paris, ORSTOM, 532p. (Série Travaux et Documents, 62), 1977.

CHAVES, M. L. de SÁ; KARFUNKEL, J; TUPINAMBÁ, M. Estruturação “em rosário” dos depósitos de quartzo hidrotermal do Morro do Juá (Gouveia, MG). **R. Esc. Minas**, Ouro Preto, 56(1): 15-20, 2003.

COLIN, F.; ALARCON, C.; & VIEILLARD, P. Zircon: an immobile index in soils? **Chemical Geology**. 107:273-276, 1993.

COLLINET, J. **Contribution a l'étude des “stone-lines” dans la région du Moyen-Ogooué (Gabon)**, Cahier ORSTOM: Série Pédologie VII, 1:3-42, 1969.

COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P. & LEPSCH, I. F. Stratigraphical discontinuities, tropical landscape evolution and soil distribution relationships in a case study in SE-Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. 26:673-683, 2002.

CORNELL, R. M.; SCHERTMANN, U. **The iron oxides. structure, properties, reactions, occurrences and uses**. New York, VCH Edt., 1996. 573 p.

CORNU, S; LUCAS, Y; LEBON, E; AMBROSI, J. P; LUIZÃO, F; ROUILLER, J; BONNAY, M; NEAL, C. Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. **Geoderma**, 91, 1999.

COSTA, M. L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geológica** 21, 1991, 146–160.

DAVIS W. M. **O Ciclo Geográfico**. São Paulo: Seleção de Textos: Davis & Martone. AGB 19: 9-27, 1898.

DELVIGNE, J. **Pédogenèse en zone tropicale: La formation des minéraux secondaires em milieu ferrallitique**. Paris, 1965. (Mémoires ORSTOM, 13).

DIAS, H. C. T; FERNANDES, E. I. F; SCHAEFER, C. E. G. R; FONTES, L. E. F; VENTORIM, L. B. Geoambientes do Parque Estadual do Ibitipoca, Município de Lima Duarte-MG. **Árvore** 26, 2002, 777– 786.

DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys adding the geochemical factors. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 17, n. 2, 1997, p. 187-200.

DOSSIN I. A; DOSSIN T. M; CHARVET J; COCHERIE A; ROSSI P. Single-zircon dating by stepwise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, Southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: **SBG, Simp. Cráton São Francisco**, 2, 1993, Salvador, Anais, 39-42

DUBROUECQ, D.; VOLKOFF, B & PEDRO, G. La couverture pédologique Du Bouclier du Nord de l' Amazonie (bassin du Haut Negro). Séquence évolutive des sols et son rôle dans l' aplanissement généralisé des zones tropicales perhumides. **C. R. Acad Sci.** Paris, 312, II, 1991, p. 663-67.

DUCHAUFOR P. Processus de formation des sols. **Biochimie et Géochimie**. Nancy : Editions CRDP, Coll. Etudes et Recherches, 1972. 182 p..

DUSSIN I. A. & DUSSIN T. M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. **Geonomos**, 3:19–26, 1995.

FANING, D. S; FANING, M. C. B. Soil- **Morphology, genesis and classification**. New York: John Willey & Sons, 1989, 395p.

FANIRAN, A. & JEJE, L.K. **Humid tropical geomorphology**. New York: Longman. 1983. 414p.

FANNING, D. S; FANNING, M. C. **Soil morphology, genesis and classification**. John Wiley & Sons., 1982, 395 pp.

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

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

FIGUEIREDO, M. A. Óxidos de ferro pedogênicos e sua influência na agregação de partículas de argila: estudo de caso nos solos da região de Gouveia - Serra do Espinhaço Meridional—MG. Belo Horizonte, Universidade Federal de Minas Gerais. **Dissertação de Mestrado**, 1999. 95p.

FIGUEIREDO, M. A. AUGUSTIN, C. H. R. R. & FABRIS, J. D. Mineralogy, size, morphology and porosity of aggregates and their relationship with soil susceptibility to water erosion. **Hyperfine Interact.**, 122:177-184, 1999.

FILIZOLA, H. F., O papel da erosão geoquímica na evolução do modelado da Bacia de Taubaté SP. **Tese de Doutorado**. São Paulo, USP-FFLCH, Departamento de Geografia. 1993.114.

FILIZOLA, H. F.; BOULET, R. Evolution and opening of closed depressions in a quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution. **Geomorphology**, 16, 1996. p. 77-86.

FOGAÇA, A. C. C.; ALMEIDA ABREU, P. A. & SCHORSCHER, H. D. Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço-MG. In: **Congresso Brasileiro**, 1984.

FRIEDRICH, G.; MARKER, A. & KANIG, M. Heavy mineral surveys in exploration of lateritic terrain In: BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. (Ed.) **Handbook of exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains**. v. 4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers B.V. 1992. p. 481-498.

FRITSCH, E., VALENTIN, C., MOREL, B., LEBLOND, P. La couverture pédologique : interactions avec les roches, le modelé et les formes de dégradation superficielle. In ORSTOM, **Structure et fonctionnement hydropédologique d'un petit bassin versant de savane humide. Études et Thèses**, Ed. ORSTOM.:31-57. 1990.

FRITSCH, E; PETERSCHIMTT, E; HERBILLON, A. J. A structural approach to the regolith: Identification of structures, analysis of structural relationships and interpretations. **Sci. Geol. Bul.** 45 (2), 77-97, 1992.

FRITSCH, E; HERBILLON, A. J; NASCIMENTO, N. R; GRIMALDI, M; MELFI, M. J. 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**, 2007.

FRITZ, B; TARDY, Y. Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application la genèse des Podzols et des BauXites. **Sci. Géol. Bull.** 26, 339-367, 1974.

GRADIM, R. J; ALKMIM, F. F; PEDROSA-SOARES, A. C; BABINSKI, M; NOCE, C. M. Xistos verdes do alto Araçuaí, Minas Gerais: vulcanismo básico. **Revista Brasileira de Geociências**, 2005.

HACK, J.T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **Am. J. Sci.**, 258:80-97, 1960.

HACK, J.T. Dynamic Equilibrium and Landscape Evolution. In: MELHORN, W. C., FLEMAL, R. C. (eds.) **Theories of Landform Development**, New York: George Allen and Unwin, 1979.p. 87-102.

HACK, J.T. Physiographic Divisions and Differential Uplift in the Piedmont and Blue Ridge. **US Geological Survey Professional Paper**, 1265, 1982. 49 p.

HODSON, M.E. Experimental evidence for mobility of Zr and other trace elements in soils. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. 66:819-828, 2001.

HOFFMANN, C. The Archean peraluminous Gouveia Granite: Its structure, geochemistry and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). **N. Jb. Miner. Abh**, 146: 359-371, 1983.

HUTTON, J. T. Titanium and zirconium minerals. In: DIXON, J. B & WEED, S. B. **Minerals in soil environment**. Madison: Soil Science Society of América.1997. p. 673-687.

INMET. www.agritempo.gov.br/agroclima/sumario, 2002.

- JEANROY, E. Diagnostic des forms du fer dans les pedogeneses temperees. Tese de doutorado. Universidade de Nancy I, 1983, 168p.
- KIMURA, H. S & SWINDALE, L. D. A discriminant function using zirconium and nickel for parent rocks of strongly weathered Hawaiian soils. **Soil Science**, 104, 1967. p-69-76.
- KING C. L. Canons of Landscape Evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**. 64 (7): 721-732, 1953.
- KING, L. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. 18:147-256, 1956.
- KLINGE, H. Podzol soils in the Amazon Basin. **Journal of soil Science**. 1965, 16. p.95-103.
- KURTZ, A. C; DERRY, L. A; CHADWICK, O. A; ALFANO, M. J. Refractory element mobility in volcanic soils. **Geology**, 28 (8), p. 683-686.
- LECOMTE, P. Stone line profiles: importance in geochemical exploration. Journal of Geochemical Exploration. 30. p. 35-61. apud BUTT, C.R.M. 1992. Physical weathering and dispersion. In: BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. (Ed.) **Handbook of exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains**. v. 4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers B.V. p. 97-102, 1988.
- LEVINSON, A. **An Introduction to exploration geochemistry**. 2. Ed. Illinois, U.S.A. Applied Publishing Ltd. Wilmette, 924p, 1980.
- LIMA, O. N. B. & VALADÃO, R. C. Evolução da frente de intemperismo no Complexo Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional – MG. In: **IV Simpósio Nacional de Geomorfologia**. Vol. 2. São Luís. Anais São Luís: UGB-UFMA-IG-NEPA. (CD-ROM), 2002.
- LIVINGSTONE, D. A. Chemical composition of Rivers and lakes. In: FLEISCHER, M. Data of Geomistry. U. S. **Geological Survey Professional Paper**, 440, 1963. 49p.
- LUCAS, Y; CHAUVEL, A.; BOULET, R.; RANZANI, G. J.; SCATOLINI, F.. Transição Latossolos - Podzóis sobre a Formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** (8): 325 - 335. 1984
- LUCAS, Y. **Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Équilibres, déséquilibres et transformations**. 1989. 157 p. Tese (Doutorado). Universidade de Poitiers, Paris, 1989.
- LUCAS Y., BOULET R; CHAUVEL A. In situ genesis of stone lines. Demonstrative example from a lateritic cover in Brazilian Amazonia. **C. R. Acad. Sci. Paris** **311**, 713-718, 1990.
- LUCAS, Y; NAHON, D; CORNU, S; EYROLLE, F. Genese et fonctionnemet des sols en milieu equatorial. **C. R. Academic des Science de Paris**. 1996, p-1-16.
- LUNDSTRÖM, U. S.; VAN BREEMEN, N. & BAIN, D. The Podzolization process: a review. **Geoderma**, n. 94, 2000. p. 91-107.

- LUZ, L. R. Q. P.; SANTOS, M. C. D. & MERMUT, A. R. Pedogênese em uma topossequência do semi-árido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. 16:95-102, 1992.
- MALENGREAU, N; MULLER, J. P; CALAS, G. Spectroscopic approach for investigating the status and mobility of Ti in kaolinitic materials. **Clays and clay minerals**, 43 (5). 615-621, 1995.
- MCFARLANE, M. J. **Laterite and landscape**. Academic Press. London. 1976.
- MCFARLANE, M. J. & TWIDALE, C. R. Karstic features associated with tropical weathering profiles. **Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd** (64): 73-95. 1987.
- MCFARLANE, M. J. & POLLARD, S. Some aspects of stone-lines and dissolution fronts associated with regolith and dambo profiles in parts of Malawi and Zimbabwe. **Geo-Eco-Trop**, 11(1-4): 23-35, 1987.
- MCFARLANE, M. J., BOWDEN, D. J. & GIUSTI, L. The Behaviour of chromium in weathering profiles associated with the African Surface in parts of Malawi. In: Robinson, D.A. and Williams, R.B.G. (Ed). **Rock Weathering and Landform Evolution**. Chichester, England: John Wiley., 1994, p. 321-338.
- MCKEAGUE, J. A., DAY, J. H. Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Can. J. Soil Sci.** 46, 13– 22, 1967.
- McLAUGHLIN, R. J. W. Iron and titanium oxides in soil clays and silts. **Geochimica et Cosmochimica Acta**.5, p. 85-96.
- MEHRA, O. P. & JACKSON, M. L. Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate buffered with sodium bicarbonate. **Clays and clay minerals**, 7, 1960. p. 317-327.
- 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, 1977.p. 271-286.
- MILLOT, G. Géologie des argiles. Masson, Paris, 1964, 494p.
- MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. Présentation. **Sci. Géol., Bul.**, 30(4):229-233. 1977.
- MILLOT G. Présentation du mémoire "Phénomènes de transport de matière dans l'écorce terrestre". **Sci. Géool.**, Mém., Strasbourg, 53, 1979, p. 1-11.
- MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: MELFI A. J. & CARVALHO A. (org) Lateritisation Processes. **Proceedings of the II International Seminar on Lateritisation Processes** - São Paulo: USP, p. 03 – 14. 1983.
- MILNES, A.R. & FITZPATRICK, R.W. Titanium and zirconium minerals. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. Minerals in soil environments. 2nd ed. Madison, Wisconsin: **Soil Science Society of America**, 1989, p. 1131-1205.
- MINISTÉRIO DA AGRICULTURA. Levantamento de reconhecimento dos solos da Zona do Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. **Bol. Tec.-Equipe Pedol. Fertil. Solo** (Braz.), 1970, 340 p.

MITCHEL, R. L. Trace elements in some constituent species of moorland grazing. **J. Br. Grassl. Soc.** 9, 1954. p-301-211.

NAHON, D., e MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. V. Enfoncement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du manteau d'altération des roches mères gréseuses. Influences sur le paysage. **Sc. Géol. Bull.**, Strasbourg, 30(4) :275-282. 1977.

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

NAHON, D. B. Self-organization in chemical lateritic weathering. **Geoderma**, v. 51, p. 5 – 13. 1991b.

NASCIMENTO, N. R. Sistemas de transformação pedológica “solos lateríticos com couraça ferruginosa em silcrete e/ou Planossolo”: Aplicação à pedomorfologia do médio vale do rio Paramirim- BA. São Paulo. **Tese de Doutorado.** Instituto de Geociências- USP. 1993. 237 p.

NASCIMENTO, N. R., BUENO, G. T., FRITSCH, E., HERBILLON, A., ALLARD, T., MELFI, A. J., ASTOLFO, R., BOUCHER, H. Podzolisation as a deferralization process. - a study of Acrisol-Podzol sequence derived from Paleozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. In **European Journal of Soil Science**. no.-55, -523--538. Grant Bretagna. 2004.

NASCIMENTO, N. R, BUENO, G T, FRITSCH, E. Chemical erosion of soils and saprolites: geomorphological changes. Upper Amazon Basin, Brazil. In **Sixth International Conference on Geomorphology Sixth International Conference on Geomorphology Zaragoza** . Vunico 66-66. 2005.

NASCIMENTO, N. R. FRITSCH, E; BUENO, G. T; BARDY, M; GRIMALDI, C; MELFI, A. J. Podzolization as a desferralization process: dynamics and chemistry of ground and surface Waters in na Acrissol-Podzol sequence of the upper Amazon Bsin. **European Journal of Soil Science**, 59, 911-924, 2008.

NASCIMENTO, N. R . Erosão, estrutura e mudanças geoquímicas nos sistemas de alteração e de pedogênese de sistemas de solos: modelo de evolução do relevo na bacia do alto Rio Preto – MG, 2010. **(Relatório de pesquisa)**, 2010.

NICOLA, S. M. C. Sistemas pedológicos desenvolvidos sobre basalto, na região de Ilha Solteira (Estado de São Paulo – Brasil): gênese e transformações. **Tese de Doutorado**, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1993.

OLLIER, C. & PAIN, C. F. 1996. **Regolith, soils and landforms**. Chichester, New York: John Wiley. 316 p.

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

PENCK, W. **Morphological analysis of land forms**. London, MacMillan & Co., 1924. 220p

PEREZ FILHO, A.; SILVA, F. B. R. & REGO, M. J. M. Análise de uma topossequência de solos no vale do Moji-Guaçu. **Geociências**. São Paulo, 1983, 2:33-41.

PÉREZ, D. H.; NASCIMENTO, N. R. do e NICOLA, S. M. Formación de conjuntos pedregosos cuarzosos a partir de la transformación de suelos lateríticos com coraza

ferruginosa, en el sur de la “Amazonia Brasileira”. 16 th. **World Congress of Soil Science**. 20-26 de agosto de 1998, Montpellier, França. CDROM.. 1998.

PETERSEN, L. The Podzol concept. In: Buurman, P. **Podzols**. New York: Van Nostrand Reinhold Company Inc. 1984, p. 12-20.

PFLUG, R. **A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais**. DNPM/ DGM, 1965, 55 p. (Boletim 226).

PFLUG, R. **Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, MG**; DNPM, RJ - Notas Preliminares e Estudos, (142), 1968.

PFLUG R., RENGGER, F. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. In: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 27, Aracajú, Anais, 2:5–19, 1973.

PORTO, C. B. Origin of a stone line lateritic profile in central Brasil. In: **REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY**. Rio de Janeiro, 1999

RENGER, F. Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: **SIMP. GEOL. MINAS GERAIS**, 1, Diamantina, 1979. Atas. Belo Horizonte, SBG/MG, Bol. 1, p. 9-28, 1979.

RENGER F. E. & KNAUER L. G. Espinhaço – Quo vadis? (Onde está – aonde vai) A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais. **Geonomos**, 3:31–39, 1995.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B. & CORRÊA, G. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 4.ed. Viçosa: NEPUT, 2002.

RIQUIER, J. Contribution a l’ etude des “stone lines” en regions tropicale et equatoriale. **Cah. Orstom**, ser. Pedologie, 7(1) :71-110, 1969.

ROBINSON, G. W. **Some consideration on soil classification**. Journal of soil science, 1.p. 150-155

RUHE, R.V. **Landscape evolution in the High- Ituri, Belgian Congo**. Publication INEAC, Serie Scientifique, vol. 66, 1956.

RUHE, R .V. DANIELS, R. B; CADY, J. G. **Landscape evolution and soil formation in south western Iowa**. Washington, USDA, 1967. 85p. (USDA Technical Bulletin, 1349)

RUSSELL, 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 Quaternária da região de Gouveia, Serra do Espinhaço - MG**. Anais do 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte. 434-448, 1987.

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

SAINT-HILLAIRE, A. **Viagem pelo Distrito dos Diamantes e Litoral do Brasil Belo Horizonte**, MG, 233 p, 1830.

SEGALEN, P. **Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. Cah. Orstom, ser. Pedologie**, 7(1): 113-131, 1969.

SCHAEFER, C. E; KER, J. C; GILKES; CAMPOS; J. C. COSTA, L.M; SAADI, A. Pedogenesis on the uplands of the Diamantina Plateau, Minas Gerais, Brazil: a chemical and micropedological study. **Geoderma** 107, 243–269, 2002.

SCHOBENHAUS C. **O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-Leste: Uma revisão**. Universidade Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutorado, 1993, 155 p.

SCHWARTZ, D. Les Podzols tropicaux sur sables Bateke en R.P. du Congo. Description, caracterisation, genese. In: RIGHI, D. & CHAUVEL, A., eds. **Podzols et Podzolisation**. Paris, INRA, 1987. p.25-36.

TARDY, Y. **Pédrologie des latérites e des sols tropicaux**. Paris: Masson, 1993. 459 p.

TAYLOR, G. & EGGLETON, R.A. 2001. **Regolith geology and geomorphology**. Chichester, England. John Wiley. 375p.

THANACHIT, S; SUDDHIPRAKARN, A; KHEORUENROMNE, I, GILKES, R. J. The geochemistry of soils on a catena on basalt at Khon Buri, northeast Thailand. **Geoderma**, 2005.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester, John Wiley & Sons, 1994a. 460p.

THOMAS, M. F. Ages and geomorphic relationships of saprolite mantles. In: ROBINSON, D. A; WILLIAMS, R. B. G., eds. **Rock weathering and landform evolution**. Chichester, John Wiley & Sons, 1994b. p.287-301.

THOMAS M; THORP M; MCALISTER J. Equatorial weathering, landform development and the formation of white sands in north western Kalimantan, Indonesia. **Catena**, 36:205-232, 1999.

THOMPSON, C.H. Genesis of Podzol on coastal dunes in southern Queensland. I. Field relationship and profile morphology. **Australian Journal of Soil Research**, 30, 1992.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. Intemperismo e Formação do Solo. In: TEIXEIRA, W. et al (Org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. Cap. 8, 139-165.

TONUI, E.; EGGLETON, T. & TAYLOR, G. Micromorphology and chemical weathering of a K-rich trachyandesite and an associated sedimentary cover (Parkes, SE Australia). **Catena**. 53:181-207, 2003.

TRICART, J. As relações entre a morfogênese e a pedogênese. **Noticia Geomorfol.**, 8:5-18, 1968.

UHLEIN A. **Transição cráton – faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais.** Inst. Geociências, Universidade de São Paulo, 1995.

UHLEIN, A; TROMPETTE, R; EGYDIO-SILVA, M. Riftingamentos superpostos e tectônica de inversão na Borda sudeste do cráton do São Francisco. **Geonomos** 3 (1): 99-107, 1997.

UHLEIN, A; TROMPETTE, R.R; EGYDIO-SILVA, M; VAUCHEZ, a. Glaciação sturtiana (~750 ma), a estrutura do rifte macaúbas Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. **Geonomos**, 2007.

VIERS, J; DUPRE, B; BRAUN, J. J; DEBERT, S; ANGELETTI, B; NGROUPAYOU, J. N; MICHARD, A. Major and trace element abundances and strontium isotopes in the Nyong Basin Rivers (Cameroon): Constraints on chemical weathering process and elements transport mechanisms in humid tropical environments. **Chem Geol**, 169, 1997.

VOLKOFF, B. Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. **Cah. ORSTOM. Sér. Pédologie**, v. XIX, 4, p. 225-236, 1985.

YOUNG, A. Slopes. **London**, Longman, 1972. 288p.

YOUNG, A. & YOUNG, D.M. **Slope development**. London, Publication Macmillan Education, 1974. 35p.

WAYLAND, E.J. Peneplains and some other erosional platforms. **Annual Report and Bulletin**, Protectorate of Uganda Geological Survey, Department of Mines, Note 1, 77-79, 1933.

WELLS, N.A.; ANDRIAMIHAJA, B. & RAKOTOVOLOLONA, H.F.S. Stonelines and landscape development on the laterized craton of Madagascar. **Geological Society of America Bulletin**. 102:615-627, 1990.

ANEXO 1: Descrição dos perfis de solo da topossequência

DESCRIÇÃO DOS PERFIS DE SOLO DA TOPOSSEQUÊNCIA

TRINCHEIRA 8

0-2cm: Horizonte Ae1

Cor cinza clara (grãos soltos de areia branca, 10YR8/1 e grânulos de matéria orgânica, 10YR4/1); arenoso; muito poroso; raízes finas.

2-11cm: Horizonte Ae2

Acinzentado (10YR7/1); arenoso, aspecto maciço que se desfaz em grãos soltos de areia branca (10YR8/1) e grânulos muito pequenos de matéria orgânica (10YR4/1); ocorrência de pequenos domínios de material brunado (10YR4/3); poroso. Limite nítido com o horizonte superior; raízes finas.

11-51cm: Horizonte Bh1

Cinza escura empretecida (10YR2/1), com pequenas pontuações de areia lavada branca (10YR 8/1) e material bruno empretecido (10YR4/3); arenoso; maciço que desfaz em grãos soltos; poroso. Limite nítido com o horizonte superior; raízes finas.

51-73 cm: Horizonte Bh/E

Acinzentado empretecido (10YR3/1); arenoso; maciço que desfaz em grãos soltos; poroso com canais preenchidos por matéria orgânica. Transição gradual com o horizonte superior; raízes finas e grossas.

73-128 cm: Horizonte Bh/Bhs

Brunado (10YR5/3); arenoso (areia fina); maciço que desfaz em grãos soltos e grânulos de matéria orgânica, alguns grânulos de até 1cm. Limite vertical nítido e interpenetrado com o horizonte E lateral e Transição gradual com o horizonte superior; poucas raízes.

100-114 cm: Horizonte E (descontínuo na trincheira)

Esbranquiçado brunado (10YR6/3), muito arenoso; grãos soltos; muito poroso. Transição gradual com o horizonte superior; poucas raízes.

128-146 cm: Horizonte Bh1

Preto (10YR2/1) com pequenos canais arenosos brancos (10YR7/1) e pequenos grânulos bruno escuro (10YR3/4), arenoso (areia muito fina); maciço que desfaz em grãos soltos; poroso. Limite nítido e interpenetrado com o horizonte superior; poucas raízes finas.

146-150 cm: Horizonte E (descontínuo na trincheira)

Esbranquiçado (10YR7/1) com domínios empretecidos (10YR3/1); muito arenoso; grãos soltos com grânulos de matéria orgânica; muito poroso. Limite nítido, interpenetrado com o horizonte superior.

150-158 cm: Horizonte Bh2

Preto (10YR2/1) com distribuição da matéria orgânica de maneira contínua; arenoso; maciço que desfaz em grãos soltos; poroso com pequenos canais com auréola esbranquiçada arenosa (10YR7/2). Limite nítido e interpenetrado com o horizonte superior; poucas raízes finas.

158-183 cm: Horizonte Bh/E

Empretecido (10YR3/1); grãos soltos de areia branca (10YR8/1) e grânulos de matéria orgânica (10YR3/1); arenoso (areia fina), maciço que desfaz em grãos soltos; muito poroso. Limite nítido e interpenetrado com o horizonte superior.

183-189 cm: Horizonte Bh3

Preto (10YR2/1) com distribuição da matéria orgânica de maneira contínua; arenoso; maciço que desfaz em grãos soltos; muito poroso com canais com auréola esbranquiçada arenosa (10YR7/2). Transição rápida com o horizonte superior.

189-268 +cm: Horizonte IIIC/E

Branco (10 YR 7/1) com bandas pretas a brunadas (10YR3/4); muito arenoso (areia grossa); estrutura bandada plano-paralela, menos nítida no topo do horizonte e mais nítida em direção da sua base, desfaz em grãos soltos; muito poroso. As bandas arenosas são intercaladas por bandas mais orgânicas pretas a brunadas, em grânulos. Tais bandas (arenosas e orgânicas) são cortadas discordantemente pelos festões empretecidos do horizonte superior e por volumes alongados, também, empretecidos (10YR2/1). Em 268 cm, tronco de madeira dispõe-se de

forma horizontal. Abaixo do tronco seixos rolados quartzosos tem diâmetro de até 5 cm. Limite nítido, interdigitado, com o horizonte superior.

TRINCHEIRA 7

0-2 cm: Horizonte Ae1

Branco (10YR8/2); arenoso (areia fina); grãos soltos e grânulos de matéria orgânica; muito poroso; muitas raízes.

2-10 cm: Horizonte A/E

Bruno acinzentado (10YR5/2); arenoso; grãos soltos de areia lavada e grânulos de matéria orgânica; poroso com canais preenchidos por material orgânico (10YR6/2). Limite nítido com o horizonte superior.

10-36 cm: Horizonte Bh1

Bruno acinzentado empretecido (10YR3/2) com distribuição da matéria orgânica de maneira contínua; arenoso; maciço que desfaz em granular; poroso. Limite nítido com o horizonte superior; poucas raízes.

36-66 cm: Horizonte Bh/E

Cor heterogênea, bruno acinzentada empretecida (10YR4/2) dominante e bruno acinzentada (10YR5/2). Arenoso; granular e grãos soltos; muito poroso. Transição gradual com o horizonte superior.

66-72 cm: Horizonte E1

Cor heterogênea, variando de cinza clara (10YR7/1), distribuída de forma irregular e descontínua no horizonte, a bruna acinzentada (10YR5/2). Arenoso; grãos soltos e grânulos de matéria orgânica de cor (10 YR 3/2); muito poroso. Limite nítido e interpenetrado com o horizonte superior.

72-106 cm: Horizonte Bhs

Bruno acinzentado empretecido (10YR4/2), com matéria orgânica distribuída de maneira contínua; arenoso; maciço que desfaz em granular; poroso. Limite nítido interpenetrado com o horizonte superior.

106-117 cm: Horizonte E2 (descontínuo na trincheira)

Cinza claro (10YR7/1); muito arenoso (areia grosseira lavada); grãos soltos com alguns grânulos de matéria orgânica; poroso. Limite nítido e interpenetrado com o horizonte superior.

117-149 cm: Horizonte Bhs

Bruno empretecido (10YR3/3), com algumas pontuações arredondadas vermelhas (2,5YR4/8), e Cinza muito empretecido (10YR3/1) com matéria orgânica distribuída de maneira contínua e com algumas pontuações de areia lavada; arenoso; maciço que desfaz em granular; muito poroso. Limite nítido e interpenetrado com o horizonte superior.

149-165 cm: Horizonte Bh3

Preto (10YR2/1) com matéria orgânica bem distribuída; pontuações bruno avermelhadas; arenoso (areia fina) e siltoso pela matéria orgânica; maciço; muito poroso. Limite nítido com o horizonte inferior superior.

165⁺ cm: Horizonte Bh/E

Preto (10YR2/1) com pequenos domínios alongados de areia lavada (10YR3/1); arenoso (areia grosseira); maciço. Limite nítido com o horizonte superior.

TRINCHEIRA 9

0-6cm: Horizonte Ae1 (contínuo na trincheira)

Cinza escuro (10YR4/1); arenoso (areia fina); grãos soltos nas faces dos grânulos; poroso.

6-12cm: Horizonte Ae2 (contínuo na trincheira)

Cinza escuro (10YR3/2); arenoso (areia fina); maciço que desfaz em granular, grãos soltos nas faces dos grânulos; poroso. Transição gradual com o horizonte superior.

12-36cm: Horizonte Ae3 (contínuo na trincheira)

Cinza (10YR6/1); arenoso; grãos soltos e grânulos de matéria orgânica; poroso. Transição gradual para o horizonte superior.

36-51cm: Horizonte A/E (contínuo na trincheira)

Cinza claro (10YR7/1); muito arenoso (areia fina); grãos soltos e grânulos de matéria orgânica; muito poroso. Transição gradual para o horizonte superior; poucas raízes.

51-69cm: Horizonte Bh1 (contínuo na trincheira)

Cinza brunado (10YR5/2); arenoso (areia fina); grãos soltos e grânulos; poroso; Limite nítido com o horizonte superior; poucas raízes grossas.

69-83cm: Horizonte Bhs (contínuo na trincheira)

Bruno empretecido (10YR3/3, úmido) com matéria orgânica bem distribuída; arenoso; maciço que desfaz em granular; poroso. Transição gradual para o horizonte superior; poucas raízes finas.

83-92cm: horizonte Bh2 (jusante)

Preto (10YR2/1), com matéria orgânica bem distribuída; arenoso; aspecto maciço que desfaz em granular fraca; poroso. Limite nítido interpenetrado com o horizonte superior; poucas raízes.

92-129cm: Horizonte B/Bhs (contínuo na trincheira)

Bruno empretecido (7,5YR 3/2) a bruno; arenoso; maciço que desfaz em granular; poroso. A matéria orgânica impregna o horizonte em frentes convolutas, sendo que na jusante o horizonte é mais impregnado pela matéria orgânica. Limite vertical nítido com B/E de montante e lateral com Bh2 de jusante; poucas raízes.

127-160cm: Horizonte B/E (descontínuo, de forma convoluta é discordante sobre o B/Bhs, montante)

Cor heterogênea, Bruno escuro (7,5YR5/6, dominante) com domínios arenosos de cor branca (7,5YR 8/1); arenoso (areia fina); granular e grãos soltos nos domínios arenosos; poroso. Transição difusa com o horizonte superior.

160-175cm: Horizonte Bh/E(descontínuo, de forma convoluta é discordante sobre B/Bhs, jusante)

Cor heterogênea cinza clara (7,5YR7/0) dominante e bruno empretecida (7,5YR4/4) dominante; grãos soltos, nos domínios arenosos e, granular, nos domínios mais orgânicos; poroso. Limite nítido com o horizonte superior.

175-192cm: Horizonte IIC/Bs (jusante)

Cor heterogênea amarelada (10YR7/8), dominante, e cinza clara (7,5YR7/0); arenoso (areia grossa); maciço; poroso; limite nítido com o horizonte superior.

192-197cm: Horizonte Bh3 (contínuo na trincheira)

Bruno acinzentado escuro (10YR3/2, muito úmido) com matéria orgânica bem distribuída, domínios esbranquiçados de areia lavada (grosseira do metarenito alterado); arenoso; maciço; poroso. Limite nítido com o horizonte superior.

197-205cm: Horizonte Bh/IIC (contínuo na trincheira)

Bruno acinzentado escuro (10YR3/2, muito úmido) com matéria orgânica bem distribuída, pontuações de areia lavada (grosseira); arenoso; estrutura petrográfica dominante; porosidade entre as bandas da rocha. Limite nítido com o horizonte superior.

205+cm: Horizonte IIC (contínuo na trincheira)

Metarenito alterado com textura petrográfica: cor branca dominante com interpenetrações de material orgânico (10YR 3/2); justaposição de cores amareladas (10YR6/8), acinzentadas (7YR7/0). Limite nítido com o horizonte superior.

TRINCHEIRA 6

0-4 cm: Horizonte Ae1

Cinza (10YR5/1); arenoso (areia fina); grãos soltos podem estar presentes nas faces da estrutura granular, grânulos de matéria orgânica; poroso; transição gradual para o horizonte inferior pelo escurecimento da cor, muitas raízes.

4-14 cm: Horizonte Ae2

Bruno acinzentado escuro (10YR3/2, úmido); arenoso com um pouco de argila; granular, grãos soltos e grânulos de matéria orgânica; poroso. Transição gradual com o horizonte superior; raízes finas e médias.

14-61 cm: Horizonte Bhs

Preto acinzentado (10YR3/1), com matéria orgânica distribuída de maneira contínua; arenoso com um pouco de argila; maciço que desfaz em granular; poroso, com canais preenchidos por matéria orgânica. A passagem deste horizonte para o inferior se faz em uma transição de 10 cm cuja cor é bruno amarelada empretecida (10YR4/6). O limite é nítido com o horizonte superior.

71-80cm Horizonte B1

Cor heterogênea variando do bruno escuro (7,5YR5/6) ao bruno amarelado (10YR5/6) e bruno amarelado empretecido (10YR4/6); arenoso; maciço que desfaz em granular; poroso. Limite interpenetrado com o horizonte superior.

80-90 cm: Horizonte Bh2

Bruno acinzentado (10YR3/1) a cinza esbranquiçado (10YR8/2) com matéria orgânica distribuída de maneira contínua; arenoso com um pouco de argila; maciço; poroso. Limite interpenetrado com o horizonte superior

90-109 cm: Horizonte B2

Amarelo (10YR7/6) com manchas mais escuras; arenoso com um pouco de argila; maciço; poroso com alguns canais com matéria orgânica. Na parte superior desse horizonte observa-se

uma transição de cor amarela (10YR7/8) areno-siltosa, com domínios cinza empretecidos no limite superior interpenetrando no horizonte acima, configurando um horizonte B1.

109-133 cm: Horizonte Bh

Bruno amarelado empretecido (10YR4/4) com domínios amarelos (10YR7/6); arenoso com um pouco de argila; maciço; poroso. Limite abrupto com o horizonte superior.

133-139 cm: Horizonte Bh/IIC

Horizonte de alteração do metarenito, fortemente impregnado pela matéria orgânica: bruno acinzentado escuro (10YR3/2) com domínios amarelo-pálido (10YR7/6); arenoso com um pouco de argila; poroso. Transição gradual com o horizonte superior.

139-146⁺ cm: Horizonte IIC

Metarenito alterado com textura petrográfica. Cor branca com domínios ferruginosos avermelhados (10YR7/2), amarelados, às vezes, impregnação por matéria orgânica (10YR4/3); formando um horizonte de transição C/Bh; quartzoso e micáceo. Limite abrupto com o horizonte superior; quartzoso e micáceo. Limite abrupto com o horizonte superior.

TRINCHEIRA 4 (aparecimento do Bh em profundidade)

0-3 cm: Horizonte Ae1

Cinza claro (10YR7/2); arenoso (areia fina); grãos soltos de areia lavada e granular (grânulos de matéria orgânica); muito poroso; muitas raízes.

3-10 cm: Horizonte Ae2

Bruno claro (10YR6/3); arenoso; grãos soltos de areia lavada e granular (grânulos de matéria orgânica); muito poroso; muitas raízes. Transição gradual com o horizonte superior.

10-15 cm: Horizonte Bhs

Bruno escuro (10YR3/3), arenoso; maciço que desfaz em granular; poroso; raízes poucas. Limite nítido com o horizonte superior.

15-43 cm: Horizonte B1

Horizonte de cor heterogênea, bruno (10YR5/3) com domínios de matéria orgânica bruno acinzentada escura (10YR4/2) e pontuações bruno avermelhadas (2.5YR4. 5/3); arenoso; maciço; poroso. Limite nítido interpenetrado com o horizonte superior.

43–51 cm: Horizonte B2

Amarelo (10YR7/8) com domínios cinza empretecidos no limite inferior do horizonte; arenoso; maciço; poroso. Transição gradual com limite difuso para o horizonte superior.

51-63 cm: Nível de cascalho

Cascalhos de quartzo de até 1 cm em meio a matriz amarelo pálido (10YR8/3) com domínios amarelos (10YR7/8); arenosa. Limite abrupto com o horizonte superior.

63-66 cm: Horizonte IIC1

Metarenito alterado com textura petrográfica e estrutura litológica maciça e bandada, com pequenos veios de quartzo (face sul). Cor heterogênea, amarela (10YR7/8 dominante e 10YR7/6), amarela-avermelhada (7YR6/8), domínios cinza escuro. Quartzoso e micáceo. Limite abrupto ressaltado pelo aparecimento do cascalho.

66-85 cm: Horizonte IIC2

Metarenito alterado com textura petrográfica e estrutura litológica bandada, com justaposição de cores amarela-avermelhada (7YR6/8, dominante), amarela (2,5Y8/8) e bruno-acinzentada empretecida (10YR3/2); quartzoso e micáceo; porosidade forte entre as bandas entre as quais aparece o material orgânico (10YR3/2). Transição gradual pela diminuição da fase vermelha.

85-129⁺ cm: Horizonte IIC3-106-122 cm: Bh/IIC

IIC3: Metarenito alterado com textura petrográfica e estrutura litológica bandada; cor branca com pontuações ferruginosas avermelhadas; quartzoso e micáceo. Limite abrupto com o horizonte superior, sublinhado pela presença de matéria orgânica (10YR3/2).

Bh/IIC: Horizonte de cor 10YR3/1. A matéria orgânica penetra nas bandas do metarenito alterado e impregna a alteração hidromórfica adjacente. Tem formato em cunha que avança para a montante do perfil.

TRINCHEIRA 2

0-4 cm: Horizonte Ae1

Esbranquiçado (10YR8/2) com grânulos cinza claro (10YR7/2); arenoso; grãos soltos e poucos grânulos; poroso.

4-21 cm: Horizonte A12

Bruno-amarelado (10YR5/4); areno-argiloso; granular com alguns grãos soltos disjuntos dos materiais finos; poroso; poucas raízes. Transição gradual pelo empalidecimento da cor.

21-61 cm: Nível de cascalho heterogêneo

Cascalhos de tamanho e mineralogia variada em meio a matriz bruno-empretecida (7,5YR4/2) e amarelo-brunada (10 YR 6/8): bandas de quartzito ferruginizado, blocos de couraça ferruginosa, fragmentos subangulares de quartzo ferruginizados e não ferruginizados; matriz arenosa, porosa. Limite abrupto com o horizonte superior.

61-76 cm: Nível de cascalho de veio

Cascalhos de diâmetro homogêneo; quartzosos, ferruginizados ou não, em meio a matriz amarelo-brunada (10YR 6/8) arenosa; porosa.

76-133 cm: Horizonte IIC1

Metarenito alterado, textura petrográfica, friável; com fases justapostas: amarela (10YR7/8, dominante), e (10YR7/6) e amarela-avermelhada (7YR6/8) amareladas (10YR7/8). Arenoso/micáceo. Na face sul o material está ferruginizado. Limite nítido com o horizonte superior.

133-158 cm: Horizonte IIC2

Metarenito alterado com textura petrográfica. Em fases justapostas, tem cores amarela-avermelhada (7YR6/8 dominante), esbranquiçadas (10YR5/8); amarelas (10YR8/8); micáceo.

Comentário

No geral tem aspecto de solo mais laterítico. A alteração mostra níveis mais ferruginosos e mais claros percebe-se níveis menos alterados formando linhas de material

grosso (dentro da escala de observação a olho nu) indicando autoctonia desta fase cascalhenta. Aparecem também cascalhos com estrutura laminar (bandas ferruginosas de quartzitos), fragmentos de quartzo ferruginizado e não, e fragmentos de couraça ferruginosa. Essa parte parece ser um material transportado dada a heterogeneidade mineralógica, distribuição dos materiais e da granulometria do cascalho. Assim, pode-se acreditar que o perfil tem parte cujo material de origem é de transporte e parte autóctone vindos da alteração da rocha.

TRINCHEIRA 1

0-3 cm: Horizonte A11

Bruno (10YR5/3); arenoso; granular; poroso; muitas raízes.

3-18 cm: Horizonte A12

Cor heterogênea, bruno-amarelada (10YR5/6 a 10YR5/4); arenoso; maciço que desfaz em granular; poroso. Transição gradual para o horizonte superior pelo empotecimento da cor.

18-32cm: Horizonte A/B1

Bruno-amarelado (10YR5/6); arenoso; maciço que desfaz em granular; muito poroso com alguns canais preenchidos por matéria orgânica. Transição gradual para o horizonte superior.

32-61 cm: Nível de cascalho

Materiais ferruginizados (quartzos, fragmentos de couraça ferruginosa), seixos arredondados ferruginizados em meio a uma matriz de cor heterogênea, bruno-amarelada (10YR5/6), bruno-empotecida (7,5YR4/2) e amarelo-brunada (10YR6/8); matriz arenosa e granular. Limite abrupto com o horizonte superior.

61-77 cm: Horizonte IC1

Filito alterado em material variegado vermelho claro (2,5YR6/8), amarelo-avermelhado (7,5YR5/8); arenoso (areia grossa ferruginizada); textura petrográfica.

77-109 cm: Horizonte IC2

Filito alterado em material variegado bruno-amarelado (10YR5/8) e amarelo pálido (10YR8/3); micáceo e com material quartzoso grosseiro; textura petrográfica. Limite nítido com o horizonte superior.

109-137 cm: Veio de quartzo

Quartzo com película de ferruginização.

137-158⁺ cm: Horizonte IC3

Filito alterado, ainda, com textura petrográfica e estrutura litológica; material em fases justapostas: amarelas clara (10YR8/4), amarelas escura (10YR5/8), e avermelhadas (7,5YR5/8). Argiloso. Limite abrupto com o nível superior.

Comentários:

Um pouco acima da trincheira 4, na direção de montante da seqüência, aparecem os níveis de cascalho. As trincheiras 3 e 1 se enquadram nos comentários feitos para a trincheira 2

ANEXO 2: Análise química do Complexo Sortivo

Tabela 2: Análise química do complexo sortivo

Perfil/Hz	Prof	pH	P	K	Na	Ca	Mg	Al	H+Al	SB	t	T	V	m	MO	N	C	C/N	
TR1	cm	H2O	KCl	mg/dm³															
A11	1,5	5,62	4,91	5,4	0,21	0	1,23	0,71	0,1	4,4	2,15	2,25	6,55	32,8	4,4	2,56	0,1	1,48	14,84
A12	10,5	5,3	4,42	0,6	0,13	0	0,38	0,54	0,67	5,2	1,06	1,73	6,26	16,9	38,7	2,18	0,09	1,26	14,05
A/ B1	25	5,02	4,07	0,6	0,13	0	0,13	0,44	0,67	4,6	0,7	1,37	5,3	13,2	48,9	1,41	0,07	0,81	11,68
Nível de cascalho	46,5	5,15	4,18	0,6	0,22	0	0,03	0,41	0,86	5,2	0,66	1,52	5,86	11,3	56,6	1,41	0,08	0,81	10,22
IC1	69	5,33	4,19	0,6	0,05	0	0,02	0,41	0,1	2,4	0,48	0,58	2,88	16,7	17,2	0,64	0,04	0,37	9,28
IC2	93	5,21	4,56	0,4	0,02	0	0,06	0	0,3	1,3	0,09	0,39	1,39	6,5	76,9	0,13	0,01	0,07	7
Veio de quartzo	123	5,26	4,56	0,6	0,02	0	0,05	0,43	0,1	1,1	0,5	0,6	1,6	31,3	16,7	0,26	0,01	0,15	15,08
IC3	147,5	5,31	4,63	0,3	0,007	0	0,11	0,43	0,1	0,8	0,55	0,65	1,35	40,7	15,4	0,26	0,02	0,15	7,54
TR2																			
Ae1	2	4,9	4,11	0,5	0,08	0	0,09	0,46	0,67	4,4	0,64	1,31	5,04	12,7	51,1	2,05	0,08	1,18	14,86
A12	12,5	5,05	4,18	0,4	0,02	0	0,05	0,43	0,67	3	0,51	1,18	3,51	14,5	56,8	1,28	0,06	0,74	12,37
Nível de cascalho heterogêneo	41	5,06	4,32	0,5	0,02	0	0,04	0,44	0,67	4,2	0,5	1,17	4,7	10,6	57,3	1,54	0,07	0,89	12,76
Nível de cascalho de veio	68,5	5,06	4,48	0,4	0,002	0	0,04	0,4	0,19	1,4	0,44	0,63	1,84	23,9	30,2	0,64	0,02	0,37	18,56
IIC1	104,5	5,14	4,44	0,1	0	0	0	0,42	0,19	0,6	0,42	0,61	1,02	41,2	31,1	0,26	0,01	0,15	15,08
IIC2	145,5	5,2	5,01	0,1	0	0	0,07	0,39	0	0,3	0,46	0,46	0,76	60,5	0	0,26	0,02	0,15	7,54
TR4																			
Ae1	1,5	4,73	3,99	0,4	0,05	0	0,06	0,45	1,05	4,6	0,57	1,62	5,17	11	64,8	2,18	0,08	1,26	15,8
Ae2	6,5	4,67	4,02	1	0,03	0	0,11	0,45	0,76	4,4	0,59	1,35	4,99	11,8	56,3	1,54	0,08	0,89	11,16
Bhs	12,5	4,74	4,11	1,2	0,02	0	0,04	0,43	0,76	3,6	0,49	1,25	4,09	12	60,8	1,41	0,06	0,81	13,63
B1	35,5	5,09	4,55	0,5	0	0	0,04	0,41	0,1	1,4	0,45	0,55	1,85	24,3	18,2	0,38	0,01	0,22	22,04
B2	47	5,01	4,22	0,4	0,007	0	0,06	0,42	1,14	2,8	0,49	1,63	3,29	14,9	69,9	0,77	0,05	0,44	8,93
Nível de cascalho	51	4,98	4,2	0,4	0,01	0	0,06	0,42	0,48	1,4	0,5	0,98	1,9	26,3	49	0,77	0,05	0,44	8,93
IIC1	64,5	5,02	4,27	0,4	0,005	0	0,02	0,4	0,29	0,8	0,43	0,72	1,23	35	40,3	0,38	0,03	0,22	7,34

IIC2	75,5	5,2	4,48	0	0	0	0,06	0,4	0,1	0,3	0,46	0,56	0,76	60,5	17,9	0,26	0,02	0,15	7,54
IIC3	107	5,44	4,69	0	0	0	0,01	0,43	0	0,2	0,44	0,44	0,64	68,8	0	0,13	0,02	0,07	3,77
Bh/IIC	114	5	4,2	0	0	0	0,15	0,43	0,48	2	0,58	1,06	2,58	22,5	45,3	0,38	0,02	0,22	11
TR6																			
Ae1	2	4,92	3,91	1,9	0,13	0	0,15	0,47	1,62	8	0,75	2,37	8,75	8,6	68,4	4,16	0,13	2,41	18,56
Ae2	9	4,67	3,82	1,6	0,089	0	0,1	0,41	2	8,8	0,6	2,6	9,4	6,4	76,9	3,84	0,13	2,22	17,13
Bhs	42,5	4,76	4,14	1,5	0,01	0	0,04	0,68	1,43	5,8	0,74	2,17	6,54	11,3	65,9	1,42	0,07	0,82	11,76
B1	75,5	4,93	4,29	0,4	0,002	0	0,01	0,62	0,57	2,4	0,63	1,2	3,03	20,8	47,5	0,52	0,03	0,3	10,05
Bh2	85	4,93	4,33	0,4	0,002	0	0,01	0,63	0,38	1,9	0,64	1,02	2,54	25,2	37,3	0,52	0,02	0,3	15,08
B2	99,5	5,01	4,34	0,3	0	0	0,01	0,65	0,48	1,6	0,66	1,14	2,26	29,2	42,1	0,39	0,03	0,22	7,54
Bh	121	4,72	4,14	0,3	0	0	0,02	0,67	1,43	4,7	0,69	2,12	5,39	12,8	67,5	0,9	0,02	0,52	26,1
Bh/IIC	136	4,88	4,16	0	0	0	0	0,67	0,29	0,5	0,67	0,96	1,17	57,3	30,2	0,13	0,02	0,07	3,77
IIC	142,5	5,27	4,59	0	0	0	0	0,68	0	0	0,68	0,68	0,68	100	0	0,13	0,01	0,07	7,54
TR9																			
Ae1	3	4,78	4,07	0,3	0,11	0	0,16	0,04	1,09	5,9	0,32	1,41	6,22	5,1	77,3	2,24	0,08	1,29	16,12
Ae2	9	4,76	4,19	0,3	0,04	0	0	0	0,89	4,9	0,04	0,93	4,94	0,8	95,7	1,32	0,06	0,76	12,66
A3e	24	4,92	4,26	0,3	0,02	0	0	0	0,89	3,6	0,02	0,91	3,62	0,6	97,8	0,79	0,03	0,45	15
A/E	43,5	5,02	4,32	0,3	0,01	0	0,01	0	0,79	3,3	0,02	0,81	3,32	0,6	97,5	0,66	0,02	0,38	19
Bh1	60	4,9	4,33	1,1	0,01	0	0,03	0	0,69	6,8	0,05	0,74	6,85	0,7	93,2	1,45	0,03	0,84	28
Bhs	76	4,78	4,36	0,3	0,01	0	0	0	1,28	6,5	0,01	0,81	6,51	0,2	99,2	1,65	0,03	0,95	31,66
Bh2	87,5	4,83	4,39	0,3	0,01	0	0	0	1,19	4,6	0,01	1,29	4,61	0,2	99,2	0,99	0,03	0,57	19
B/Bhs	110,5	4,96	4,45	1	0,007	0	0,02	0	0,79	3,6	0,03	0,82	3,63	0,8	96,3	0,53	0,02	0,3	15
B/E	144,5	4,74	4,44	0,3	0,01	0	0	0	0,4	2	0,01	0,41	2,01	0,5	97,6	0,26	0,02	0,15	7,5
Bh/E	167,5	4,93	4,45	0,3	0,01	0	0	0	0,89	3,6	0,01	0,9	3,61	0,3	98,9	0,66	0,03	0,38	12,66
IIC/Bs	183,5	4,97	4,32	0,3	0,01	0	0	0	1,68	8,1	0,01	1,69	8,11	0,1	99,4	0,66	0,03	0,38	12,66
Bh3	194,5	4,96	4,39	0,3	0,01	0	0,09	0	0,89	4,2	0,1	0,99	4,3	2,3	89,9	0,66	0,02	0,38	19
Bh/IIC	200	4,78	4,29	1,4	0,01	0	0,02	0	1,68	8,1	0,03	1,71	8,13	0,4	98,2	1,65	0,04	0,95	23,75

IIC	215,5	5,04	4,38	0,6	0,01	0	0,04	0	0,3	1,3	0,05	0,35	1,35	3,7	85,7	0,13	0,01	0,07	7
TR7																			
Ae1	1	4,93	3,95	3,1	0,03	0	0,04	0,69	0,86	3,5	0,77	1,63	4,27	18	52,8	1,16	0,05	0,67	13,45
A/E	6	4,76	4,05	0,3	0,002	0	0,02	0,66	1,24	5,7	0,7	1,94	6,4	10,9	63,9	1,55	0,06	0,89	14,98
Bh1	23	4,76	4,05	0,3	0,01	0	0	0,67	1,43	6,3	0,68	2,11	6,98	9,7	67,8	1,55	0,05	0,89	17,98
Bh/E	48,5	4,97	4,13	5,6	0,002	0	0,02	0,62	0,86	4,1	0,64	1,5	4,74	13,5	57,3	0,9	0,02	0,52	26,1
E1	66,5	5,09	4,21	5,7	0	0	0	0,59	0,29	2,8	0,59	0,88	3,39	17,4	33	0,65	0,02	0,37	18,85
Bhs	89	5	4,24	4,8	0	0	0,02	0,66	0,57	3,6	0,68	1,25	4,28	15,9	45,6	0,78	0,02	0,45	22,62
E2	111,5	5,23	4,4	2,2	0,002	0	0,02	0,66	0,57	2,4	0,68	1,25	3,08	22,1	45,6	0,52	0,02	0,3	15,08
Bhs	127	5,01	4,32	3,6	0,002	0	0	0,65	0,86	5	0,65	1,51	5,65	11,5	57	1,29	0,03	0,74	24,94
Bh3	143	4,85	4,08	1,2	0	0	0,01	0,66	2	9,9	0,67	2,67	10,57	6,3	74,9	2,58	0,06	1,49	24,94
Bh/E	157	5,01	4,28	6,7	0	0	0,04	0,66	0,67	4,4	0,7	1,37	5,1	13,7	48,9	1,03	0,03	0,59	19,91
TR8																			
Ae1	1	4,89	3,64	3,9	0,05	0	0,21	0,73	0,86	6,3	0,99	1,85	7,29	13,6	46,5	2,71	0,1	1,57	15,71
Ae2	6,5	4,64	3,81	1,4	0,01	0	0,04	0,68	1,43	7,1	0,74	2,17	7,84	9,4	65,9	2,33	0,07	1,35	19,3
Bh1	31	4,66	3,83	2,1	0,007	0	0,03	0,66	2,57	10,2	0,7	3,27	10,9	6,4	78,6	2,58	0,08	1,49	18,7
Bh/E	62	4,72	3,96	2,4	0,002	0	0,02	0,61	1,24	7,1	0,63	1,87	7,73	8,2	66,3	1,42	0,05	0,82	16,47
Bh/Bhs	100,5	4,96	4,11	4,8	0	0	0	0,61	0,67	3,8	0,61	1,28	4,41	13,8	52,3	0,78	0,02	0,45	22,62
E	137	4,84	4,06	5,1	0	0	0	0,67	1,62	9,1	0,67	2,29	9,77	6,9	70,7	2,26	0,04	1,31	32,77
Bh1	148	4,82	4,16	3,6	0	0	0	0,67	0,67	3,6	0,67	1,34	4,27	15,7	50	0,78	0,02	0,45	22,62
E	154	4,81	4,05	4,1	0,002	0	0	0,65	1,05	5,5	0,65	1,7	6,15	10,6	61,8	1,16	0,03	0,67	22,42
Bh2	170,5	4,89	4,04	5	0	0	0	0,65	0,57	3,9	0,65	1,22	4,55	14,3	46,7	0,9	0,01	0,52	52,2
Bh/E	186	4,73	3,94	7,5	0	0	0,01	0,65	1,33	7,9	0,66	1,99	8,56	7,7	66,8	2,45	0,05	1,42	28,42
Bh3	202	5,22	4,32	2	0	0	0,02	0,71	0,29	0,9	0,73	1,02	1,63	44,8	28,4	0,26	0,02	0,15	7,54
IIIC/E	241	5,2	4,53	2,5	0	0	0,01	0,66	0,1	1,1	0,67	0,77	1,77	37,9	13	0,26	0,02	0,15	7,54

ANEXO 3: Análise química total por Fluorescência de Raios-X (FRX)

Anexo 3: Análise química total por Fluorescência de Raios-X (FRX)

Perfil	Hz	Prof Cm	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Th	Zr
%														
PPM														
TR2	Ae1	2	89,64	2,86	1,85	< 0,01	0,07	0,02	< 0,01	0,21	0,298	0,03	2,6	129
	A12	12,5	92,23	2,13	1,73	< 0,01	0,05	0,02	< 0,01	0,15	0,247	< 0,01	2	101
	Nível de cascalho heterogêneo	41	80,54	7,23	3,82	< 0,01	0,17	0,02	0,01	0,53	0,692	0,07	5,9	256
	Nível de cascalho de veio	68,5	78,58	9,09	3,81	< 0,01	0,39	0,02	0,03	1,41	0,576	0,05	4,5	179
	IIC1	104,5	83,18	7,95	2,62	< 0,01	0,43	0,02	0,03	1,77	0,174	0,03	5,8	199
	IIC2	145,5	80,84	8,05	4,06	< 0,01	0,52	0,02	0,04	2,29	0,128	0,04	5,5	148
TR4	Ae1	1,5	90,11	3,37	1,65	< 0,01	0,11	0,02	0,02	0,33	0,30	0,04	2,80	140,00
	Ae2	6,5	93,70	2,26	1,3	< 0,01	0,08	0,02	0,01	0,22	0,20	0,02	1,90	101,00
	Bhs	12,5	92,57	2,28	1,35	< 0,01	0,08	0,01	0,01	0,22	0,20	0,03	2,20	76,00
	B1	35,5	92,80	2,41	1,64	< 0,01	0,12	0,02	0,01	0,42	0,18	< 0,01	3,20	142,00
	B2	47,00	91,87	2,91	1,41	< 0,01	0,1	0,02	0,02	0,28	0,26	0,03	2,70	113,00
	Nível de cascalho	51,00	90,07	4,23	1,71	< 0,01	0,18	0,02	0,02	0,66	0,26	0,03	3,60	136,00
	IIC1	64,5	90,62	5,02	1,6	< 0,01	0,27	0,05	0,02	0,96	0,19	0,07	3,30	149,00
	IIC2	75,5	90,04	4,51	1,28	< 0,01	0,24	0,02	0,02	0,95	0,08	0,04	2,60	102,00
	IIC3	107	92,73	3,72	1,32	< 0,01	0,22	0,01	0,02	0,82	0,233	0,02	3,7	173
	Bh/IIC	114	89,02	5,25	1,24	< 0,01	0,3	0,02	0,02	1,17	0,09	0,01	2,70	106,00
TR6	Ae1	2	89,25	3,69	1,66	< 0,01	0,12	0,02	0,02	0,35	0,36	0,04	4,10	167,00
	Ae2	9	87,4	3,98	1,74	< 0,01	0,13	0,03	0,02	0,37	0,38	0,05	4,30	157,00
	Bhs	42,5	92,56	2,83	1,6	< 0,01	0,09	0,02	0,02	0,27	0,30	0,04	3,60	135,00
	B1	75,5	93,83	2,11	1,43	< 0,01	0,07	0,02	0,02	0,2	0,25	0,02	2,50	118,00

TR9	Bh2	85	93,48	2,11	1,41	< 0.01	0,08	0,02	0,01	0,22	0,26	0,03	3,20	150,00
	B2	99,5	92,69	2,56	1,53	< 0.01	0,1	0,01	0,01	0,27	0,32	0,01	3,90	159,00
	Bh	121	88,63	5,15	1,57	< 0.01	0,28	0,02	0,02	0,88	0,38	0,04	5,80	216,00
	Bh/IIC	136	90,27	4,15	1,38	< 0.01	0,27	0,02	0,02	1,06	0,10	0,01	3,30	90,00
	IIC	142,5	92,91	3,54	1,1	< 0.01	0,21	0,02	0,02	0,83	0,08	0,04	2,30	92,00
	Ae1	3	90,87	2,29	1,66	< 0.01	0,08	0,02	0,01	0,22	0,29	0,02	3,80	168,00
	Ae2	9	92,73	1,78	1,32	< 0.01	0,06	0,02	0,01	0,17	0,23	0,02	3,40	119,00
	Ae3	24	94,42	1,33	1,17	< 0.01	0,05	0,01	0,01	0,14	0,18	0,08	3,30	93,00
	A/E	43,5	96,63	1,23	1,06	< 0.01	0,04	0,02	< 0.01	0,13	0,16	0,02	3,70	100,00
	Bh1	60	95,66	1,69	1,24	< 0.01	0,06	0,02	0,02	0,2	0,24	0,03	4,30	152,00
	Bhs	76	91,97	3,28	1,45	< 0.01	0,09	0,03	0,03	0,35	0,35	0,03	7,30	173,00
	Bh2	87,5	92,21	2,6	1,45	< 0.01	0,08	0,01	0,02	0,26	0,32	0,03	5,50	181,00
	B/Bhs	110,5	94,56	1,71	1,27	< 0.01	0,06	0,01	0,01	0,17	0,24	< 0.01	3,20	146,00
	B/E	144,5	93,6	2,06	1,27	< 0.01	0,08	0,02	0,01	0,23	0,36	0,03	4,50	240,00
	Bh/E	167,5	91,73	2,77	1,55	< 0.01	0,1	0,02	0,01	0,29	0,32	0,03	4,00	179,00
	IIC/Bs	183,5	86,28	5,4	1,58	< 0.01	0,16	0,02	0,04	0,57	0,80	0,03	9,40	313,00
	Bh3	194,5	88,58	4,56	1,25	< 0.01	0,17	0,01	0,03	0,62	0,65	0,04	7,70	297,00
	Bh/IIC	200	87,28	3,2	1,69	< 0.01	0,18	0,03	0,05	0,62	0,87	0,04	9,70	305,00
	IIC	215,5	88	4	1,7	< 0.01	0,19	0,03	0,05	0,64	0,89	0,05	7,80	300,00
TR8	Ae1	1	90,62	2,31	1,48	< 0.01	0,08	0,03	0,02	0,31	0,37	0,03	6,20	212,00
	Ae2	6,5	91,92	2,3	1,42	< 0.01	0,08	0,02	0,02	0,29	0,31	0,03	4,90	172,00
	Bh1	31	92,27	2,5	1,66	< 0.01	0,08	0,02	0,02	0,28	0,30	0,05	5,00	148,00
	Bh/E	62	93,41	1,87	1,26	< 0.01	0,07	0,02	0,01	0,22	0,24	0,02	4,10	141,00
	Bh/Bhs	100,5	95,2	1,26	1,12	< 0.01	0,04	0,01	0,01	0,15	0,18	< 0.01	3,00	143,00
	E	137	92,24	2,13	1,23	< 0.01	0,07	0,02	0,03	0,25	0,25	0,03	4,20	119,00
	Bh1	148	95,8	1,09	1,01	< 0.01	0,04	0,01	< 0.01	0,13	0,15	0,01	2,70	78,00
	E	154	93,88	1,48	1,09	< 0.01	0,06	0,02	0,01	0,16	0,20	0,03	3,20	112,00

Bh1	170,5	95,08	1,09	0,99	< 0,01	0,04	0,01	< 0,01	0,13	0,16	< 0,01	2,60	92,00
Bh/E	186	93,52	1,27	1	< 0,01	0,04	0,02	0,01	0,12	0,15	0,03	2,60	84,00
Bh3	202	97,49	0,55	0,76	< 0,01	0,02	0,01	< 0,01	0,06	0,09	< 0,01	1,80	60,00
IIIC/E	241	96,85	0,52	0,78	< 0,01	0,02	0,01	< 0,01	0,05	0,08	< 0,01	1,80	62,00