

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

LEONARDO CRISTIAN ROCHA

**DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA NA EVOLUÇÃO DA SERRA
DO ESPINHAÇO MERIDIONAL - MG –BRASIL**

MINAS GERAIS – BRASIL
JUNHO – 2011

Leonardo Cristian Rocha

DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA NA EVOLUÇÃO DA SERRA DO
ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG - BRASIL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental.

Orientadora: Prof. Dra. Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin.

BELO HORIZONTE
Departamento de Geografia da UFMG
2011

Aos meus pais e familiares.

E é só.

Nelson Rodrigues

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente a Deus, por me iluminar, e por me dar inspiração e sabedoria para desenvolver essa tese ao longo desses quatro anos. Pai obrigado!

Não sei como agradecer a minha orientadora, a Professora Cristina Helena Rocha Ribeiro Augustin, para quem todos os adjetivos que puder expressar para mensurar meus agradecimentos serão poucos. Minha grande “Mãe” acadêmica, que esteve presente em todos os momentos dessa tese, nos trabalhos de campo na Serra do Espinhaço Meridional onde pude apreender muito e entender melhor a área de pesquisa e nas reuniões de orientação, onde seus esclarecimentos me ajudavam a direcionar o trabalho, meu obrigado.

À Professora Vilma Macagnam Carvalho com quem iniciei os meus primeiros passos como pesquisador e a qual tive a grande sorte de ter como orientadora no mestrado Vilma, obrigado por ter aberto as portas para mim na UFMG, obrigado por ter sido uma orientadora fantástica no mestrado.

Agradeço a FAPEMIG pelo o apoio financeiro a pesquisa (CRA – APQ 01652 – 09). Ao Professor Roberto Célio Valadão que sempre acompanhou a minha caminhada na UFMG, desde época do mestrado, sempre participando das qualificações e das defesas, sem falar dos trabalhos de campo que fizemos juntos na região de Gouveia e Diamantina, além de conversas sempre esclarecedoras.

Ao Professor Deocleciano Bittencourt Rosa, que me ajudou enormemente na interpretação e na sistematização dos meus dados, além de sugerir bibliografias importantes. À professora e pesquisadora do CDTN Lúcia Auler, que abriu as portas para mim no CDTN e não mediu esforços para fazer as minhas análises neste órgão federal de grande importância científica e acadêmica. Sem a sua ajuda, Lucia, teria sido muito difícil, conseguir todas essas análises; seu empenho, a sua dedicação, foram preponderantes.

Ao Professor e Pesquisador do CDTN, Walter de Brito que, também como a Lúcia Auler me recebeu muito bem e realizou as análises químicas e mineralógicas de solos e rocha, e que não mediu esforços para me ajudar, sempre muito atencioso e dedicado. Ao Professor Paulo Roberto Antunes Aranha, pelo grande apoio desde a época do mestrado. Paulo você é um dos grandes amigos que fiz no IGC.

À Professora Cristiane Oliveira, por ter me ensinado muito sobre gênese e evolução de solos, pelas conversas sempre esclarecedoras. Ao Professor Ricardo Diniz da Costa, o nosso querido “Bidu”, pelos campos que fizemos na serra do Espinhaço, onde pude aprender muito sobre a geologia da região. Além disso, tive o grande prazer de escrevermos dois trabalhos juntos.

Ao Professor Joachim Karfunkel, que me ajudou muito a entender o Espinhaço, durante os campos de suas disciplinas nos quais ele sempre me convidava para acompanhá-lo e me mostrava e explicava diversos aspectos dessa serra tão fascinante.

Ao Professor Guilherme Knauer pela disciplina de Geologia que tive o prazer de ser aluno e pelas varias conversas esclarecedoras sobre a geologia do Espinhaço.

À Professora Tânia Mara Dussin, pela disciplina de geoquímica, na qual tive o prazer de ser seu aluno, e pelos grandes esclarecimentos que tive no campo da disciplina no Espinhaço. Ao Professor Carlos Fernando Ferreira Lobo, amigo e companheiro de trabalho na UFSJ, pela a ajuda no tratamento dos dados estatísticos.

Ao amigo Bruno Fernandes, funcionário da UFSJ por me ajudar no final desta tese com a formatação, impressão, entre outros. Ao aluno Arlon Cândido, pela ajuda na fase final de formatação da tese, sua ajuda foi importantíssima.

Aos funcionários do Instituto Casa da Glória em Diamantina que sempre me acolheram com maior carinho, atenção e dedicação.

Ao grande amigo Bráulio Magalhães Fonseca, que participou de grande parte dessa tese, nos incansáveis trabalhos de campo, na ajuda na elaboração dos mapas, pelas boas conversas e companheirismo. À amiga Marina Leão que me ajudou enormemente nos trabalhos de campo pelo companheirismo e apoio.

Ao grande amigo Luiz Otávio Martins Cruz, um dos melhores amigos que fiz em toda minha vida de IGC. Nossos papos geomorfológicos sempre foram de grande valia, além da discussão dos resultados da tese e da leitura de alguns capítulos da Tese; obrigado por a sua bela contribuição.

À minha família, em especial à minha Super Mãe Isabel Fernandes Rocha, que lutou de forma árdua para que seus filhos estudassem, e fez de tudo para que eu chegasse até aqui. Se e não fosse pelo seu esforço e amor hoje não estaria nessa fase da minha vida. Mãe, você é a melhor mãe que um filho pode ter. Ao meu grande Pai, que sempre ao lado de minha mãe, também fez de tudo para que tivéssemos uma melhor vida possível. Pai, o senhor sempre foi um exemplo de como ser um grande homem. Obrigado a ambos!

Aos meus NOVE e queridos irmãos que sempre cuidaram muito bem desse irmão caçula e que até hoje cuidam de mim com maior carinho; todos meus irmãos são fantásticos e formam a melhor família que uma pessoa poderia ter. Por fim gostaria de agradecer a todos os que, de forma direta ou indireta, participaram dessa tese, e que fizeram que eu chegasse aqui hoje. A todos deixo o muito obrigado e gostaria de falar que essa tese não é minha é de todos nós. MUITO OBRIGADO!

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	03
SUMÁRIO	07
LISTA DE TABELAS	10
LISTA DE FIGURAS	11
LISTA DE GRÁFICOS	12
SIGLAS E ABREVIATURAS USADAS	14
PONTOS CARDEAIS, COLATERAIS E SUBCOLATERAIS	16
RESUMO	17
ABSTRACT	18
1. INTRODUÇÃO	19
2. OBJETIVOS E HIPÓTESES DO TRABALHO	26
2.1. Objetivo Geral	26
2.2.1. Objetivos Específicos	26
2.2. Hipóteses do Trabalho	26
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	27
3.1. Geomorfologia das Paisagens Tropicais	27
3.2. Pediplanação, Etchplanação e Dupla Superfície e Aplainamento	31
3.2.1. O Pediplano de King	31
3.2.2. O Etchplano e a Dupla Superfície e Aplainamento	33
3.3. O Papel do Intemperismo Químico	36
3.3.1. A Dissolução da Sílica	39

4. QUADRO NATURAL DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL	42
4.1. Geologia Regional	42
4.1.1. Evolução Geotectônica da Serra do Espinhaço Meridional	42
4.1.2. Características Lito-Estruturais da Serra do Espinhaço Meridional	45
4.1.2.1. A Geologia da Depressão de Gouveia	46
4.1.2.2. Supergrupo Rio Paraúna	47
4.1.2.3. Supergrupo Espinhaço	48
4.1.2.4. O Grupo Macaúbas	49
4.1.2.5. O Grupo Bambuí	49
4.2. Geomorfologia da Serra do Espinhaço Meridional: Morfologias e Processos Associados	50
4.3. A Cobertura Pedológica da Serra do Espinhaço Meridional	52
4.4. As Formações Vegetais da Serra do Espinhaço Meridional	53
4.5. Dinâmica Climática da Serra do Espinhaço Meridional	54
5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	55
5.1. Análises Laboratoriais	61
5.1.1. Espectrometria de Absorção Atômica	61
5.1.2. Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado	62
5.1.3. Cromatografia por Troca Iônica	63
5.1.4. Análise por espectrômetro de Fluorescência de Raios-X	63
5.1.5. Difractometria de Raios-X pelo Método do Pó	64
5.1.6. Análise Granulométrica	64
5.1.7. pH dos Solos	67
5.1.8. Determinação do Teor de Matéria Orgânica	67
5.2. Sistematização e Análise dos Dados	69
5.2.1. Análise Morfométricas	69
5.2.2. Análise Estatística	69
6. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	71
6.1. Características dos Perfis de Solo	71
6.2. Características Toposequência	96
6.3. Resultados e Análise dos Solos	98

6.3.1.A Textura do Solo	98
6.3.2.Matéria Orgânica	100
6.3.3.pH dos Solos	103
6.4.Dados Geoquímicos da Água	104
6.4.1.O Elemento Cálcio	109
6.4.2.O Elemento Sílica	111
6.4.3.O Elemento Ferro	118
6.4.4.O Elemento Alumínio	120
6.4.5.O Elemento Manganês e Magnésio	122
6.4.6.Os Elementos Potássio e Sódio	123
6.5.Análise Geoquímica Comparativa Entre as Duas Bacias Hidrográficas Analisadas e Padrões Morfométricos	124
6.6.Padrões Morfométricos das Bacias do Rio São Francisco e Jequitinhonha	125
6.7.Análise Química das Rochas e Solos	132
6.7.1.A Sílica	133
6.7.2.O Ferro e o Alumínio	135
6.7.3.O Cálcio	136
6.7.4.O Potássio	137
6.7.5.O Manganês e o Fósforo	138
6.7.6.O Titânio	138
6.8.Análise Geral dos Perfis	139
6.8.1.Elementos Traços	140
6.9.Análise Estatístico dos Resultados das Análises dos Solos e Rochas	145
6.10.Análise de Componentes Principais	145
6.10.1.Análise de Cluster	149
6.10.2. Modelo de Interpolação de Variáveis	150
6.11.Apresentação e Discussão dos Resultados do Balanço de Massa	153
6.12.Mineralogia das Argilas	155
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	162
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	164
9. ANEXOS	175

LISTA DE TABELAS

Tab. 01 – Geoquímica de Água – Estação Úmida	107
Tab. 02 – Geoquímica de Água – Estação Seca	108
Tab. 03 – Análise Geoquímica das Lateritas SdEM	117
Tab. 04 – Hierarquização da Drenagem das Bacias Hidrográficas do Jequitinhonha e do São Francisco/MG	126
Tab. 05 – Características das Bacias Hidrográficas do Jequitinhonha e do São Francisco/MG	126
Tab. 06 – Elementos maiores em parte por milhão (ppm)	133
Tab. 07 – Elementos traços em partes por bilhão (ppb)	143
Tab. 08 – Variação dos Componentes Principais	145
Tab. 09 – Variação dos Componentes Principais	146
Tab. 10 – Balança de Massa dos Elementos Alumínio, Ferro e Sílica	154
Tab. 11 – Mineralogia dos Solos e Rochas	159

LISTA DE FIGURAS

Fig. 01 – Mapa de Localização da Serra do Espinhaço Meridional	21
Fig. 02 – Colúvio Falhado	45
Fig. 03 – Mapa Geológico da Serra do Espinhaço Meridional	46
Fig. 04 – Modelo Digital de Elevação da Serra do Espinhaço Meridional	50
Fig. 05 – Espacialização dos Pontos de Amostragem	60
Fig. 06 – Perfil Topográfico 01	76
Fig. 07 – Perfil Topográfico 02	81
Fig. 08 – Perfil Topográfico 03	85
Fig. 09 – Perfil Topográfico 04	88
Fig. 10 – Perfil Topográfico 05	92
Fig. 11 – Perfil Topográfico 06	95
Fig. 12 – Perfis Topográficos	97
Fig. 13 - Modelo Digital de Elevação e Divisão das Bacias do Jequitinhonha e São Francisco	127
Fig. 14 – Hierarquia da Drenagem da Bacia do Rio São Francisco e do Rio Jequitinhonha	129
Fig. 15 – Análise de Principais Componentes	148
Fig. 16 – Agrupamento de Cluster	149
Fig. 17 – Modelo de Interpolação do Ferro	150
Fig. 18 – Modelo de Interpolação do Alumínio	150
Fig. 19 – Modelo de Interpolação da Sílica	151
Fig. 20 – Modelo de Interpolação do Titânio	152
Fig. 21 – Modelo de Interpolação do Potássio	152
Fig. 22 – Modelo de Interpolação do Enxofre	153

LISTA DE GRÁFICOS

Gráf. 01 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 01	71
Gráf. 02 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 02	72
Gráf. 03 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 03	73
Gráf. 04 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 04	74
Gráf. 05 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 05	75
Gráf. 06 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 06	77
Gráf. 07 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 07	78
Gráf. 08 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 08	79
Gráf. 09 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 09	82
Gráf. 10 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 10	83
Gráf. 11 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 11	84
Gráf. 12 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 12	86
Gráf. 13 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 13	87
Gráf.14 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 14	89
Gráf. 15 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 15	90
Gráf. 16 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 16	91

Gráf. 17 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 17	93
Gráf. 18 – Textura do solo, granulometria de areia, pH do solo e matéria orgânica do Perfil 18	94
Gráf. 19 – Perda de Cálcio nas Estações Seca e Úmida (fevereiro e agosto de 2009)	110
Gráf. 20 – Perda de Sílica nas Estações Seca e Úmida (fevereiro e agosto de 2009)	112
Gráf. 21 – Mineralogia das Argilas das Lateritas da SdEM	118
Gráf. 22 – Perda de Ferro nas Estações Seca e Úmida (fevereiro e agosto de 2009)	119
Gráf. 23 – Perda de Potássio nas Estações Seca e Úmida (fevereiro e agosto de 2009)	123
Gráf. 24 – Perda de Sódio nas Estações Seca e Úmida (fevereiro e agosto de 2009)	124

SIGLAS E ABREVIATURAS USADAS

° C – graus Celsius

ACP – Análise de Componentes Principais

Ar – Argônio

CDTN – Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear

CTC – Capacidade de Troca Catiônica

CWB – Subtropical de altitude

Dd – Densidade de Drenagem

DEGEO – Departamento de Geografia

Dh – Densidade Hidrográfica

DTM – Digital Terrain Models

EAA – Espectrometria de Absorção Atômica

ed – Editora, editor, edição

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

Ga – Gigaano

Hm – Amplitude Altimétrica da Bacia

IC – Índice de Circularidade

ICCD – International Center for Diffraction Data

ICP-AES – Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acomplado

IGC – Instituto de Geociências

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Ir – Índice de Rugosidade

JCPDS – Joint Committee on Powder Diffraction Standards

Jr. - Junior

Kc – Coeficiente de Compacidade

Km – Quilômetros

m – Metros

Ma – Megaano

MDT – Modelos Digitais de Terreno

mg/l – Miligramas por litro

mm - Milímetros

org – Organização, organizadores

P(Nº) – Perfil (número)

pH – Potencial hidrogeniônico

ppb – Parte por bilhão

ppm – Parte por milhão

SdEM – Serra do Espinhaço Meridional

Soc. Bras. Geologia – Sociedade Brasileira de Geologia

UFMG – Universidade Federal de Minas Gerais

UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro

UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina

UFSJ – Universidade Federal de São João del-Rei

UGB – União dos Geomorfólogos do Brasil

YR – Yellow-Red

µm – Micrômetro

PONTOS CARDEAIS, COLATERAIS E SUBCOLATERAIS

E – leste

ENE – lés-nordeste

ESE – lés-sudeste

N – norte

NE – nordeste

NNE – nor-nordeste

NNW – nor-noroeste

NW – noroeste

S – sul

SE – sudeste

SSE – su-sudeste

SSW – su-sudoeste

SW – sudoeste

W – oeste

WNW – oés-noroeste

WSW – oés-sudoeste

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo compreender como os processos geoquímicos atuam na elaboração do relevo da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) e contribuir no entendimento da distribuição espacial das taxas de perda por erosão química. Para isso foram feitos, modelos digitais de terreno (MDT), elaboração de um mapa geológico contendo as principais tipos de rochas e estruturas da SdEM, análises químicas de rocha, solo e água. Além do tratamento estatístico dos dados geoquímicos para reconhecer os principais componentes e seus agrupamentos, bem como a espacialização dos mesmos na SdEM. O intemperismo em quartzitos na região estudada consiste na dissolução do quartzo junto ao arranjo dos cristais. Assim o quartzito perde coesão e se reduz à areia. Em sub-superfície o intemperismo ocorre preferencialmente, nos planos de estratificação. O esvaziamento geoquímico é capaz então de desagregar os quartzitos. Este fato, em junção com o intemperismo de sub-superfície, promove o rebaixamento do relevo, formando superfícies aplainadas na Serra do Espinhaço Meridional. A lixiviação da sílica ocorre em mantos de alteração em estágios avançados de intemperismo, proporcionando a formação dos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, quando em quantidades suficientes, podem conduzir a processos de laterização na SdEM. A laterização e a intensa lixiviação favoreceram a formação de goethita, hematita e gibbsita, elementos estes que permitem sugerir que área está por muito tempo sobre a influência de um clima quente e úmido. Estes mesmos elementos favorecem a translocação da matéria orgânica em solos onde o material de origem é pobre em argila (rochas psamíticas) propiciando a formação de espodosolos. A união dos processos geoquímicos leva a uma perda generalizada de grande parte de todos os elementos encontrados, com exceção daqueles de baixa mobilidade como o titânio e o zircônio. No balanço de massa isso ficou nítido, os dados sugerem a perda de 41% do alumínio em alguns perfis analisados. Esses fatos sugerem que Serra do Espinhaço Meridional apresenta um expressivo esvaziamento geoquímico na atualidade, significando uma progressiva perda de volume, manifestada mais intensamente nos mantos de intemperismo.

Palavras chaves: Intemperismo, Desnudação Geoquímica; Rebaixamento do Relevo.

ABSTRACT

This study aims to understand how geochemical processes in the development of the landforms of the Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) and contribute to the understanding of the spatial distribution of loss rates by chemical erosion. To this were done, digital terrain models (DTM), preparation of a geological map containing the main rock types and structures of SdEM, chemical analyzes of rock, soil and water. In addition to the statistical treatment of geochemical data to recognize the main components and their associations, as well as the spatial distribution of the same SdEM. The weathering of quartzite in the study area consists of quartz dissolution by the arrangement of crystals. So quartzite loses cohesion and reduces the sand. In sub-surface weathering occurs preferentially in the planes of stratification. The geochemical emptying can then break down the quartzite. This fact, coupled with the sub-surface weathering, promotes the lowering of the landforms, forming flattened surfaces in the Espinhaço Meridional. The leaching of silica alteration mantles occurs in advanced stages of weathering, providing the formation of oxides and hydroxides of iron and aluminum, when in sufficient quantities, can lead to processes in lateritization SdEM. The lateritization intense leaching and favored the formation of goethite, hematite and gibbsite, those elements that suggest the area is long on the influence of a hot and humid climate. These same elements favor the translocation of organic matter in soils where the source material is poor in clay (psammitic rocks) favoring the formation of Spodosols. The combination of geochemical processes leads to a generalized loss of a large part of all elements found, except those of low mobility such as titanium and zirconium. In the mass it became clear, the data suggest the loss of 41% of the aluminum in some profiles analyzed. These facts suggest that the Espinhaço Meridional presents a significant drain geochemical today, meaning a progressive loss of volume, expressed more intensely in the mantle of weathering.

Key words: Weathering, Geochemical Denudation; Lowering of Landforms.

1. INTRODUÇÃO

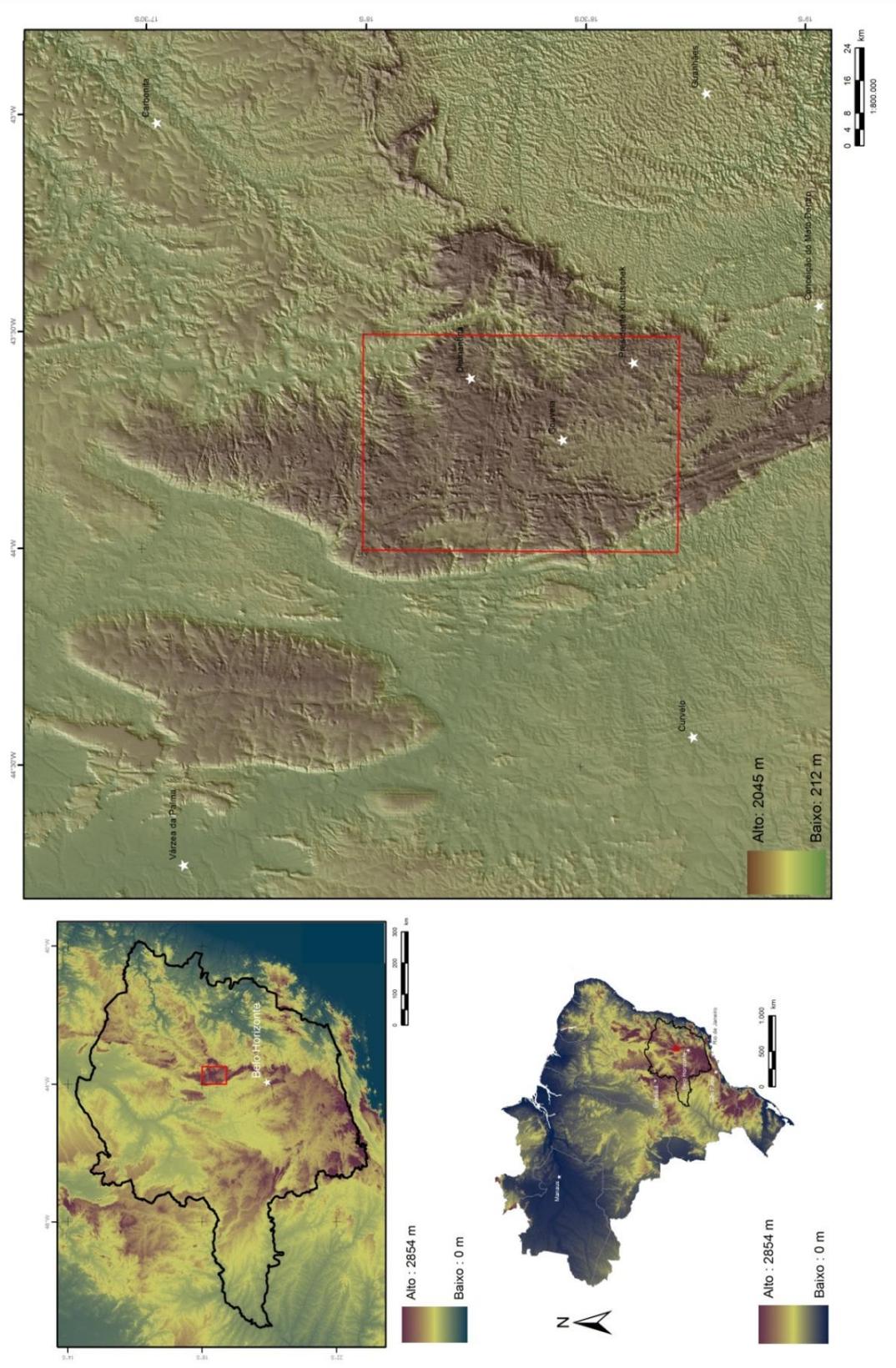
Estudos geomorfológicos que buscam interpretar e compreender a gênese das formas do relevo apresentam grande relevância para o conhecimento ambiental das áreas estudadas, fornecendo subsídios para a realização de projetos para seu uso e ocupação. Também auxiliam na compreensão sobre a interação entre os diversos elementos e fatores envolvidos na evolução da paisagem, possibilitando o entendimento da dinâmica da paisagem. Esses estudos são, em geral, restritos à era Cenozóica, na qual grandes variações climáticas, bem como eventos tectônicos, tiveram efeito sobre os processos de elaboração do relevo da Terra.

Embora avanços extraordinários do conhecimento, incluindo de técnicas e de instrumentalização utilizadas para a análise da evolução do relevo, tenham ocorrido nos últimos anos, ainda não é claro como o clima e outros fatores do meio físico-biótico afetaram e continuam afetando a evolução do relevo. Por isso, há a necessidade de aprofundamento dos estudos que abordem a interação entre esses elementos, ao longo do tempo. Mais do que isso, ainda é escassa a compreensão de como os processos de elaboração do relevo e seus mecanismos atuam gerando formas que, se por um lado podem apresentar grande variação, por outro, também podem mostrar semelhanças em diferentes partes da Terra.

Um dos fatores importantes na mudança do relevo, tendo em vista seu aspecto de atuação contínua, mesmo que altere suas características ao longo do tempo, é o clima. Sabe-se que a atuação do clima produz variações nas taxas de intemperismo, na pedogênese, na perda erosiva e geoquímica, afetando o modelado do relevo, a distribuição dos recursos minerais, hídricos, a cobertura vegetal, nos níveis oceânicos, e na distribuição ecológica dos seres vivos

É sob essa perspectiva que a presente tese foi conduzida, com pesquisa desenvolvida na região da Serra do Espinhaço Meridional – SdEM (Fig. 01), englobando as áreas dos municípios de Gouveia e Diamantina na parte central do estado de Minas Gerais.

FIGURA 01: Mapa de Localização da Serra do Espinhaço Meridional



Ao descrever a SdEM, Saadi (1995) afirma que suas altitudes médias estariam em torno de 1200 m, com predominância litológica de quartzitos. Para este autor, as formas de relevo da serra são resultantes da esculturação promovida pela dinâmica fluvial, originando morfologias marcadas principalmente por cristas, escarpas e vales profundos adaptados às direções tectônicas e estruturais. Saadi (1995) também destaca as áreas deprimidas, como a Depressão de Gouveia, onde afloram as rochas granitóides, metassedimentares e metavulcânicas sustentando as morfologias colinares.

Abreu (1982) destaca a existência de três níveis de aplainamentos no planalto diamantino, interpretação compartilhada por Saadi (1995), que indica se tratar de superfícies embutidas e escalonadas: as superfícies do nível mais elevado, entre 1200 a 1400 m, considerada como a Pós-Gondwana, formando divisores entre as bacias dos rios Jequitinhonha e São Francisco. Segundo Abreu (1982), esta superfície é marcada pela presença de inselbergs quartzíticos, crostas ferruginosas e depressões hidromórficas.

O nível entre 1000 a 1100 m constituiria a superfície Sul-Americana, embutida no nível anterior, onde podem ser encontradas jazidas de manganês. O último nível entre 750 e 800 m, corresponderia à superfície Velhas, embutida na superfície anterior ao longo do rio Jequitinhonha.

Nesta região, Segundo Augustin (1995a, 1995b) remanescentes de superfícies de aplanamentos correspondentes possivelmente às superfícies de King (1956) vêm sendo submetidas desde o Cenozóico a intensos processos de intemperismo químico, sob influência de climas predominantemente úmido. Isso porque a ocorrência de períodos de climas mais secos, com o predomínio de erosão física ou mecânica, não conseguiu impor um padrão de relevo no qual os processos geomorfológicos mais significativos fossem aqueles comandados pela escassez de água no sistema.

Para Augustin (*op. cit.*), isto tem implicações importantes para o desenvolvimento do relevo da região, que tende a apresentar feições associadas a uma prolongada ação da água e de temperaturas elevadas, promovendo o intemperismo químico e a geração de mantos profundos de alteração. A espessura e o grau de intemperismo químico desses mantos também demonstrariam, de acordo com Augustin (1995), a existência de um ambiente tectônico relativamente calmo, no qual, a taxa de *input* de energia no sistema não é suficiente para ativar mecanismo de retirada rápida e total do manto alterado.

Isso significa que os eventos tectônicos mais recentes não conseguiram impor uma retirada total ou significativa dos mantos de intemperismo. No entanto, a ocorrência desses eventos ao longo do Cenozóico podem ter contribuído para a retirada parcial das porções

intemperizadas, deixando apenas níveis topográficos como residuais dessas antigas superfícies. Este é o caso, segundo a autora (*op. cit.*), da ocorrência de elementos litoestruturais, como o acamamento da Formação Galho do Miguel, cujas rochas cobrem o assoalho do rio Paraúna, nível de base local. A composição mineralógica dessas camadas varia, apresentando diferentes resistências à erosão, o que provoca aceleração ou desaceleração erosiva dos fundos de vale e encostas do rio Paraúna e dos seus afluentes.

Mesmo mais recentemente, durante o Quaternário, a ocorrência de climas mais secos não foi intensa e prolongada o suficiente para mudar o padrão de predomínio de intemperismo químico. Os efeitos dessas mudanças tiveram consequências locais, como os relatados acima, com aceleração do processo erosivo, incapazes, no entanto, de modificar uma tendência regional do predomínio do avanço do front de intemperismo com relação à retirada do manto alterado.

Assim, durante as glaciações do Quaternário, mesmo sob o domínio de climas com cerca de 7° a 8° C mais frios do que as médias anuais de hoje, ou durante os períodos interglaciais, com temperaturas semelhantes às atuais, o intemperismo químico, associado a uma relativa estabilidade tectônica, constituíram fatores fundamentais para a transformação das rochas do Complexo Granítico de Gouveia e dos xistos do Super-Grupo Rio Paraúna. Análises realizadas na área por Augustin *et al.* (1994) e Augustin (1995b) revelaram concentrações de Fe e Al, quase ausência de metais alcalinos e alcalino terrosos, como Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ e a presença predominante de minerais argilosos do tipo 1:1 nos regolitos. Esses dados revelam a ocorrência de um prolongado processo de intemperismo químico, acompanhado de laterização, no qual o entalhe dos vales e o reafeiçoamento das vertentes é relativamente lento.

Os trabalhos de Augustin (1995a; 1995b; 1999), foram realizados especialmente na Depressão de Gouveia, área que apresenta especificidades em termos morfoestruturais e litológicos, o que pode constituir um fator de limitação para a interpretação e extrapolação dessa análise para o domínio das formações quartzíticas da SdEM.

Assim, um dos objetivos desse trabalho é analisar se, sobre as rochas quartzíticas da SdEM, é possível observar as acumulações de Fe e Al, a intensa lixiviação de elementos como o Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ , presença de minerais 1:1 e processo de laterização, conforme observado por Augustin em seus trabalhos na Depressão de Gouveia. Isto indicaria o predomínio de condições ambientais semelhantes de formação de mantos de intemperismo e a baixa eficiência da atuação de processos erosivos na retirada total desse material quimicamente alterado, levando à formação de relevo relativamente plano.

A concepção da formação do relevo a partir da atuação dos processos químicos não é recente. Ela foi inicialmente formulada por Wayland (1934, In THORNBURY, 1969) para formas de relevo estudadas em Uganda, a qual ele denominou de Etchplano. As condições para a sua ocorrência seriam o desenvolvimento de relevo sobre um saprolito profundo, resultante de intemperismo químico, formado a partir de um soerguimento que teria retirado o manto de intemperismo anterior. Isto teria formado uma sucessão de níveis topográficos.

Hipótese similar foi proposta por Büdel (1944 – 1948) com base nas observações de que as formas de relevo são resultantes da atuação de diferentes processos geomórficos. Büdel então propõe a classificação do relevo da terra de acordo com a ocorrência de regiões morfogênicas (1963), com a identificação do quatro delas, entre as quais, se encontra a zona de planação dominante, típica das áreas equatoriais e dos cinturões tropicais das savanas, e que, no Brasil, é representada pelo cerrado.

As características do manto de intemperismo identificados por Augustin (1995b) para a Depressão de Gouveia, e a ocorrência de afloramentos e superfícies relativamente aplainadas no domínio das rochas do Supergrupo Espinhaço permitem uma interpretação deste relevo como resultante de uma etchplanação. Trata-se de um relevo desenvolvido sobre rochas predominantemente siliciclásticas, para o qual é relativamente inédita a perspectiva de análise da sua evolução, com base no conceito de Etchplanação.

Este trabalho busca, portanto, analisar a evolução geomorfológica no domínio da sequência estratigráfica do Supergrupo Espinhaço, a partir de pressupostos básicos que têm como referência a atuação predominante de processos geoquímicos, semelhantes aos descritos por Wayland e Büdel. A sequência do Supergrupo Espinhaço ocorre em uma área compreendida entre as grandes rupturas geológico-geomorfológicas representadas: a oeste, pela bacia do rio Paraúna/Cipó, da bacia do rio São Francisco, caracterizadas por grandes superfícies aplainadas sobre as rochas quartzíticas com mantos de intemperismo, com espessura que variam de centímetros a metros, e, a leste, a do rio Jequitinhonha, que é uma região muito dissecada pela drenagem, com poucas superfícies aplainadas e mantos de intemperismo menos profundos.

A área que intercala essas duas rupturas é marcada por eventos geológicos de grande complexidade. Para que seja possível entender sua evolução, é fundamental a análise de dados geoquímicos de solos, rochas e água, como o objetivo de entender a erosão da Serra do Espinhaço Meridional. Essa análise não pode ser interpretada, contudo, como um referencial temporal, visto que a perda química refere-se às taxas de intemperismo dentro do tempo específico de perda de cada elemento. Portanto, o tempo absoluto pode ser apenas inferido, ou

seja, sabe-se o que foi perdido num determinado tempo, mas não se sabe o tempo inicial desta perda. A partir dos dados geoquímicos é possível identificar os processos atuantes e a evolução do relevo da região.

Estudos geoquímicos para entender a evolução dos solos e dos relevos, bem como sua inter-relação, têm sido amplamente utilizados em todo o mundo. Summerfield (1984), por exemplo, ao estudar os silcretes, mediu seu intemperismo isovolumétrico afirmando que, para a formação dos mesmos, é necessário a existência de condições hidrogeomorfológicas que responda pela diminuição das concentrações de alumínio.

Para alguns autores, as medidas de balanço de massa são essenciais para o entendimento da perda geoquímica. Brimhaal e Dietrich (1986) desenvolveram uma metodologia para estudar o balanço de massa e entender mais detalhadamente a perda geoquímica dos elementos. Para esses autores, o balanço de massa deve ser entendido e caracterizado pelas relações entre os processos químicos, físicos e mecânicos resultantes dos processos hidroquímicos. Para isso, é necessário realizar análises utilizando medidas de *Bulk Density*, que determinam a relação entre a massa e volume tendo por base a densidade mineral, as propriedades volumétricas e a porosidade.

Já para Colin *et al.* (1993) o importante é a mobilidade do elemento zircônio, dentro de condições específicas de pH, pois este é o elemento de menor mobilidade e, sendo assim, o elemento mais apropriado para realizar o balanço de massa.

Thomas (1994), por sua vez, mostra a importância de se quantificar a carga dissolvida de solutos na rede de drenagem, pois é a partir desta técnica, que é possível entender a desnudação geoquímica. Ele mostra que nos rios tropicais a quantidade de elementos químicos é muito baixa quando comparadas com outros lugares fora das zonas tropicais, e que isto ocorreria devido às elevadas taxas de intemperismo destas regiões.

Young e Nesbitt (1998), ao investigar a proveniência de sedimentos das rochas sedimentares, utilizaram o titânio e o alumínio como indicadores de perda geoquímica devido à baixa mobilidade dos mesmos, tendo em vista que estes elementos são bastante constantes em sedimentos siliciclásticos.

Estudos geoquímicos também foram usados por Robertson *et al.* (2001) para entender melhor tipos de rocha no sudeste da Austrália devido a sua complexidade estrutural na região.

Na Itália, elementos traços serviram como base para análise de quatro tipos de solos em áreas vulcânicas, para se entender quais elementos seriam maior lixiviados e maior enriquecimento. Cortizas *et al.* (2003) constaram que os elementos de maior mobilidade foram o K, Ca e Sr, enquanto os maiores enriquecimentos foram Hg, Pb, Cu, Mn, Zn.

Jasen *et al.* (2005) mostram em seu estudo que elementos com baixa solubilidade, como alumínio e o ferro, podem se tornar solúveis a partir da interação do pH entre 4,0 e 4,5, desde que haja influência da matéria orgânica. Este processo tende a ocorrer com maior intensidade em solos tipo espodossolos.

A área de estudo objeto desta Tese, com predominância de rochas quartzíticas, não constitui, contudo, o ambiente mais favorável para a dissolução química e a formação de manto de intemperismo, condições fundamentais para o desenvolvimento do etchplano, como concebido por Wayland (1933), Büdel (1944, 1948) Thomas (1994).

Estudos realizados por Schaefer *et al.* (2002) na região de Diamantina constataram que o baixo pH dos solos leva à lixiviação dos minerais de argila e a redução do Fe^{2+} . Além disso, a matéria orgânica é também lixiviada, formando solos do tipo espodossolo. Portanto, mesmo em condições não ideais, de acordo com a bibliografia específica sobre o assunto, há evidências de que parte importante da desnudação da região de domínio das rochas silicláticas é resultado da saída química de elementos presentes na rocha.

Esta pesquisa busca quantificar a perda geoquímica na área das rochas do Supergrupo Espinhaço e analisar as implicações desta retirada na evolução do relevo do orógeno do Espinhaço Meridional. Ao fazer isto, parte do princípio que os elementos morfoestruturais são importantes para explicar a evolução, que tem como modelo a Etchplanação.

A etchplanação será abordada na perspectiva de que este é um modelo no qual o intemperismo químico é fundamental na elaboração das formas de relevo. No entanto, admite também que no caso da região de estudo, este tipo de intemperismo possa ter se instalado sobre pediplanos, desenvolvidos como proposto por King (1956).

2. OBJETIVOS E HIPÓTESES DO TRABALHO

2.1. Objetivos:

2.1.1. Objetivo Geral:

- Compreensão de como os processos geoquímicos contribuem para a elaboração do relevo da Serra do Espinhaço Meridional;
- Contribuição ao entendimento da distribuição espacial das taxas de perda por erosão química na região;
- Análise de qual modelo de evolução do relevo se aplica à região; a etchplanação ou a pediplanação.

2.1.2. Objetivos Específicos:

- Quantificação das perdas geoquímicas através das análises químicas da rocha, do solo e da água;
- Identificação das variações quantitativas dos diferentes tipos de elementos químicos medidos;
- Análise do padrão espacial das perdas geoquímicas e das variações por elemento químico medido;
- Associação entre esses padrões e fatores geológicos, climáticos, da cobertura vegetal, e geomorfológicos envolvidos nessas variações espaciais;
- Entendimento de como os principais processos geoquímicos atuam na elaboração das formas de relevo;
- Verificação da existência de elementos analíticos para identificar o desenvolvimento de superfícies de aplainamento;
- Identificação e espacialização das superfícies descritas por King através de MDT.

2.2. Hipóteses do Trabalho:

- a) o intemperismo químico é o principal conjunto de processos responsável pela elaboração do relevo no domínio das rochas siliclástica na SdEM;
- b) os processos geoquímicos sofrem controle morfoestrutural.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Geomorfologia das Paisagens Tropicais: Características e Dinâmica

A região intertropical é definida como a zona do globo compreendida entre os trópicos. Contudo, dentro desta faixa climática, além de regiões úmidas, encontram-se também as zonas áridas e semi-áridas. Assim, para caracterizar as regiões tropicais úmidas, consideram-se as temperaturas médias, a taxa de precipitação e a sua distribuição ao longo do ano (TRICART, 1972).

A partir dos parâmetros acima citados é possível identificar dois tipos de trópicos úmidos: o das regiões caracterizadas pelas formações florestais com ausência, ou com curta estação seca, o das regiões tropicais marcadas pela sazonalidade climática, com duas estações bem definidas, uma estação seca, e outra com elevadas precipitações pluviométricas (THOMAS, 1994).

Dentre os elementos climáticos, a temperatura e a pluviosidade são os principais fatores envolvidos na definição das zonas climáticas da Terra. A intensidade destes é extremamente importante para a determinação dos processos geomorfológicos e nas morfologias resultantes do relevo das zonas tropicais.

Os principais efeitos da temperatura, segundo Faniran e Jeje (1983), são:

1 - Alta temperatura solar que conduz a expansão e contração da rocha. Tal processo favorece a formação de fraturas, e em climas úmidos, favorecem a infiltração e percolação da água acelerando o intemperismo.

2 – As elevadas temperaturas são particularmente importantes no intemperismo químico da rocha, pois a cada aumento de 10 graus de temperatura, a velocidade de uma reação química é duplicada.

3 – O efeito bioquímico promovido pelas plantas é importante nos processos geomorfológicos nas regiões tropicais, e em especial nas zonas equatoriais. Estas zonas climáticas oferecem condições ideais de temperatura e umidade para o desenvolvimento de plantas vasculares, favorecendo a formação de biomassa o que, conseqüentemente, aumenta o poder do intemperismo pela maior produção dos ácidos orgânicos.

4 – A temperatura é também importante na determinação da solubilidade de certos elementos do solo. Para Ollier (1975), a sílica apresenta maior solubilidade em elevadas temperaturas. Este é, portanto, um fator responsável pela perda de sílica nos trópicos úmidos.

5 - Por último, as elevadas temperaturas dos perfis são um dos fatores mais importantes no desencadeamento do movimento ascendente da água e na dissolução de vários elementos.

Com relação à pluviosidade, deve ser levada em consideração a dinâmica das massas de ar, os índices pluviométricos, a distribuição das chuvas ao longo do ano e até mesmo a intensidade das mesmas, pois este fator influencia nas taxas de infiltração, percolação e escoamento superficial e subsuperficial (THOMAS, 1974).

Ainda para o autor acima citado, dentro da zona intertropical, ocorrem três tipos de dinâmicas climáticas em relação à distribuição de chuva: a primeira, na zona equatorial, com uma pequena ou inexistência de estação seca, a segunda, com uma estação seca por volta de dois a três meses sem precipitação e por último, uma estação seca prolongada, em torno de seis meses.

Nos trópicos úmidos, encontram-se basicamente dois tipos de vegetação: as florestas e as savanas. No caso do Brasil, esta última é representada pelo cerrado, onde a vegetação desempenha um importante papel nos processos geomorfológicos das zonas tropicais no que diz respeito aos processos erosivos, destacando-se neste caso o efeito *Splash*, e, por último, o papel da matéria orgânica na produção de ácidos orgânicos.

Para Tricart (1972), as morfologias nos trópicos úmidos estarão associadas, em grande parte, à erosão diferencial. Nessa perspectiva, deve-se observar a erosão diferencial dentro de dois aspectos: o quantitativo é devido às diferentes taxas de erosão em diferentes tipos de rocha. Nesse sentido, em uma larga escala de tempo, as rochas mais resistentes podem produzir relevos mais altos em relação aos locais de rochas menos resistentes, que corresponderão às áreas deprimidas. O segundo aspecto deve ser entendido qualitativamente; deste modo, não se observa em particular a erosão do relevo, mas a declividade das vertentes, a densidade da drenagem e a modelagem dos vales fluviais.

Tricart (1972) considera, portanto, as rochas como a base da fisiografia, e esta, aliada ao intemperismo, resultaria em superfícies geomorfológicas que podem ser subdivididas em cinco classes:

1. Rochas Ígneas Ácidas (alta quantidade de quartzo). Formam relevos marcados basicamente por rochas graníticas e gnaisses, as diferenças das taxas de intemperismo dependem do front de intemperismo (regular ou irregular). Em rochas maciças e compactas, estas podem se transformar em relevos residuais.
2. Rochas Ígneas Básicas. São rochas ricas em minerais ferromagnesianos, pobres em quartzo. É comum no intemperismo dessas rochas, a formação de concreções

ferruginosas; nesse caso, a erosão diferencial atua de forma intensa, sendo comum nesses locais a inversão do relevo.

3. Folhelhos, os argilitos e os xistos, que possuem um comportamento semelhante aos das rochas ígneas básicas, mas possuem percentuais menores do teor de minerais ferromagnesianos. A alta permeabilidade destas rochas resultam na flocculação das argilas e dos óxidos de ferro, o que, conseqüentemente, favorece a formação de concreções.
4. Rochas siliciclásticas, cuja resistência depende do grau de cimentação e da presença de impurezas. Os quartzitos são muito difíceis de desintegrar, mas a presença da matéria orgânica e os óxidos de ferro são capazes de promover a decimentação, liberando a areia. Mas este é um mecanismo lento, que resulta em solos arenosos, estruturalmente fracos, rasos com espessuras decimétricas. Mas é importante destacar que o processo é lento, mas é intenso nos trópicos úmidos. As rochas quartzíticas são as únicas a mostrar claramente relevos estruturais, mesmo em climas tropicais úmidos. Já os arenitos se desintegram mais rapidamente quando comparado com os quartzitos devido ao fato da sua cimentação ser constituída basicamente de argilas e carbonatos de cálcio.
5. Os calcários. Estas rochas devem ser estudadas separadamente por possuírem características específicas, formando relevos cársticos. Neste tipo de rocha, o dióxido de carbono possui papel preponderante no processo a dissolução e na solubilização do carbonato.

Para Thomas (1994), estudos dentro de uma visão mais pluralista envolvendo uma Geomorfologia climática ou climatogenética ganharam destaques na década de 1980. No entanto, o reconhecimento da existência de um meio tropical e do papel do clima na elaboração do relevo não é recente. Trabalhos pioneiros foram realizados por Passarge (1895), Bornhardt (1900), Coton (1942) e Peltier (1950). Porém, foram as pesquisas de Büdel (1948, 1957, 1963, 1982), Strakhov (1967), Tricart e Cailleux (1965), entre outros, que trouxeram a questão do clima como um dos fatores preponderantes na elaboração das formas da superfície da terra, a partir da constatação de que este fator seria responsável pela predominância de um conjunto de processos geomorfológicos, e de que estes modelariam o relevo. É nesse contexto, que surge também a ênfase nos estudos do relevo nas áreas tropicais, ou seja, a Geomorfologia Tropical, com base na análise de processos geoquímicos e seu papel na evolução geomorfológica.

Nos trópicos úmidos, os fatores climáticos, entre as quais se destacam os parâmetros temperatura e umidade, são essenciais na morfologia do relevo terrestre, pois influenciam no desenvolvimento da cobertura pedológica, das formações vegetais e no tipo e intensidade dos processos geomorfológicos.

De acordo com Faniran e Jeje (1983), a constatação e formulação do clima como elemento determinante na elaboração e evolução do relevo coube a Davis (1899), embora Passarge (1895) e Bornhardt (1900) tenham fornecido a base do que viria a ser conhecida como Geomorfologia Tropical. Posteriormente, trabalhos de Tricart e Callieux e (1965), Tricart (1972) reforçam este campo de estudo da Geomorfologia.

Entre os autores que contribuíram com essa ênfase, destaca-se o de Wayland (1933), que estabeleceu a relação entre o desenvolvimento de relevos aplainados e a atuação de climas típicos de zonas quentes e úmidas. Ele lançou as bases da Geomorfologia Tropical ao sistematizar esses estudos a partir da formação de espessos mantos de intemperismo em Uganda. Introduziu, então, o conceito de etchplanação, que consiste no aplainamento do relevo por corrosão. Nela, o relevo seria marcado por formas suaves cuja evolução ocorreria pelo movimento vertical e horizontal da água subterrânea, processo que favorece a alteração geoquímica das rochas.

Outro modelo, que apresenta elementos semelhantes ao de Wayland foi apresentado por Büdel (1957, 1982), ao aprofundar a análise dos processos associados ao desenvolvimento do manto de intemperismo das zonas tropicais quentes e úmidas, e o papel desse manto na evolução do relevo. Ele estabelece um modelo evolutivo no qual introduziu o termo “dupla superfície de aplainamento” a partir da constatação de que o manto de intemperismo avança em profundidade, cuja remoção levaria à exposição do front quimicamente alterado e, assim, à formação de várias superfícies aplainadas.

A pediplinação, proposta por King (1953), foi outro modelo associado à questão climática, e que aparentemente seria divergente daquele apresentado por Wayland (1933) e Büdel (1957, 1982). No entanto, embora normalmente entendido como típico de climas semi-áridos, ele, na verdade, pode ser entendido também como atuantes em domínios de climas úmidos, pois para King (1962), os pedimentos são elementos da morfologia da paisagem que podem se desenvolver em qualquer modelado terrestre. Desta maneira, King (1953) define pedimento como uma superfície caracterizada por deposição detrítica, localizada levemente na base de uma encosta mais íngreme, cortando todo o substrato. A morfologia do pedimento apresentaria um perfil côncavo, que finaliza em um leito fluvial.

O pedimento é, portanto, uma forma de relevo desenvolvido pelo recuo de uma escarpa, devido o processo de meteorização e da remoção do material que foi intemperizado, na qual o resultado final seria o aplainamento da paisagem. Assim, para King (1962), todas as formas de encostas ocorrem em todos ambientes geográficos e climáticos.

De acordo com King (1962), o pedimento pode ser melhor exemplificado nas áreas semi-áridas, já que o transporte nas áreas semi-áridas é mais eficiente e o pedimento é uma consequência do escoamento superficial. Isto não significa, no entanto, que este processo não ocorra em áreas úmidas.

Büdel (1957) inicialmente chamou de pedimentos as superfícies que são relacionadas à erosão do manto de intemperismo e a exposição do front de alteração das rochas. Mais tarde (1982), ele denominou esse processo de etchplanos para evitar um entendimento equivocado das terminologias, já que pedimento tornou-se sinônimo de regiões de climas áridos e semi-áridos. Deve-se chamar a atenção para o fato de que King (1962) apenas ressaltou que os pedimentos poderiam ser apenas melhor explicados e exemplificados em áreas semi-áridas, mas que tal processo pode ocorrer também em áreas úmidas.

Os pedimentos, dessa maneira, devem ser entendidos como um processo que pode ocorrer em diferentes condições climáticas, geomorfológicas e geológicas. A formação dos pedimentos, segundo King (1962), pode ser ou não atribuída às condições pretéritas, nas quais a intensidade dos processos naturais foi suficiente para promover a degradação lateral da paisagem, promovendo o rebaixamento da mesma, independente do tipo climático.

3.2. Pediplanação, Etchplanação e Dupla Superfície de Aplainamento

3.2.1. O Pediplano de king

A Geomorfologia como ciência busca entender as formas e os processos que envolvem a esculturação do relevo terrestre, para as quais a análise do clima atual e suas variações ao longo do tempo são fundamentais. Nesse contexto, surgiram as teorias que nortearam vários estudos: o modelo da peneplanação, o modelo do *primärrumpf*, o modelo da pediplanação, o modelo da etchplanação.

Todas elas buscam estabelecer bases analíticas que levem ao entendimento das superfícies de aplainamento. Ollier (1981), por exemplo, utilizou o termo Superfície de Aplainamento para designar as porções continentais caracterizadas por um relevo plano ou suavemente ondulado, modelado pela ação da erosão subárea, que corta indistintamente

estruturas geológicas de natureza e resistência diferenciadas. Já Valadão (1998), utilizou o termo superfície de aplainamento para evitar termos aos quais já se tenha atribuído uma conotação genética, comprometida com alguma escola de pensamento da Geomorfologia como peneplano, pediplano, entre outros.

A partir dessas concepções geomorfológicas, a SdEM foi inicialmente analisada tendo como referência o modelo da pediplanação proposto por King (1953), reforçado por seu trabalho de campo ao Brasil, relatado na publicação *Geomorfologia do Brasil Oriental* de King (1956). Dentro desse contexto da SdEM, Augustin (1995a), identifica a ocorrência de patamares erosivos, que podem corresponder às superfícies Gondwana, Pós-Gondwana e Sul-Americana e Ciclo Velhas de King (1956).

Esses patamares teriam, portanto, se desenvolvido pela atuação de condições climáticas favoráveis à elaboração cíclica, porém com um grande controle da erosão diferencial. Sobre esses patamares, de acordo com Augustin (1999), teria se desenvolvido um espesso manto de alteração em decorrência de processos geoquímicos associados a recorrentes períodos úmidos, intercalados por outros mais secos, mais curtos e, portanto, incapazes de alterar o padrão que favorece o intemperismo e perda geoquímica da área.

King (1956) considerou em seu trabalho, que a erosão encontrada na porção oriental do Brasil teria ocorrido a partir de soerguimentos crustais. Assim, os níveis topográficos teriam evoluído em patamares, semelhantes às escadarias proposta por Penck (1924). Desta forma, King (1956) insere a ideia de pediplanação na elaboração do relevo do território brasileiro, de acordo com sua teoria de evolução de encostas.

Para King (1953), a pedimentação é consequência da ação do escoamento superficial que no período de chuvas mais intensas e escoamento laminar, atinge o interior do pedimento. Em períodos com menor concentração de chuva, o escoamento ocorre por ravinamento, estabelecendo então o mecanismo hidráulico da formação dos pedimentos.

Os pedimentos dentro dessa concepção seriam formas de relevo que se desenvolvem pelo recuo das escarpas. Uma vez que essas são intemperizadas, a resultante desse processo é um aplainamento generalizado, com superfícies de baixa inclinação, mas que possuem declividade mínima para o escoamento do material detrítico.

King (1962) entende que a interrupção das superfícies de aplainamento ocorre em virtude da quebra de estabilidade por atividades tectônicas. Assim o autor (*op. cit.*, 1953, 1956) distingue os aplainamentos a partir das altitudes, sendo as porções mais baixas as superfícies mais recentes, e as mais altas, as superfícies mais antigas, o que levaria ao desenvolvimento do relevo em patamares escalonados, semelhantes às escadarias de um

piemonte. Portanto, o aparecimento de níveis mais recentes teria caráter regressivo, ou erosão a remontante de acordo com King (1962).

Tendo como base esses pressupostos, o autor faz uma série de considerações em sua obra “Geomorfologia do Brasil Oriental” com relação à evolução geomorfológica do relevo brasileiro, mapeando cinco superfícies de aplainamento, classificadas de ordem crescente da seguinte forma:

1. Superfície Pós – Gondwana – Cretáceo Superior - acidentada;
2. Gondwana – Cretáceo Inferior – aplainada;
3. Sul Americana – Terciário Superior e Quaternário;
4. Ciclo Velhas – sucedeu imediatamente a Sul Americana, atingindo o nível de base no Terciário Superior;
5. Ciclo Paraguaçu – erosão cíclica do Quaternário. Possui duas fases e nenhuma atingiu aplanamento generalizado (Pleistoceno).

Na SdEM, observa-se, portanto, quatro patamares como visto anteriormente: 700 a 900 m, típico dos fundos de vales atuais, corresponderia ao Ciclo Paraguaçu, o segundo, de 900 a 1100 m, nos domínios dos granito-gnáisses ao Velhas, o terceiro, de 1100 a 1200 m desenvolvido predominantemente nos domínios da Formação Galho do Miguel, correspondente à Superfície Sul-Americana, e um quarto patamar, entre 1200 e 1400 m, predominantemente sobre as rochas da Formação São João da Chapada e Sopa Brumadinho, corresponderiam à Superfície Pós-Gondwana. Já as altitudes acima de 1400 m, encontram-se na Superfície Gondwana. Formada basicamente sobre as rochas da Formação Sopa-Brumadinho, com intercalações de Morros da Formação Galho de Miguel (Augustin, 1995a).

3.2.2. O Etchplano e a Dupla Superfície de Aplainamento

Segundo Wayland (1933), o aplainamento por corrosão da superfície intemperizada resulta num gradiente suave, sem que qualquer forma de relevo se destaque de maneira marcante. Em uma paisagem de clima sazonal, o movimento da água vertical favorece a alteração química com até mais de 10 metros de profundidade, com exceção dos quartzitos, que são rochas resistentes ao processo de intemperismo. Estas formam pequenos mantos de intemperismo que são, segundo o autor, espessos em outros tipos rochas.

Ainda para Wayland (1933), a etchplanação refere-se ao abaixamento da superfície do terreno por exportação de íons em solução, com formação de depressões e bacias, onde se encontram vários tipos de sumidouros pseudocársticos.

Para Faniran e Jeje (1983), a formação do etchplano inicia-se a partir dos intensos e profundos intemperismos biogeoquímicos, afetando especialmente as rochas do embasamento cristalino, e originando espessos mantos de intemperismo que podem ultrapassar 30 metros de profundidade. Para eles, o contato entre a rocha fresca e o manto de intemperismo é muito irregular devido às variações litológicas e estruturais, e não reproduz em sub-superfície, a configuração da superfície. Durante os períodos de estabilidade crustal a paisagem poderia ser rebaixada por aplainamento por corrosão dinâmica.

Dessa forma, observa-se que a etchplanação é uma teoria acíclica, centrando-se apenas no espesso manto de intemperismo. Valadão (1998) considera que os modelos cíclicos de evolução do relevo propostos por Davis, Penck e King e podem se justapor ao mecanismo acíclico, preconizado pela etchplanação, visto que a formação do etchplano está condicionada à existência prévia de um peneplano, *primärrumpf* ou pediplano.

Assim é que nos etchplanos, o manto de intemperismo seria removido pelos agentes de desnudação, durante os movimentos de soerguimento regional, os quais podem ser recorrentes a partir de epirogênese lenta ou contínua. No decorrer do tempo, o manto de intemperismo seria gradualmente removido pelas águas correntes episódicas e/ou pela erosão laminar (THOMAS, 1994).

Para Büdel (1982), os etchplanos estão associados principalmente com regiões de climas tropicais sazonais, tectonicamente estáveis. Dessa maneira, os aplainamentos nos trópicos úmidos, teriam sido desenvolvidos no passado, sob condições de sazonalidade climática. Ele afirma também que em superfície de escoamento difuso, que ocorre sobre a maior parte dos terrenos planos, a erosão atua somente durante a estação úmida e na porção superior do solo, enquanto na superfície basal do intemperismo a alteração química das rochas é intensa e age o ano inteiro, já que permanece úmida durante a estação seca. Este processo é chamado por Büdel (1982) de “dupla superfície de aplainamento”. A este respeito, Thomas (1994), chama a atenção que a preservação de uma espessa cobertura retentora de umidade separando a dupla superfície, constitui condição essencial para o aplainamento por etchplanos.

Segundo Büdel (1982), o modelo de dupla superfície de aplainamento deveria ser analisado juntamente com o da superfície primária de Penck (1924), que concebia a evolução do relevo por meio de pulsos tectônicos. Ele entendia a tectônica a partir de dois instantes: o dos soerguimentos contínuos e acelerados e, em seguida, o da perda de ímpeto gradativo.

Outras variações ao modelo de etchplanação, bem como adendos e críticas continuam sendo propostos. Adams (1975, *apud* Valadão, 1998), por exemplo, faz uma série de considerações em relação aos etchplanos:

- a) Os etchplanos desenvolvem-se, necessariamente, a partir de outras superfícies de aplainamento, a exemplo dos peneplanos, pediplanos ou *primärrumpf*, sendo possível o seu desenvolvimento a partir do relevo dissecado de topografia irregular;
- b) O espesso manto de intemperismo que reveste o etchplano pode se desenvolver em sub-superfície e em encrustamentos lateríticos de geometria tabular, uma vez que estes sejam exumados. Os encrustamentos dão origem a relevos residuais na forma de platôs.
- c) Embora o termo *etching* sugira uma superfície mais irregular do que plana, essas condições de relevo podem ser alcançadas naquelas regiões onde a rocha é profundamente alterada e o nível de base estabilizado.

Caso a desnudação resulte na exumação da superfície de contato entre o manto de intemperismo e a rocha não alterada, essa superfície deve ser também considerada um etchplano, uma vez que foi gerada a partir de um *etching* químico.

Em contribuição ao entendimento da etchplanação Millot *et al.* (1977) descrevem o processo de alteração agrupados em dois fenômenos: a) a lixiviação dos elementos solúveis, b) mudanças dos minerais primários em minerais secundários de alteração.

Desta forma, ocorre o esvaziamento isovolumétrico, ou seja, há uma perda geoquímica, mas com a manutenção das estruturas originais e conservação dos volumes, de tal maneira que o balanço da alteração significa não haver mudanças da forma e do modelado. Portanto, ao observar o relevo da SdEM, a imponência do relevo significa apenas a manutenção do volume, pois, do ponto de vista químico, este já se encontra extremamente lixiviado, como será visto na discussão dos resultados.

De acordo com Millot, *et al.* (1977), para que ocorram as transformações e degradações internas e perda de volume tem que haver um fator desencadeante, que seria o desequilíbrio pedobioclimático. Esses autores consideram ainda que, na escala de vertente, os mantos caulíníticos separam o plasma argilo-ferruginoso do esqueleto através de migrações internas laterais, gerando perda de materiais das vertentes.

Ainda dentro dessa perspectiva, os mesmo autores (*op.cit.*) identificam nos mantos caulíníticos em plataformas cristalinas, o processo de iluviação como promotor da separação dos esqueletos arenosos, exportando o ferro e areia, favorecendo a fragmentação de blocos. Assim, as transformações e degradações internas modificam o manto de alteração na sua estrutura, sua composição e, também, na diminuição do seu volume, o que é refletido no modelado atual.

Neste contexto, esses autores chamam a atenção para o fato de que o aplainamento ocorre a partir da gênese dos horizontes pedológicos superficiais, lixiviados, arenosos e

móveis. Dessa maneira, solos argilosos vermelhos ferralíticos a solos amarelados ferruginoso de estrutura argilo-ferruginosa elaborados em climas tropicais, se desmantelam com a separação do plasma e do esqueleto. O plasma migra por lixiviação, restando apenas o esqueleto de quartzo, que leva à formação de um solo arenoso, eluvial, lixiviado e móvel. Esta transformação resulta na diminuição do volume. Esta é uma importante contribuição dos autores acima citados, visto que, o processo geoquímico pode causar perda de volume e promover, portanto, o rebaixamento do relevo.

As consequências das transformações pedológicas sobre o modelado em escala global resultam, segundo Millot *et al.* (1977), em alterações internas e externas gerando uma série de consequências como: depressões no centro de platôs, abatimentos de interflúvios, coalescência de glaciais, depressões com inselbergs, reorganização nos modelados couraçados, aplainamentos generalizados, entre outros. O desmantelamento dos mantos de alteração na paisagem esquematicamente seria resultante, portanto, da alteração ao longo do tempo da base do perfil, enquanto os horizontes da superfície são continuamente lixiviados e erodidos pelas ações mecânicas superficiais e tudo sendo realimentado pela pedogênese.

Para esses autores (*op. cit.*), um esquema simples de desmantelamento do manto de alteração ocorre quando o manto está em desequilíbrio pedobioclimático, ou seja, quando a base do perfil não é mais alimentada pela água. Nestes casos, em razão de uma aridez crescente, o manto para de evoluir na sua base, mas continua a sua degradação no topo. Esta interpretação feita por Millot (1977) é muito semelhante ao modelo da dupla superfície de aplainamento proposta por Büdel (1982).

Por fim, Millot *et al.* (1977), afirmam que os mantos de intemperismo se organizam com a exportação interna e externa dos produtos lixiviados, com a exportação de produtos residuais móveis dos horizontes da superfície, sendo que a integração destes fenômenos leva a aplainamentos generalizados.

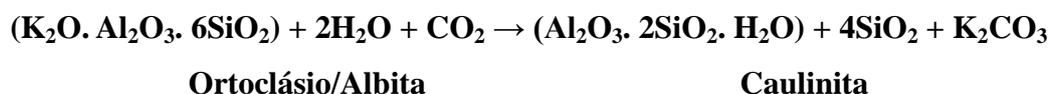
3.3. O Papel do Intemperismo Químico

O intemperismo químico nos trópicos úmidos tem papel de destaque na elaboração das formas de relevo, em função da influência das temperaturas e pluviosidade elevadas no desencadeamento desses processos, como vistos anteriormente. Esse tipo de intemperismo químico atua sobre os minerais das rochas, através de várias reações químicas, tais como a hidratação, hidrólise, dissolução e oxidação (TRICART, 1972).

O processo de hidratação ocorre a partir da adição de uma molécula de água na estrutura de um mineral, fato que causa a expansão da estrutura cristalina do mineral. Para Thomas (1994), a ação da água na presença de gás carbônico conduz a reações de hidratação complexa com lixiviação de alguns elementos. Como exemplo desse processo temos a hidratação a partir da transformação da hematita em limonita, segundo Bigarella *et al.* (1994) onde:



Outro exemplo a ser dado é o processo de alteração dos feldspatos que podem se transformar em caulinitas desde que as condições ambientais sejam favoráveis a esse processo, desta forma tem-se segundo Bigarella *et al.* (1994):



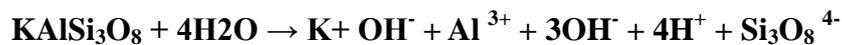
Ainda segundo Bigarella *et al.* (1994), na decomposição desta combinação ortoclásio/albita, percebe-se que o teor de Al_2O_3 permanece inalterado no produto final, enquanto que parte da sílica e do potássio foram lixiviados. Assim, a combinação ortoclásio/albita transformou-se em caulinita.

O processo de hidrólise é um dos mais importantes na alteração dos minerais silicatados. Isto ocorre por que a água neste processo atua não somente como um agente de transporte dos elementos lixiviados, mas também como um reagente que promove a reação química dos minerais (NAHON, 1991)

Para Thomas (1994) a água pura possui um baixo poder de solubilidade com uma constante de solubilização na ordem de $\text{pK}_a = 1 \times 10^{-14}$ a 25°C . Mas o poder de dissolução da hidrólise é aumentado quando ocorre um processo de adição de íons de H^+ na solução. Neste processo, o gás carbônico adquire um papel essencial. O autor (*op.cit.*) ressalta ainda que este elemento seja facilmente encontrado na atmosfera e nos solos e que o CO_2 dissolvido na água e representado abaixo é bastante eficiente na produção do H^+ :

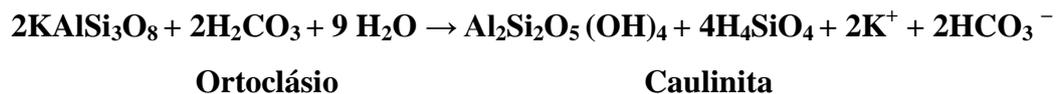


Ele também chama a atenção para o fato de que o ácido carbônico aumenta consideravelmente a constante de solubilização na razão de $\text{pK}_a = 6.35$ a 25°C . Desta forma, fica claro a contribuição do CO_2 no processo de hidrólise. Para Bigarella *et al.* (1994), a hidrólise de um feldspato alcalino segue a seguinte condição:



Para os autores acima citados, os metais alcalinos, os alcalinos terrosos, e parte da sílica, migram em solução. A sílica e o alumínio reagem entre si formando novos compostos insolúveis, ou seja, minerais do grupo das argilas, com destaque para a caulinita ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Segundo Bloom (1970, citado por Bigarella *et al.* (1994), a reação completa, porém simplificada, entre o ortoclásio, a água e o CO_2 originando a caulinita é a seguinte:



Ortoclásio

Caulinita

De acordo com Bigarella *et al.* (1994), entre os minerais argilosos encontram-se os silicatos hidratados de alumínio: caulinita, haloisita, montmorilonita, ilita, ferro, alumínio, vermiculita e clorita. É importante ressaltar que os minerais do grupo das argilas, são estáveis em todas as condições climáticas, com exceção das zonas tropicais úmidas.

No processo de hidrólise, Thomas (1994) afirma que diante do ácido carbônico os elementos primeiramente lixiviados são os cátions Na^+ e K^+ , seguidos posteriormente pelos cátions bivalentes de Ca^{2+} , Mg^{2+} e Si^{2+} e, finalmente, pelos íons polivalentes de Fe e Al.

Segundo Birkeland (1984), os produtos de reações químicas mais comumente observados são os minerais de argila e oxi-hidróxidos de alumínio e ferro. Os materiais

decompostos através do intemperismo são removidos do sistema por lixiviação, ou reagem com outros constituintes formando uma variedade de produtos cristalinos e amorfos.

Para este autor (*op. cit.*), o tipo de argilomineral que pode ser formado no solo depende do balanço do conteúdo de sílica, do tipo e concentração de cátions presente em solução, do pH do solo e do grau de lixiviação. Como os cátions comuns no solo têm mobilidade maior que o ferro e o alumínio, estes últimos se mantêm no solo por precipitação como óxidos e hidróxidos e podem reagir com a sílica, dependendo da sua concentração, para formação de novos minerais de argila ou formação de lateritas.

A oxidação, no entender de Nahon (1991) é um processo que ocorre pela presença da água. Esta, por sua vez, contém oxigênio dissolvido, que ataca superfícies não protegidas do ferro metálico mudando seu estado de oxidação de ferroso Fe^{2+} para férrico Fe^{3+} Bigarella *et al.* (1994) chamam atenção também para a oxidação no manganês e no enxofre.

O ferro, conforme afirma Nahon (1991) tem um papel importante na alteração intempérica em um clima tropical úmido, de minerais como a biotita, hornblenda e augita, que liberam o ferro na forma ferrosa Fe^{2+} , rapidamente oxidado na presença do oxigênio, passando assim para forma férrica Fe^{3+} , e formando um novo mineral, a hematita (Fe_2O_3). Esta, por sua vez, tem alto poder pigmentante, dando a coloração avermelhada aos mantos de intemperismo.

Para o autor acima citado, a hematita na presença de água pode formar outro mineral por hidratação, a goethita ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). Esta, por sua vez, tende a dar aos mantos de intemperismo uma coloração amarelada.

3.3.1. A Dissolução da Sílica

Segundo Bittencourt Rosa (1988), a sílica (SiO_2) apresenta-se na natureza de diversas formas polimorfas: o quartzo, a tridimita, a cristobalita, a keatita, a estichovita, coesita, melanoflogita, lechatelierita (sílica vidro), calcedônia e opala. Mas dentre todas essas formas cristalinas o quartzo, a cristobalita e a tridimita são as formas principais. A tridimita é um mineral estável entre as temperaturas de 870°C a 1470°C . Abaixo da temperatura de 870°C ela se transforma em quartzo e acima de 1470°C , em cristobalita. Estas transformações são reversíveis e lentas.

Esse autor (*op.cit.*) considera também que a tridimita é encontrada mais facilmente em rochas vulcânicas ácidas do tipo andesíticas e riolíticas, e normalmente ela se transforma em quartzo. Já a cristobalita é um mineral estável de sílica acima dos 1470°C , com ponto de

fusão aos 1720° C. A cristobalita possui uma variedade fibrosa sendo encontrada mais comumente associada com a opala e a calcedônia. Além disto, este mineral é também mais comumente encontrado em rochas vulcânicas acidas riolíticas.

Já o quartzo, na visão de Fernandes (2007), possui diferentes variedades em função do grau de cristalinidade e da cor. As variedades microcristalinas de quartzo são geralmente depositadas pela precipitação de soluções aquosas, e ocorrem como cimentante e preenchendo vazios de muitas rochas vulcânicas e sedimentares.

Segundo Fernandes (2007), o quartzo é um mineral comum abundante em uma grande variedade de ambientes geológicos. No colapso de rochas que contêm quartzo, por sua estabilidade química e mecânica, ele persiste como grão detrítico, formando os depósitos de areia, sendo essencialmente o único material presente nos arenitos e quartzitos.

Ainda sobre a sílica amorfa, é importante destacar que, de acordo com Bittencourt Rosa (1988), ela consiste em conjunto de pequenas partículas de sílicas, hidratadas ou não. Para ele, a sílica amorfa possui a mesma composição química da sílica não amorfa, mas não tem um arranjo atômico definido. Na natureza, a sílica amorfa é formada por condensações lançadas por erupções vulcânicas ou por depósitos de soluções saturadas. Para esse autor (op.cit.), a polimerização deste tipo de estrutura é obtida em temperaturas ambientes baixas, na presença de soluções ligeiramente ácidas. A sílica amorfa é geralmente estável em temperaturas abaixo de 60° C.

Segundo Baumann (1955), a sílica amorfa possui uma solubilidade uniforme em pH neutro, e que no pH compreendido entre 3 e 6, a taxa de dissolução aumenta com o aumento do pH e da temperatura.

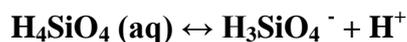
No entanto, para há uma diferença entre a dissolução do quartzo e dos minerais silicatados. Isto, porque o quartzo em rochas quartzíticas ou areníticas pode ser solubilizado por processos de hidratação da sílica, produzindo assim o ácido silícico. O autor chama a atenção para o fato de que este processo de dissolução pode ser aumentado com a adição de ácidos orgânicos. Deste modo, a dissolução do quartzo na água é relativamente simples pelo processo de hidratação com a formação do ácido silícico, como demonstrado a seguir:



De acordo com Martini (2000), o ácido silícico desidratado parcialmente forma polímeros como:



A formação deste polímero é, contudo insignificante no domínio do quartzo com elevada saturação. As soluções tornam-se as espécies predominantes. O monômero se dissocia ionicamente como demonstrado por Martini (1991):



Esta reação aumenta a solubilidade do quartzo, mas somente com o pH acima de 9. Abaixo deste valor, a solubilidade da sílica não é afetada pela mudança do pH e pela concentração iônica em solução. Mas a junção do ácido silícico com o ácido orgânico pode aumentar a solubilidade do quartzo (SUMMERFIELD, 1991).

Em contrapartida, a solubilidade dos minerais silicatados, como os feldspatos, possui maior complexidade já que a solubilidade dependerá das propriedades iônicas da solução, além dos valores de pH (NAHON, 1991). De acordo com Martini (2000), a dissolução química dos minerais silicatados em água pura e em temperaturas ambientes resulta em complexos silicatados semelhantes aos que ocorrem na dissolução do quartzo, que é dissociado por ser ionicamente pobre.

Assim, segundo Martini (2000), o balanceamento dos cátions dos minerais silicatados como K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , e Al^{3+} , forma os monômeros valentes e bivalentes. No equilíbrio da adsorção de H^+ na estrutura da sílica, a OH^- (hidroxila ou oxidrila) é produzida na dissociação da água, resultando numa solução alcalina. Desde que a OH^- é envolvida na solubilidade dos produtos de minerais de sílica, o pH influencia na solubilidade com o aumento da acidez.

Este autor (*op. cit.*) também ressalta que, de forma inversa, a solubilidade do quartzo é aproximadamente constante com valores de pH abaixo de 9. A dissolução da maior parte das rochas silicatadas gera deposição e a formação de novos minerais. Estes minerais secundários

contêm, comumente, cátions trivalentes que consistem na formação dos minerais de argila e dos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio. Estes se formam geralmente a moderados valores de pH, e são excluídos em ambientes extremamente ácidos onde a dissolução é praticamente congruente.

Briceno (1991) lembra que a adição de ácidos orgânicos, aliados aos baixos valores de pH, são elementos importantes para solubilizar o quartzo. Mas estes dois últimos elementos descritos tendem a ser mais relevantes, quando há processo de hidratação, e com esse novo componente, o quartzo tende a ser solubilizado mais facilmente.

Geomorfologicamente, a evolução das paisagens quartzíticas a partir da dissolução do quartzo, segundo Briceno e Schubert, (1990), envolve a dissolução e a solubilização da matriz detrítica dos grãos deste mineral. Desta forma, o intemperismo em quartzitos consiste na dissolução do quartzo junto ao arranjo dos cristais. Esses arranjos são progressivamente quebrados, até que o quartzito perca a coesão e se reduza à areia. Em sub-superfície, o intemperismo ocorre preferencialmente nos planos de estratificação, isso porque a água é capaz de penetrar inicialmente nas fissuras planares.

Mesmo diante de todas essas situações anteriormente colocadas, a dissolução do quartzo tende a ser muito lenta, sendo necessário um longo tempo. Mas Martini (2000) chama a atenção para o fato que essa dissolução pode ser acelerada desde que água penetre em estruturas planares, quando o fluxo de água se torna lento e tende a ficar retido nas mesmas.

4. QUADRO NATURAL DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

4.1. A Geologia Regional

4.1.1. Evolução Geotectônica da Serra do Espinhaço Meridional

Para Renger e Knauer (1995), os modelos evolutivos da Serra do Espinhaço Meridional são baseados em resultados geocronológicos, que tiveram grande influência dos trabalhos de Brito Neves et al. (1979). Aqueles autores apontam a seguinte cronologia: entre 2,8 e 2,6 Ga. teria ocorrido a formação do embasamento; de 2,1 a 2,0 Ga. a formação dos granitos; de 1,8 a 1,7 Ga. o início da individualização dos sítios de deposição do Espinhaço, de 1,7 a 1,3 Ga. o desenvolvimento da deposição cíclica do Supergrupo Espinhaço; entre 1,3 e 1,2 Ga., a principal fase de deformação e metamorfismo; de 1,2 a 1,0 Ga. o período pós-

tectônico mais marcante, com acentuado magmatismo básico, enquanto o início da individualização da Bacia Bambuí teria ocorrido entre 0,65 e 0,50 Ga. (Ciclo Brasileiro), com dobramento e metamorfismo das rochas do Supergrupo Espinhaço, afetando também as do Grupo Bambuí e cronocorrelatos.

De acordo com Dussin e Dussin (1995), durante o Mesoproterozóico, um sistema de forças em regime extensivo conduziu a um adelgaçamento da litosfera continental, que se traduziu nas partes superiores, pela ruptura e fraturamento da crosta frágil, desenvolvendo-se assim um processo de rift. Este fato resultou na formação da bacia na qual foram depositados os sedimentos que vieram a dar origem às rochas do Supergrupo Espinhaço.

Ainda no modelo proposto por Dussin e Dussin (1995), a fase rift ocorre aproximadamente a partir de 1,7 Ga. Desta forma, a sequência do Supergrupo Espinhaço, ou seja, o Grupo Diamantina viria a se caracterizar por um conjunto sequencial de sedimentos terrígenos típicos de ambientes fluviais entrelaçados, deltaíco e marinho pouco profundos.

Estas seriam, portanto, as feições litoestruturais das Formações basais São João da Chapada e Sopa-Brumadinho. Posteriormente, os sedimentos destas duas unidades geológicas foram recobertos por quartzitos de ambientes eólicos e marinho raso, que correspondem à Formação Galho do Miguel. Esta, por sua vez, forma a parte superior da sequência, que registraria o fim da instabilidade crustal nesse período. Dussin e Dussin (1995) consideram também que o vulcanismo teve início num estágio recente da bacia, tendo estado ativo durante a sedimentação das Formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho.

Segundo esses autores (*op.cit.*), na fase pós-rift, o topo do Supergrupo Espinhaço, ou seja, o Grupo Conselheiro Mata, assinala condições gerais de tendência transgressiva em toda a bacia numa fase de estabilidade tectônica. Litologicamente, as formações superiores do Supergrupo Espinhaço são constituídas por uma sucessão de quartzitos, metassiltitos e filitos em alternância, sem registros vulcânicos sinsedimentar.

Por fim, Dussin e Dussin (1995) descrevem que, no final do Meso-Neoproterozóico, a tectônica Brasileira foi responsável pelo fechamento da bacia. Numa primeira fase, a tectônica Brasileira se traduziu numa deformação regional com zonas de cavalgamento e deformação menos intensa marcada por dobras abertas. Na segunda fase, a deformação é caracterizada por metamorfismo menos intenso e pela formação de dobras abertas associadas às clivagens das rochas. Após este evento de maior magnitude, a região voltaria a ser afetada somente no Cretáceo, entre 190 e 170 milhões de anos, com uma nova extensão crustal devido à abertura do Atlântico Sul e a fragmentação inicial do Gondwana.

Almeida Abreu (1995), por sua vez, propõe um processo evolutivo bem diferente em relação a esse modelo descrito. Ele divide o rifteamento em três fases: a primeira é marcada por registros sedimentares/vulcânicos e ambientes fluviais de leques aluviais, sedimentos lacustres e eólicos, e intensa atividade termal, evidenciada pelo vulcanismo.

A segunda fase é marcada por uma tectônica quiescente, instalando-se então uma larga e extensa bacia fluvial, típica de canais entrelaçados, onde foi depositada a Formação São João da Chapada, fato este, que reforça a ideia de período de estabilidade tectônica prolongado na região. Para Almeida Abreu (1995), este período é marcado por um clima úmido devido à pureza dos sedimentos encontrados nas rochas e pela presença de paleo-lateritas/bauxitas, representadas, hoje, pelos filitos hematíticos.

Segundo Almeida Abreu (1995), a terceira e última fase de extensão crustal do rift Espinhaço é marcada pela deposição das formações Sopa-Brumadinho e do Galho do Miguel. A retomada da extensão crustal parece associada ao forte aquecimento termal imposto à crosta continental que sustentou o rift Espinhaço.

O modelo de Dussin e Dussin (1995) constitui um dos vários modelos da evolução geológica da Serra do Espinhaço Meridional (RENGER & KNAUER, 1995; ALMEIDA ABREU, 1995). Todos, no entanto, apresentam um ponto em comum: a ocorrência de atividades tectônicas relevantes apenas até o Neoproterozóico, sendo que deste período até os dias atuais haveria uma grande período de estabilidade.

Assim, as reativações neotectônicas identificadas na área por Saadi (1995), corresponderiam às atividades de caráter secundário. Para este autor (1995), existe um conjunto de feições morfotectônicas que atestariam a instabilidade tectônica em toda região durante o Cenozóico, e as evidências diretas seriam representadas pelos falhamentos neotectônicos analisados em várias partes da Serra do Espinhaço e suas áreas marginais.

Ele mapeou contatos tectônicos entre gnaisses alterados e sedimentos mostrando uma graduação de fácies de depósitos de encosta para fácies aluviais, sendo o conjunto fossilizado por cobertura coluvial. O contato é marcado por uma zona de cisalhamento caracterizada por inúmeros planos estriados.

Planos estriados foram também identificados por Rocha e Costa (2007) em blocos de gnaisses na Depressão de Gouveia. Estes foram identificados através do óxido de manganês que recobre blocos de gnaisses nas margens do córrego Gameleira. Tal fato indica que a formação dos óxidos é posterior à exposição do bloco rochoso na superfície, visto que o óxido de manganês é muito susceptível aos processos intempéricos.

Outra evidência da neotectônica é a presença de colúvio falhado na localidade de Guinda, observado por Karfunkel (Fig. 02). Elas indicam a presença de atividades neotectônicas recentes em diversas partes da Serra do Espinhaço Meridional, sendo extremamente importantes para o entendimento da dinâmica atual do relevo que será discutido posteriormente.

FIGURA 02 – Colúvio falhado



Fonte: Joachim Karfunkel

4.1.2. Características Lito-Estruturais da Serra do Espinhaço Meridional

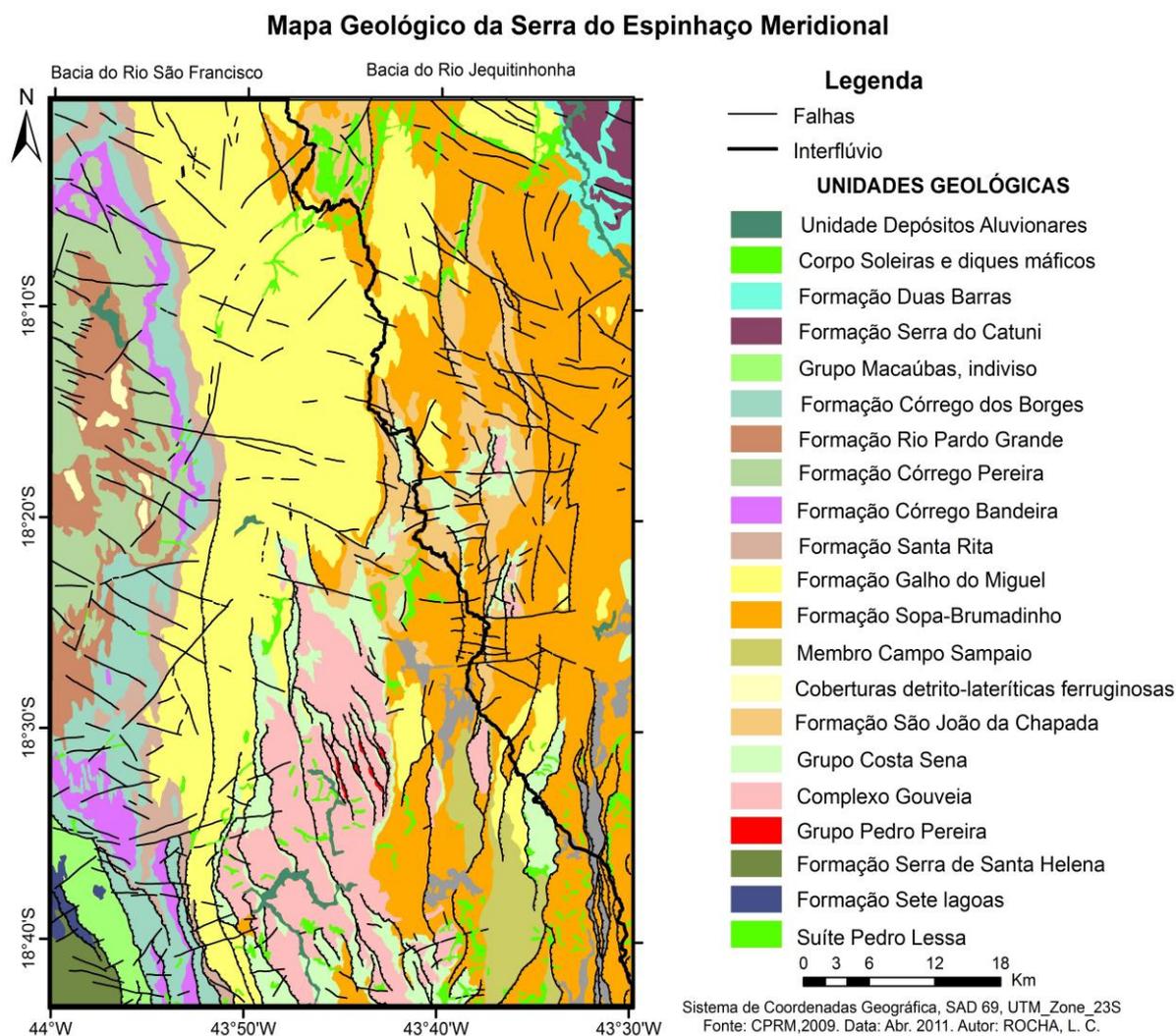
A Serra do Espinhaço Meridional representa uma faixa orogênica que se limita a sudeste com o Cráton São Francisco (Fig. 03) e mescla-se, para nordeste, com a faixa Araçuaí, que se mostra segmentada e deslocada em relação à parte setentrional dessa serra (ALMEIDA ABREU, 1995).

Este autor (*op. cit.*) propõe uma estratigrafia para a Serra do Espinhaço Meridional embasada em três conjuntos tectono-estratigráficos maiores: o Complexo Basal, e os Supergrupos Rio Paraúna e o Espinhaço (Fig. 03). Além destes, aparecem bordejando e/ou sobrepondo localmente nas suas faixas limítrofes, unidades dos grupos Macaúbas e Bambuí.

O complexo Basal ocupa parte da faixa mediana central do Espinhaço Meridional, onde é representado predominantemente por rochas graníticas, ou seja, pelo Granito Gouveia de idade Arqueana (Fig. 03). No leste e no sul do Espinhaço Meridional, o Complexo Basal é representado por diferentes tipos de granitos e, subordinadamente, por gnaisses, charnoquitos e granulitos (ALMEIDA ABREU, 1995).

Além dessas unidades acima citadas, é encontra uma significativa quantidade de ocorrência de rochas metabasálticas e básicas que cortam todas as outras unidades do Espinhaço Meridional na forma de *sills*, *stocks* e soleiras.

FIGURA 03: Mapa Geológico da Serra do Espinhaço Meridional



4.1.2.1. A Geologia da Depressão de Gouveia

A Depressão de Gouveia foi aberta a partir de um anticlinório, e este por sua vez, é uma dobra redobrada com eixo norte/sul e flancos para leste, com força no sentido leste-oeste e vergência para oeste. A abertura deste anticlinório resultou no afloramento das rochas de embasamento (PFLUG, 1965).

Para Pflug (1965), o Anticlinório Gouveia é uma das principais estruturas regionais das zonas de dobramentos e empurrões da Serra do Espinhaço Meridional, com aproximadamente 28 km de comprimento de onda, sendo nucleado por rochas cristalinas do

embasamento e recoberto por rochas do Supergrupo Rio Paraúna e pelas unidades basais do Supergrupo Espinhaço (Fig. 03).

O Anticlinório Gouveia, segundo Alkmim (1995) pode ser descrito como uma culminação antiformal de cobertura, na qual uma íntima associação entre dobras e falhas de empurrão, ancorada no embasamento cristalino domina o quadro estrutural.

A evolução da Depressão de Gouveia para Augustin (1995, 1999) sofreu grande influência estrutural. A erosão diferencial, atuando localmente, foi responsável pela retirada das faixas metamórficas de rochas do Espinhaço, expondo o granito-gnaiss do embasamento.

Segundo a autora (*op. cit.*), o encaixamento da drenagem nos eixos dos sinclinais e anticlinais foram responsáveis não só pela expansão do talvegue a montante, como também por seu alargamento a partir do recuo lateral das escarpas formadas pelos xistos do Supergrupo Rio Paraúna e quartzitos, filitos do Supergrupo Espinhaço (Fig. 03).

A Depressão de Gouveia é caracterizada pela ocorrência de rochas de embasamento como gnaisses, migmatitos e metagranitóides constituídos principalmente de anfibólio. Estes ocorrem numa extensa gama de condições de temperatura de pressão, e são constituintes comuns, tanto de rochas eruptivas como das metamórficas (ALMEIDA ABREU, 1995).

4.1.2.2. Supergrupo Rio Paraúna

De acordo com Almeida Abreu (1995), o Supergrupo Rio Paraúna representa uma sequência supra crustal, aflorando somente na faixa mediana central do Espinhaço Meridional e, localmente, na borda sudeste desta serra (Fig. 03). A unidade inferior é formada pelo Grupo Pedro Pereira que engloba uma complexa associação de rochas metamáficas e ultramáficas, com pequena distribuição areal. A unidade superior é constituída pelo Grupo Costa Sena, principal unidade deste Supergrupo em termos de distribuição areal, e que reúne uma espessa sequência de sericita-xistos, com quantidades variadas de quartzo e, frequentemente, de cianita.

4.1.2.3. Supergrupo Espinhaço

As litologias do Supergrupo Espinhaço ocorrem de forma predominante na Serra do Espinhaço Meridional. Esse Supergrupo encontra-se dividido em duas unidades principais que correspondem aos Grupos Guinda e Conselheiro Mata. O Grupo Guinda reúne as Formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, agregando uma espessa

sequência de sedimentos de origem continental, com metavulcanitos intercalados (Fig. 03). Knauer (2007), assim descreve essas formações:

“Com espessuras de até 200 metros, a Formação São João da Chapada mostra contatos inferiores marcados por discordância erosiva/angular e superiores gradacionais. Schöll & Fogaça (1979) propuseram três níveis informais, cujas características indicam ambientes continentais. O nível mais basal (“A”), descontínuo, mostra o predomínio de termos quartzíticos sobre metaconglomerados olimíticos e metabrechas quartzíticas. O “Nível B”, com contatos bruscos e espessuras de até 50 metros, é representado por filitos hematíticos (usualmente com predomínio de sericita e hematita) e rochas associadas. Intercalam-se xistos verdes (com quem apresentam contatos gradacionais), além de rochas compostas por mais de 70% de cloritóide e, muito raramente, turmalinitos finos. A caracterização química dos filitos mostra uma surpreendente homogeneidade e valores claramente incompatíveis com uma origem ígnea. Para Knauer & Schrank (1994), todos os indícios observados levam a admitir uma origem a partir do metamorfismo de rochas ígneas submetidas a processos de alteração que modificaram sua composição inicial. Critérios tais como o caráter estratiforme, contatos superiores bruscos, relativa pequena espessura, destruição das texturas primárias, formação de revestimentos argilosos sobre grãos e crostas de ferro, clastos nos sedimentos de cobertura e foliação paralela ao contato indicam processos de alteração superficial anteriores ao metamorfismo. Com espessuras que ultrapassam os 150 metros, o Nível C é caracterizado pelo predomínio de quartzitos médios até grosseiros, sobre menores quantidades de filitos e quartzo filitos que gradam lateralmente para quartzitos micáceos finos. Metaconglomerados, na forma de lentes métricas, são raros, assim como intercalações de clorita-xistos e/ou de filitos hematíticos.”

“A Formação Sopa-Brumadinho mostra uma ampla distribuição e um caráter heterogêneo característico, tendo sido objeto de estudos detalhados, especialmente por seu potencial diamantífero. Almeida-Abreu (1993) reconheceu três membros, designados respectivamente de Datas, Caldeirões e Campo Sampaio, este último proposto por Fogaça & Almeida-Abreu (1982). A estes pode ser adicionada a Unidade Rio Preto (Mourão, 1995).”

“A Formação Galho do Miguel (Tectono-sequência Galho do Miguel de Martins-Neto 1998) é caracterizada por quartzitos puros e finos que constituem mais de 90% da unidade. Os outros 5 ou 10% estão representados por quartzitos finos micáceos e por finas intercalações de metargilitos acinzentados ou esverdeados. A capacidade de preservação de estruturas nos quartzitos é excepcionalmente boa, incluindo estratificações planoparalelas e cruzadas (acanaladas, tabulares e tangenciais a base, com portes métricos até decamétricos). Marcas onduladas também são comuns, e o

conjunto de características indica ambiente predominantemente eólico para sua deposição (Dossin *et al.* 1987).”

Já o Grupo Conselheiro Mata inclui as cinco formações superiores do Supergrupo Espinhaço: as Formações Santa Rita, Córrego da Bandeira, Córrego dos Borges, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande representando uma espessa sequência como uma pilha de sedimentos de origem marinha costeira com alguma contribuição de sedimentos de origem continental. Segundo Knauer (2007):

“... o Grupo Conselheiro Mata é constituído, na base, por quartzitos, filitos e restritos metaconglomerados da Formação Santa Rita, que gradam verticalmente para os quartzitos (finos a médios) da Formação Córrego dos Borges, que pode apresentar intercalações de metabrechas quartzíticas e de metaconglomerados. Mais acima, aparece a Formação Córrego da Bandeira, com base filítica/metassiltítica que grada verticalmente para topo quartzítico fino a médio, localmente feldspático, substituída gradacionalmente pelos quartzitos finos a médios (localmente puros) da Formação Córrego Pereira. No topo, mas nem sempre presente, aparece a Formação Rio Pardo Grande, com metassiltitos e metargilitos substituídos verticalmente por quartzitos finos e muito micáceos. Nestas seções superiores podem aparecer intercalações finas de rochas calcáreas, interpretadas como restos de esteiras algais.”

4.1.2.4. O Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas inclui metassedimentos de origem glacial e metassedimentos arenosos e conglomeráticos, ocorrendo sob os metassedimentos glaciogênicos e sobre unidades do Supergrupo Espinhaço (ALMEIDA ABREU, 1995). As litologias desse grupo afloram, definindo uma estreita faixa ao longo da borda ocidental do Espinhaço Meridional (Fig. 03).

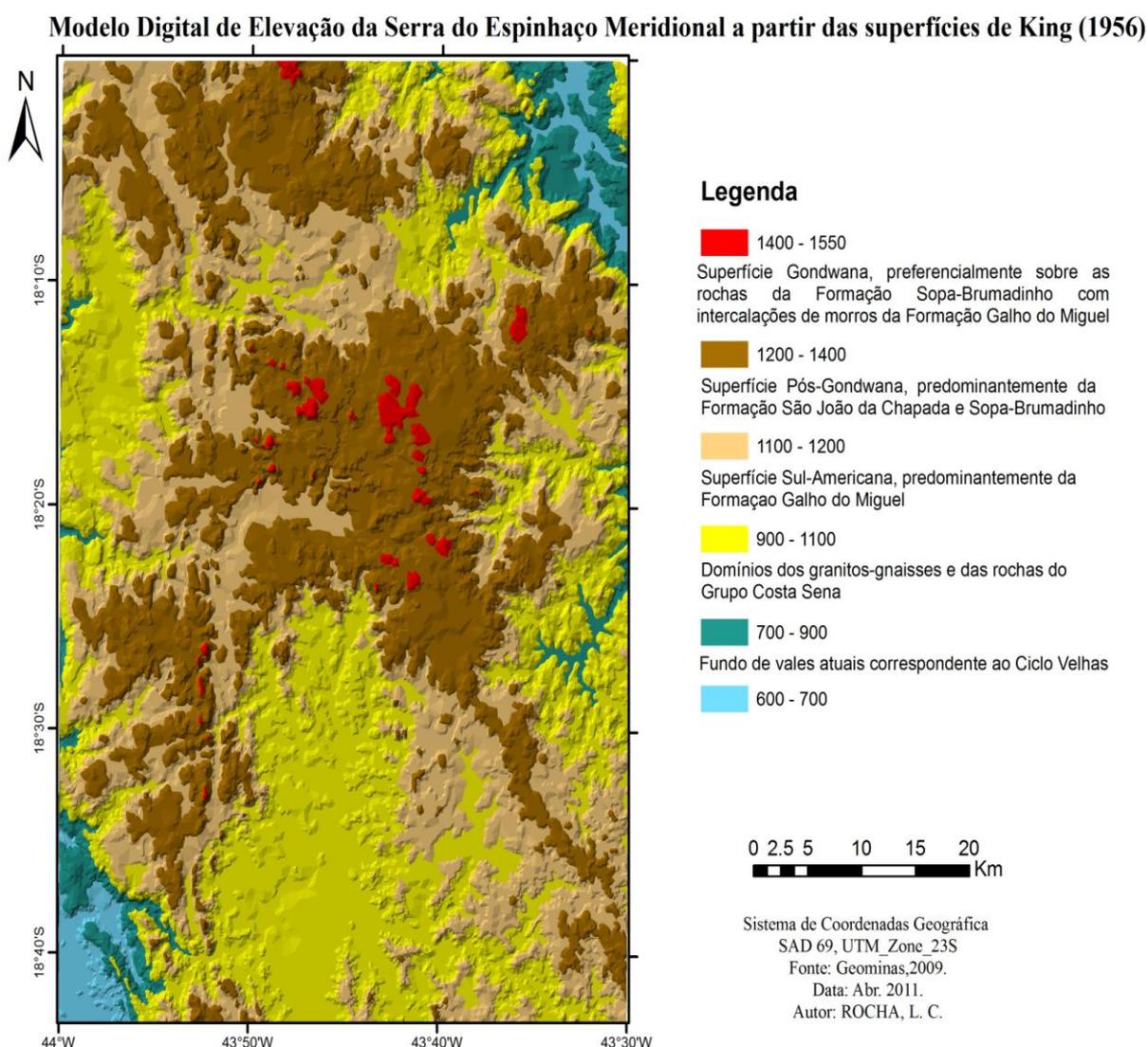
4.1.2.5. O Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é formado principalmente por sequências carbonáticas com intercalações de unidades pelíticas, inserindo-se nas bordas ocidentais e setentrionais do Espinhaço Meridional, onde recobre as litologias do grupo Macaúbas ou do Supergrupo Espinhaço (ALMEIDA ABREU, 1995)

4.2. Geomorfologia da Serra do Espinhaço Meridional: Morfologias e Processo Associados

É possível identificar na Serra do Espinhaço Meridional, segundo Augustin (1995a), a ocorrência de patamares erosivos, que podem corresponder às superfícies Gondwana, Pós-Gondwana e Sul-Americana e Ciclo Velhas de King (1956). No entanto, de acordo com a autora (*op. cit.*), os quatro patamares encontrados na região do município de Gouveia apresentam estreita correlação com o substrato rochoso, demonstrando um controle lito-estrutural bastante acentuado (Fig. 04).

FIGURA 04: Modelo Digital de Elevação da Serra do Espinhaço Meridional



De acordo com Augustin (1999), sobre esses patamares, teria se desenvolvido um espesso manto de alteração em decorrência de processos geoquímicos associados a

recorrentes períodos úmidos posteriores, períodos estes, intercalados por outros mais secos, porém mais curtos e, portanto, incapazes de alterar o padrão de favorecimento do intemperismo e de perdas geoquímicas da área. Segundo ela, as transições climáticas funcionariam, também, como períodos de maior competência da drenagem para aprofundar os vales, enquanto que, nos domínios úmidos, a intemperização da rocha prepara o regolito para a erosão e remoção pela drenagem. Essa remoção, no entanto, dá-se preferencialmente, ao longo de falhas e descontinuidades lito estruturais, o que acaba mantendo e proporcionando uma longa sobrevivência ao manto de intemperismo em grande parte da área.

De acordo com Augustin et al. (1994), o manto de intemperismo estudado no Grupo Macaúbas seria correlacionável ao encontrado no município de Gouveia, e teria idades entre aproximadamente 45 Ma e 10 Ma, calculadas com base nos graus de alteração geoquímicas do manto de alteração identificados também na região de Gouveia (Augustin, 1995b).

Também para Saadi (1995), esta evolução, é baseada em um desenvolvimento geomorfológico em condições paleoclimáticas predominantemente úmidas e quentes. Portanto, para ele, este fato não favorece a formação de superfícies de aplainamento como o proposto por King, (1956), ou seja, os patamares escalonados SdEM, que seriam, assim, resultantes de pulsos tectônicos, dentro da concepção proposta por Penck (1924). Segundo Saadi (1995):

“a ausência de depósitos mesozóicos sobre a serra parece indicar que esta constituía; já naquele período, uma saliência topográfica separando as bacias hidrográficas interiores das que vertiam para o litoral... Isso explicaria a fossilização, e conseqüente preservação, de uma superfície mesozóica (Pós-Gondwânica) de King, (1956) pelos arenitos cretáceos da bacia Sanfranciscana... Essa região devia conseqüentemente, comportar-se como um primarrumpf, um sítio puramente erosivo com altitudes culminantes localizadas no planalto de Diamantina.”

Contudo, para Augustin (1995; 1999), a estabilidade tectônica da área, acompanhada por condições climáticas mais úmidas teriam prevalecido no pós-Cretáceo, mesmo que, em eventos episódicos, a região tenha sido tectonicamente reativada. Assim, as condições climáticas e geológicas favoreceram o desenvolvimento de mantos de intemperismo com espessuras variáveis, e que se encontram ainda presentes sobre diferentes tipos de rochas.

4.3. A Cobertura Pedológica da Serra do Espinhaço Meridional

Os primeiros trabalhos de levantamentos pedológico na região foram realizados por Augustin, (1995b) na região da Depressão de Gouveia. Foi identificada a predominância de Latossolos Vermelho-Amarelos nos topos, Cambissolos nas médias e baixas vertentes e Neossolos nas áreas de domínio fluvial e próximos a afloramentos rochosos e afloramentos rochosos propriamente ditos. Segundo a autora, estes tipos de solos estariam associados à evolução das encostas a partir da atuação da drenagem que, ao entalhar os vales, provocaria uma renovação do antigo manto intempérico, propiciando a formação de solos mais jovens em direção ao fundo dos canais de drenagem.

Mapeamento pedológicos posterior de Diniz (2002), Diniz *et al.* (2004) e Moreira Silva (2004), nas porções norte e sul da Bacia do Ribeirão do Chiqueiro, na parte sul da Serra do Espinhaço meridional, comprovaram a distribuição dos tipos de solo identificados por Augustin (1995b). Silva (2004), por sua vez, mapeou 110 mil hectares de terra na escala 1:50.000 nas porções centro e norte da Serra do Espinhaço.

Silva (2004) afirma que os neossolos litólicos correspondem ao principal tipo de solos encontrado na Serra do Espinhaço Meridional e estão associado aos afloramentos quartzíticos do Supergrupo Espinhaço. São solos que possuem um horizonte A moderado, húmico ou hístico. As suas cores variam na matriz de 7,5YR, 10YR e 5Y, sendo extremamente ácido, com baixos teores de bases e os valores de CTC variando com o teor de matéria orgânica.

Os Neossolos Flúvicos foram mapeados nos fundos de vale, podendo também ser encontrados nos terraços fluviais dos grandes cursos d'água e até mesmos em canais de primeira e segunda ordem. Os perfis destes solos são constituídos basicamente por depósitos aluviais, mas em muitos casos, encontram-se interdigitados por colúvios na porção superior do perfil. De acordo com Silva (2004), este tipo de solo é ácido e apresenta baixos teores de matéria orgânica e baixa CTC.

Os Neossolos Quatzarênicos estão geralmente associados às regiões de relevo mais plano, de baixa declividade, e é bastante arenoso, podendo em alguns casos chegar a 2 metros de espessura. De acordo com o autor acima, são solos extremamente ácidos, com valores variáveis de matéria orgânica, alto teor de alumínio e CTC variando de acordo com os percentuais de matéria orgânica.

Os Cambissolos possuem grande abrangência no Espinhaço Meridional em diversas cotas altimétricas, mas o fator principal na formação destes solos é a declividade. Eles são encontrados mais frequentemente em declividades de 6 a 20°. Geralmente é nesta classe de solo, que se encontram os processos erosivos mais acelerados, como voçorocamentos, em

especial na Depressão de Gouveia, como identificado por Augustin (1995b), Diniz (2002) e Moreira Silva (2004). Estes solos são fortemente ácidos, com baixos teores de matéria orgânica, baixos teores de nutrientes, e baixa CTC.

Os Argissolos encontrados no Espinhaço Meridional estão associados principalmente às litologias de filitos, xistos e gnaisses, e geralmente, em vertentes com declividade acima de 20%. Para Silva (2004), estes solos são moderadamente profundos, de ácidos a fortemente ácidos, com teores medianos de matéria orgânica, e de soma de bases e CTC. Os Argissolos mais comumente encontrados são os vermelhos e os vermelho-amarelos.

Os Latossolos que ocorrem nessa região são o vermelho e o vermelho-amarelo, geralmente estando associados à litologias de filito, xisto, gnaisse, granitos e rochas metabásicas (AUGUSTIN, 1995; DINIZ, 2002; MOREIRA SILVA, 2004). Em termos topográficos estão em vertentes de relevo plano com declividades dificilmente, ultrapassando os 12°. Ocorrem em grande parte da Depressão de Gouveia e na depressão do Riacho Fundo.

Os Latossolos dessa região de acordo com Diniz (2002) e Silva (2004), geralmente são solos ácidos, distróficos, álicos, de textura argilosa na sua maioria e profundos ultrapassando por diversas vezes mais de dois metros de espessura. Os Latossolos mais comumente encontrados são os vermelhos-amarelos e os vermelhos, sendo este último muito ligado às zonas de intrusões de rochas metabásicas (AUGUSTIN, 1995b).

Os Gleissolos ocorrem associados aos vales fluviais e aos terraços, em locais de relevo plano, suave, ocupando extensas áreas de planícies. São geralmente formados por sedimentos aluviais, desde solos arenosos a argilosos. Outra característica importante é que possuem alto teor de matéria orgânica (AUGUSTIN, 1995b; DINIZ, 2002).

Já os Organossolos, são comuns em elevadas altitudes, quase sempre acima de 1300 metros, em locais planos, com muita água e mal drenadas. Na sua maioria são solos rasos com o horizonte orgânico assentado diretamente sobre a rocha (SILVA, 2004).

4.4. As Formações Vegetais da Serra do Espinhaço Meridional

As características geomorfológicas, edáficas, climáticas e as condições de drenagem têm condicionado o tipo de cobertura vegetal encontrado na região da SdEM. Nos domínios das serras quartzíticas, os solos são arenosos e pouco desenvolvidos. O relevo é acidentado com encostas íngremes que condicionam uma vegetação escassa representada, predominantemente, por gramíneas, por flores secas, por cactáceas e por alguns arbustos,

denominando o tipo de cobertura como campo rupestre ou de altitude (ALMEIDA ABREU, 1989).

Ainda nesses domínios, mas em vales profundos, com umidade permanente, aparecem às matas ciliares com uma vegetação mais exuberante e com árvores de porte médio. Augustin (1995b) aponta para o fato de que os fundos de vales são ocupados por matas ciliares, mais densas nas nascentes, onde o fator antrópico é menos atuante. Eles são formadas por vários estratos, misturando-se às árvores de grande porte, aos arbustos, aos cipós, às samambaias e às gramíneas. Na cota inferior a 1000 metros, ocorrem também gramíneas utilizadas como pastos e, eventualmente, áreas de cultivo. As inúmeras voçorocas que se abrem para os vales são comumente encontradas nessas áreas.

Às áreas de rochas ígneas e básicas correspondem as topografias mais baixas (abaixo da cota de 1000m, citado anteriormente), onde a cobertura vegetal adapta-se a essa morfologia, observa-se a ocupação do solo ligada à atividade agropecuária.

Nas regiões ocupadas pelas depressões, são comuns os vales separados por colinas alongadas de perfis convexo-côncavos, interceptados geralmente por anfiteatros côncavos. Nos topos desses anfiteatros, verificam-se formações vegetais mais exuberantes. A vegetação de cerrado e os campos rupestres degradados ocupam grande parte das encostas dessa região, servindo como pastos naturais e dividindo o espaço com pastos plantados, em geral, com a espécie *Brachiária, SP* (QUINTERO, 2000).

4.5. A Dinâmica Climática da Serra do Espinhaço Meridional

Segundo o Instituto de Geografia Aplicada do Estado de Minas Gerais-IGA (1983) o tipo climático predominante nessa área, de acordo com a classificação de Köppen (1930, 1932), é o Cwb – mesotérmico caracterizado tanto por verões brandos e úmidos quanto por invernos secos com temperaturas baixas.

Dados obtidos na estação meteorológica da área, localizada em Diamantina (Normais Climatológicas, 1992), indicam que a média do mês mais frio é 15,3° C (julho) e a do mês mais quente 20° C (fevereiro). A amplitude térmica anual é 4,7° C, enquanto que a média anual é de 19,40° C; a média máxima anual é de 24,00° C e a média mínima anual de 14,40° C. O índice médio pluviométrico anual é 1.290,4 mm, verificando-se maior concentração de novembro a janeiro e menores índices em junho, julho e agosto (PORTILHO, 2003).

A insolação apresenta-se muito elevada nessa região, com uma média de 2.203,7 horas/ano e médias mensais de 244,5 horas em agosto e 120,8 em dezembro. Essas condições

permitem um alto potencial de evapotranspiração. O mês de agosto representa o de maior evapotranspiração e dezembro o de menor índice. A umidade relativa do ar, com uma média anual de 75,6%, tem variação mensal de 67% em agosto a 83% em dezembro (PORTILHO, 2003).

5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O trabalho consistiu inicialmente em levantamentos bibliográfico sobre a temática do estudo e de todo o material sobre a área a ser estudada. Posteriormente, foi realizado um planejamento dos materiais para utilização em campo, para as análises laboratoriais e para a tabulação e sistematização dos dados. A próxima etapa foi a da amostragem, realizada em várias campanhas de campo, após as quais as amostras foram levadas para análises laboratoriais. Ela foi seguida de procedimentos que envolveram sumarização, sistematização e compreensão dos dados provenientes de diversas fontes: de mapas, campo e laboratório, que foram tratados estatisticamente, e analisados. A etapa final consistiu na interpretação dos dados e da base analítica, e a redação da Tese.

Assim, os procedimentos metodológicos podem ser agrupados em três etapas.

1ª Etapa: Procedimentos de Gabinete e Campo Preliminar

Inicialmente foi feito um levantamento bibliográfico da área de estudo, incluindo o levantamento de mapas geológicos, geomorfológico e topográfico. Após esse levantamento, foi realizada uma fotointerpretação (voo Cruzeiro do Sul, 1: 25.000, 1978) de toda área de estudo para a elaboração de um mapa de unidades geomorfológicas, onde foram delimitadas as áreas de ocorrências das superfícies aplainadas da SdEM, regiões de relevos ruiformes, além da delimitação da depressão de Gouveia e do Riacho Fundo.

Antes de do trabalho de campo preliminar, foi elaborado um Modelo Digital de Elevação da região de estudo (Fig. 04), com o intuito delimitar as superfícies de aplainamento e os divisores das bacias do rio São Francisco e Jequitinhonha. Após estes levantamentos e da confecção do mapa preliminar de campo foram definidas as áreas de coleta de água (Fig. 05), tendo como base as seguintes considerações:

As análises de água, em laboratório, consideradas relevantes para esta pesquisa, foram as seguintes: ferro, alumínio, cálcio, potássio, manganês, magnésio, sódio e sílica.

Para os solos utilizou-se o mesmo mapeamento preliminar (Fig. 04 e 05) já que as áreas de coleta de água na SdEM correspondem às superfícies aplainadas e foram definidas a realização das seguintes análises: texturais, químicas total, mineralógicas, pH e matéria orgânica.

Para as rochas ficou definido a realização de análise química total e mineralógica. Estas foram coletadas nos mesmo locais onde os solos foram amostrados. (Fig. 05).

Posteriormente, foi realizado um trabalho de campo preliminar para a identificação da área de amostragem, observação dos acessos e pedidos de permissão aos proprietários para adentrar suas propriedades e realizar as respectivas coletas das amostras.

2ª Etapa: Trabalho de Campo

O campo para a coleta de água foi realizado em duas etapas, sendo a primeira em fevereiro de 2008, no final da estação úmida e a segunda, em agosto de 2008, no final da estação seca. A coleta do solo e rocha ocorreu no mês de julho de 2008.

Amostragem da água

As coletas de água (1000 ml de água) foram feitas nas bacias abaixo discriminadas na porção central do leito em profundidade média no sentido contrário do fluxo para evitar a contaminação das amostras.

No campo foi feita uma filtração da amostra coletada com papel filtro faixa preta de filtração rápida (50 segundos) para facilitar os procedimentos e as análises laboratoriais. As amostras foram, então, acondicionadas em embalagens de 1000 ml de plástico e conservadas em caixas de isopor com gelo em temperatura inferior a dos cursos fluviais, sendo assim preservadas até chegar ao laboratório. As análises foram realizadas nos laboratórios do (CDTN), Campus da Pampulha, Belo Horizonte.

Foram coletadas amostras em 20 pontos na Serra do Espinhaço Meridional (Fig. 05) conforme o mapa dos pontos de coleta da água, nas bacias do rio Pardo Grande e do Paraúna (15 pontos de coleta), ambos pertencentes à bacia do Rio São Francisco, e nos cursos de água da bacia do rio Jequitinhonha: rio Jequitinhonha, ribeirão do Inferno e no rio Pinheiro, (5 pontos de coleta), seguindo a seguinte distribuição:

Bacia do Rio Pardo Grande (9 pontos):

- Rio Pardo Grande no alto e baixo curso, com dois (2) pontos de coleta.

- Rio Pardo Pequeno no alto, médio e baixo curso, sendo três (3) pontos de coleta.
- Ribeirão das Varas, baixo curso, um ponto (1) de coleta.
- Córrego da Fazenda, baixo curso, um (1) ponto de coleta, na depressão do Riacho Fundo.
- Córrego intermitente, riacho com 800m de perfil longitudinal (1) ponto de coleta.
- Córrego da Olaria, baixo curso, um (1) ponto de coleta.

Bacia do Rio Paraúna (6 pontos):

- Rio Paraúna, alto e baixo cursos, dois pontos de coleta (2).
- Ribeirão do Chiqueiro, baixo curso, um (1) ponto de coleta.
- Ribeirão de Areia, alto e baixo cursos, dois (2) pontos de coleta.
- Córrego do Rio Grande, baixo curso, um (1) ponto de coleta.

Bacia do Rio Jequitinhonha (5 pontos):

- Rio Jequitinhonha alto curso dois (2) pontos de coleta.
- Ribeirão do Inferno no médio curso com um (1) ponto de coleta.
- Rio Pinheiro dois (2) pontos de coleta no alto e baixo curso.

O maior número de pontos de coleta de água nos cursos pertencentes à bacia do rio São Francisco justifica-se pelo fato desta bacia ter quase o dobro de área quando comparada com a bacia do Rio Jequitinhonha, na Serra do Espinhaço Meridional.

Amostragem dos solos e rochas

As coletas de solos e rochas foram feitas em seis topossequências (FIG. 05), sendo quatro (4) topossequências nas superfícies aplainadas da SdEM que se encontram a 1300m de altitude sobre rochas quartzíticas na bacia do rio Pardo Pequeno, afluente do rio Pardo Grande, na bacia do rio São Francisco. As superfícies aplainadas onde foram coletados solos e rochas foram definidas após análise de fotografias aéreas, cartas topográficas, geológicas e trabalho de campo preliminar para reconhecimento da área e viabilidade de acessos, e da permissão dos proprietários para realizar o trabalho. Essas superfícies são importantes, pois são o objeto de estudo desta pesquisa.

Foram feitas duas (2) topossequências com abertura de perfis de solo em rochas de embasamento na Depressão do Riacho Fundo, onde foram coletados apenas solos (Fig. 05). Neste local não foi possível coletar rocha no fundo do perfil, pois, a mesma encontra-se em grande profundidade por se tratar de rocha de embasamento, recoberta por espesso manto de alteração. Não foi feita nenhuma topossequência na Depressão de Gouveia, visto que essa

área já foi merecedora de diversos trabalhos desse tipo. Não foi feita nenhuma topossequência na bacia do Rio Jequitinhonha, pois, nesta bacia a morfologia do relevo apresenta poucas superfícies aplainadas, possuindo um relevo mais ruiforme e com escarpamentos mais abruptos.

Para a realização das topossequências utilizou-se bússola tipo Brunton para a orientação do rumo e do azimute a seguir. Assim definiu-se o ponto 1, geralmente próximo a afloramentos, e onde iniciavam a formação de manto de intemperismo. A partir deste ponto, traçava-se uma linha perpendicular através do rumo e azimute em direção ao canal fluvial. Para medir a declividade, uso-se três jogos de balizas, cada um deles localizado à distâncias regulares de 30m, e um clinômetro Suunto de leitura direta. O ponto central mais regular em termos de medidas de declividade (geomorphological site) foi escolhido para a abertura dos perfis dos solos e tradagem.

As observações e coleta do solo foram feitas a partir de topossequências. Inicialmente foram feitas tradagens a cada 30 metros que serviu para que fossem verificadas variações pedológicas. Após a identificação das variações pedológicas foram abertos os perfis de solo (Fig. 05). Foram abertos os seguintes perfis:

- **Topossequência 01.** Médio curso do rio Pardo Pequeno

Região dos Mendes – Abertura de cinco (5) perfis de solo (01, 02, 03, 04, 05)

- **Topossequência 02.** Córrego Intermitente

Região do Pau Grande – Abertura de três (3) perfis de solo (06, 07, 08)

- **Topossequência 03.** Alto Curso do rio Pardo Pequeno

Região da Serra Tromba D'anta – Abertura de quatro (4) perfis de solo (09, 10, 11,12)

- **Topossequência 04.** Depressão do Riacho Fundo

Córrego da Bandeira – Abertura de dois (2) perfis de solo (13,14)

- **Topossequência 05.** Depressão do Riacho Fundo

Córrego da Fazenda – Abertura de dois (2) perfis de solo (15,16)

- **Topossequência 06.** Serra do Pasmarr

Cabeceira do córrego do Pasmarr – Abertura de dois (2) perfis de solo (17, 18)

Após a abertura dos perfis, que atingiram até o contato com a rocha nas superfícies aplainadas, foi realizada a descrição dos mesmos de acordo com procedimentos de Lemos e Santos (2002). Todos os solos nessas superfícies encontram-se sobre rochas quartzíticas, com espessura que não ultrapassa 1 metro de profundidade.

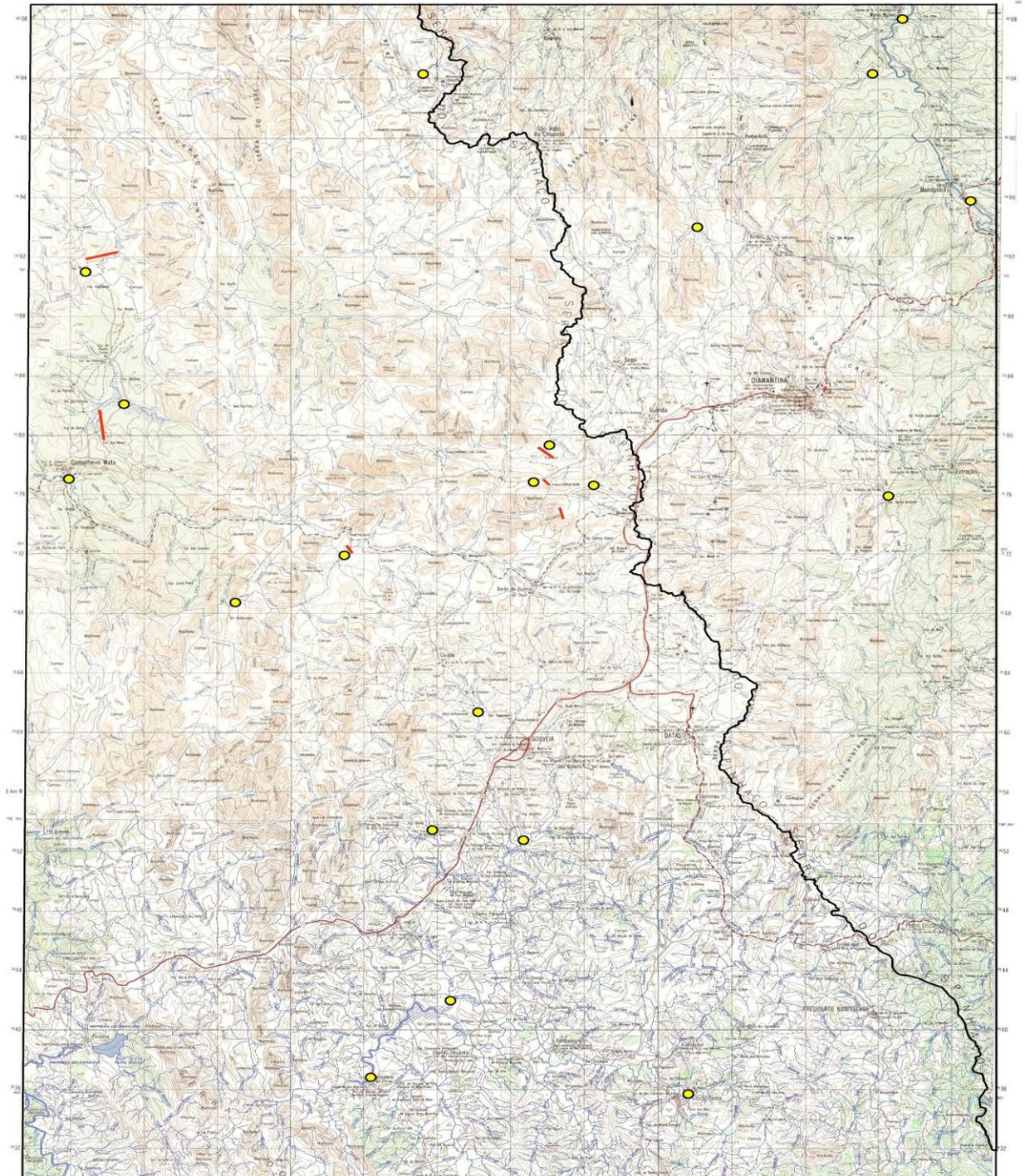
Após a identificação e caracterização dos solos em campo, os mesmos foram coletados para análises físicas, químicas, mineralógicas, pH e matéria orgânica. Foram coletados 500 gramas de solo para cada horizonte, em sacos plásticos, estes foram devidamente etiquetados com o número da topossequência e do horizonte coletado. Em todos os perfis que se encontram sobre as formações quartzíticas, a rocha do fundo do perfil também foi coletada para fazer as análises químicas e mineralógicas. Estas análises também foram realizadas para rochas sãs que se encontravam nos locais das topossequências. A coleta de todos os horizontes dos solos, rocha no fundo do perfil e rocha sã foram necessárias para realizar o balanço de massa.

FIGURA 05: Espacialização dos Pontos de Amostragem

Serra do Espinhaço Meridional
Espacialização dos Pontos de Amostragem

Bacia do Rio São Francisco

Bacia do Rio Jequitinhonha



Legenda

- Pontos de coleta de água
- Pontos de coleta de solo e rocha

Sistema de Coordenadas Geográfica, SAD 69, UTM_Zone_23S
 Fonte: IBGE, 2010. Data: Abr. 2011. Autor: Rocha, L. C.



3ª Etapa: Pós Campo e Análise Laboratoriais

Essa etapa constituiu da condução das análises laboratoriais, sumarização, tratamento estatístico e análise dos dados, que são descritos a seguir:

5.1 Análises Laboratoriais (Manual interno de procedimentos metodológicos do CDTN)

A análise geoquímica de água foi realizada para 20 pontos de coleta, nas quais foram utilizadas as seguintes técnicas: Espectrometria de Absorção Atômica (EAA), Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES) e Cromatografia Líquida de Alta Eficiência (CLAE) na modalidade de troca iônica.

As análises químicas de solo e rocha foram realizadas através do espectrômetro de fluorescência de raios-X. As análises mineralógicas foram realizadas pela difractometria de raios-X pelo método do pó. As análises geoquímicas de água, solo e rocha foram processadas nos laboratórios do CDTN no campus da Pampulha, da UFMG em Belo Horizonte.

Para as análises granulométricas utilizou-se a técnica de dispersão total adotada pela EMBRAPA (1997). Para medir o pH dos solos em água e em KCl, foi aplicado o meio de eletrodo combinado imerso em suspensão solo: líquido (água e KCl). As análises de matéria orgânica foram realizadas por oxidação da matéria orgânica por via úmida, de acordo com o manual da Embrapa (1997). Todas essas análises foram realizadas no laboratório de Geomorfologia do Instituto de Geociências, da UFMG, Campus, Pampulha.

5.1.1 Espectrometria de Absorção Atômica (EAA)

Absorção atômica é o processo que ocorre quando um átomo absorve energia na forma de luz de um comprimento de onda específico. A quantidade de energia da luz absorvida neste comprimento de onda vai aumentar à medida que o número de átomos do elemento selecionado em direção à luz aumenta. A relação entre a quantidade de luz absorvida e a concentração do analito presente nas normas conhecidas podem ser usadas para determinar a concentração desconhecida, medindo a quantidade de luz que elas absorvem.

A absorção atômica é uma técnica analítica para a determinação de elementos metálicos em uma ampla variedade de amostras. Ela é capaz de determinar as concentrações de metais que vão desde um ultra traço a porcentagem. É uma técnica bastante precisa e exata, e a instrumentação é de fácil utilização. A combinação de seus fatores na química analítica é

responsável pela ampla utilização e aceitação de absorção atômica no domínio da determinação dos metais.

Na análise, a amostra em solução, é atomizada em uma chama e os átomos no estado fundamental, absorvem radiação no comprimento de onda característico do elemento que está sendo determinado. A radiação é emitida por uma lâmpada de cátodo oco (constituído do elemento a ser determinado). O feixe é dirigido através da chama, a um monocromador e posteriormente para um detector que mede a quantidade de luz absorvida que é, também, uma medida da concentração do elemento na amostra. Por essa técnica foram analisados os seguintes elementos: Al, Ca, Fe, Mg e Mn.

5.1.2. Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES)

A técnica de ICP-AES é uma técnica multielementar com capacidade de medidas de concentrações que variam de ppb a porcentagens em uma ampla variedade de amostras. A técnica é baseada na medida da intensidade da radiação emitida, quando um átomo ou íon excitado pelo plasma retorna ao seu estado fundamental.

A excitação da espécie ocorre quando seus elétrons mais externos têm seus níveis de energias aumentados, passando do estado fundamental para o excitado, devido à colisão com elétrons ou íon argônio existente no plasma. O elétron não é estável em níveis mais altos de energia, portanto retorna a seu estado fundamental, emitindo a energia que foi absorvida, sob a forma de energia luminosa.

Os elétrons emitem linhas espectrais, tantas quantas forem suas possíveis transições. As linhas espectrais é que vão determinar o espectro de cada elemento. A luz emitida é focalizada para uma lente que tem a função de ampliar e focalizar a zona de descarga luminosa do plasma quando projetada sobre a fenda de entrada, promovendo melhor iluminação da rede de difração. Uma vez passada pela lente a luz emitida vai em direção a fenda de entrada do separador de linhas, e chega ao monocromador, onde um prisma ou uma rede de difração isola a linha medida. As análises de Si foram realizadas utilizando-se um equipamento sequencial da marca SPECTRO - SPECTROFLAME modelo FMV 03.

5.1.3. Cromatografia por Troca Iônica

O íon sódio e o íon potássio foram separados e quantificados nas amostras pela técnica de Cromatografia Líquida de Alta Eficiência (CLAE), com ênfase na troca iônica como meio de separação dos analitos de interesse. Para este mecanismo, fez-se uso de uma coluna cromatográfica de troca catiônica que tem como suporte uma resina de poliestireno divinilbenzeno incorporada de um ácido sulfônico como grupo ativo.

Para os elementos sódio e potássio, esta técnica instrumental é alternativa à Fotometria de chama e a Espectrometria de Absorção Atômica por apresentar uma excelente resposta em relação à seletividade. A construção da curva analítica foi baseada na concentração nominal do padrão de sódio e potássio e a área sob o pico, obtida experimentalmente. Os valores de áreas obtidos para construção da curva analítica foram nos tempos de retenção, utilizando a metodologia otimizada, de 3,90 min para o sódio e 5,20 min para o íon potássio.

A separação analítica do íon sódio e do íon potássio foi realizada conforme as condições experimentais descritas abaixo:

As amostras foram analisadas “in natura”, após filtração em membrana filtrante de 45 µm. Para referenciar mais esta metodologia, utilizaram-se neste estudo comparativo duas amostras de referência da comunidade europeia, a CRM408 e a CRM409, com diferentes concentrações dos íons sódio e potássio simulando uma amostra de água de chuva.

Para se realizar uma análise quantitativa confiável foi necessária uma limpeza completa e criteriosa de todo o material a ser utilizado para eliminar os possíveis interferentes. Depois do material ter sido lavado com detergente específico, ele foi imerso por 24 horas em uma solução de HNO₃ (1:3) seguida de aquecimento e posterior lavagem com água deionizada.

5.1.4. Análise por Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X

A análise quantitativa dos elementos químicos por espectrometria de fluorescência de raios-X foi realizada segundo metodologia do laboratório. O Equipamento utilizado nos ensaios foi o espectrômetro de fluorescência de raios-X por dispersão de energia, marca Shimadzu, modelo EDX-720, com tubo de ródio e detector de silício lítio.

5.1.5. Difractometria de Raios-X pelo Método do Pó

A técnica de análise utilizada foi a difratometria de raios-X pelo método do pó, empregando-se um difratômetro de raios-X de fabricação Rigaku, modelo Geigerflex, semiautomático e tubo de raios-X de cobre.

Condições de operação do difratômetro de raios-X: fator de escala (8×10^3), constante de tempo (0,5 s), velocidade do registrador (40 mm/mim), velocidade do goniômetro ($8^\circ 2\theta/\text{min}$), intensidade de corrente (30 mA) e tensão (40 KV).

A identificação das fases cristalinas foi obtida por comparação dos difratogramas de raios-X das amostras com o banco de dados da ICDD – *International Center for Diffraction Data / Joint Committee on Powder Diffraction Standards – JCPDS (Sets 01 – 50; 2000)*.

As análises das fases cristalinas: levaram em consideração as intensidades das principais reflexões e as comparações entre as mesmas, avaliando-se as quantidades relativas de seus teores.

5.1.6. Análise Granulométrica (Manual da EMBRAPA-SOLOS- 1997)

O método da pipeta baseia-se na velocidade de queda das partículas que compõem o solo. Fixa-se o tempo para o desenvolvimento vertical na suspensão do solo com água, após a adição de dispersante químico. Pipeta-se um volume da suspensão, para a determinação da argila que é secada em estufa e pesada. As frações grosseiras, areia fina, média e grossa são separadas por tamisação, e secas em estufas e pesadas para a obtenção dos respectivos percentuais. O silte corresponde ao complemento dos percentuais para 100%. É obtido por diferença das outras frações em relação à amostra inicial.

Procedimento

1. Preparo solução dispersante – Hidróxido de sódio 1mol/L (NaOH)
 - Pesar em um vidro relógio 40g de NaOH, transferir para béquer de 400mL, contendo aproximadamente 200ml de água, dissolver todo NaOH.
 - Transferir para balão de 1000ml através de funil, quantitativamente.
 - Completar volume, homogenizar e armazenar em recipiente plástico.
2. Preparo da amostra
 - Colocar a amostra depois de protocolada em tabuleiro adequado, espalhar e destorrar os torrões existentes manualmente.

- Deixar em local ventilado e seco até completar dessecação ao ar.
- Verter a amostra destorrada para peneira 2mm. Eliminar o material retido na peneira.
- Colocar o material recolhido em sacos plásticos com etiquetas identificadoras das amostras. Este material será utilizado para análise química e granulométrica.

3. Separação granulométrica

- Pesar 20g da amostra, utilizando vidro relógio.
- Transferir a amostra para um béquer de 400ml, contendo 100ml de água e 10ml de NaOH 1mol/L. Agitar com bastão de vidro e deixar em repouso durante aproximadamente 12 horas, cobrindo o béquer com vidro relógio.
- Transferir o conteúdo para copo metálico do agitador elétrico “coquileteira” com o auxílio de um jato de água, deixando o volume em torno de 300ml. Colocar o copo no agitador e proceder à agitação durante 15 minutos para solos argilosos e textura média e 5 minutos para os arenosos. Rotação de 1200 rpm.
- Passar o conteúdo através de uma peneira 0,053mm (nº270), colocada sobre um funil apoiado em um suporte, tendo logo abaixo uma proveta de 1000ml. Lavar bem, utilizando um jato de água. Completar volume para 1000ml, agitar durante 20 segundos com bastão, tendo este, uma tampa de borracha contendo vários furos e de diâmetro um pouco menor do que a proveta. Marcar o tempo. Deixar em repouso durante 4 horas.
- Transferir o material (fração areia) retido na peneira para uma placa de petri numerada e de peso conhecido. Secar durante aproximadamente 5 horas, transferir para dessecador, esfriar e pesar com aproximação de 0,05g. Obtendo-se assim o peso da areia grossa + areia fina.
- Transferir a fração areia para peneira de 0,250mm, colocada sobre recipiente metálico de mesmo diâmetro, e proceder à separação da areia grossa.
- Pesar a fração retida no recipiente (areia fina).
- Determinar a fração areia grossa por diferença e pesagem.
- Após o tempo de repouso para decantação do silte, pipetar um alíquota de 50ml, utilizando uma pipeta volumétrica, colocada em pipetador automático,

tendo o cuidado de fazer ambiente anteriormente, até a profundidade de 5 cm, e coletar a suspensão.

- Transferir a suspensão para cápsula de porcelana numerada e tarada previamente. Colocar a cápsula na estufa e deixar durante tempo suficiente para evaporar completamente a suspensão.
- Retirar, colocar em dessecador, deixar esfriar e pesar com aproximação de 0,0001g (fração argila).

4. Prova em Branco

- Colocar 10ml de NaOH 1mol/L em uma proveta de 1000ml, complete o volume para 1000ml, agitar durante 20 segundos, deixar em repouso durante 4 horas.
- Após repouso, pipetar 50ml, utilizando uma pipeta volumétrica colocada em pipetador automático de borracha, até a profundidade de 5cm, e coletar a suspensão.
- Transferir a suspensão para cápsula de porcelana numerada e tarada previamente. Colocar a cápsula na estufa e deixar durante tempo suficiente para evaporar completamente a suspensão.
- Retirar, colocar em dessecador, deixar esfriar e pesar com aproximação de 0,0001g (massa de dispersante).

5. Cálculos

$$M_{\text{areia total}} (\text{g}) = (\text{Peso areia tot.} + \text{tara}) - (\text{Tara})$$

$$M_{\text{areia fina}} (\text{g}) = (\text{Peso areia fina} + \text{terra}) - (\text{Tara})$$

$$M_{\text{areia grossa}} (\text{g}) = (M_{\text{areia total}}) - (M_{\text{areia fina}})$$

$$M_{\text{dispersante}} (\text{g}) = (\text{Peso disp} + \text{tara}) - (\text{Tara}) \longrightarrow \text{BRANCO}$$

$$M_{\text{argila}} (\text{g}) = [(\text{Peso arg} + \text{disp} + \text{tara}) - (\text{Tara}) - (M_{\text{dispersante}})] \times (1000\text{mL}/50\text{mL})$$

$$\% \text{ areia grossa} = M_{\text{areia grossa}} (\text{g}) \times 100/20(\text{g})$$

$$\% \text{ areia fina} = M_{\text{areia fina}} (\text{g}) \times 100/20(\text{g})$$

$$\% \text{ argila} = M_{\text{argila}} (\text{g}) \times 100/20(\text{g})$$

$$\% \text{ silte} = 100\% - (\% \text{ areia grossa} + \% \text{ areia fina} + \% \text{ argila})$$

5.1.7. pH dos Solos

A medição do potencial de hidrogênio é realizada eletronicamente por meio de eletrodo combinado imerso em suspensão solo: líquido (água, KCl).

Coloca-se 10 ml de solo em um copo plástico de 100 ml devidamente identificado, adiciona-se 25 ml de água ou KCl, agita-se a amostra com bastão de vidro e ela é deixada em repouso por 1 hora. Após este tempo, agita-se a amostra com o bastão de vidro e mergulha-se os eletrodos na suspensão homogeneizada e lê-se o pH.

5.1.8. Determinação do teor de Matéria Orgânica

Princípio

Oxidação da matéria orgânica via úmida com dicromato de potássio em meio sulfúrico, empregando-se como fonte de energia o calor desprendido do ácido sulfúrico e/ou aquecimento. O excesso de dicromato após a oxidação é titulado com solução padrão de sulfato ferroso amoniacal (sal de Mohr).

Procedimento

- Tomar aproximadamente 20g de solo, triturar em geral e passar em peneira de 80 mesh.
- Pesar 0,5g do solo tritulado e colocar em erlenmeyer de 250ml.
- Adicionar 10ml (pipetados) da solução de dicromato de potássio 0,4N. Incluir um branco com 10ml da solução de dicromato de potássio e anotar o volume de sulfato ferroso amoniacal gasto.
- Colocar um tubo de ensaio de 25mm de diâmetro e 250mm de altura cheio de água na boca do erlenmeyer, funcionando este como condensador.
- Aquecer em placa elétrica até a fervura branda, durante 5 minutos.
- Deixar esfriar e juntar 80ml de água destilada, medida com proveta, 2ml de ácido ortofosfórico e 3 gotas do indicador difenilamina.
- Titular com solução de sulfato ferroso amoniacal 0,1N até que a cor azul desapareça, cedendo lugar à verde.
- Anotar o número de mililitros gastos.

Cálculos

$$C \text{ (g/Kg)} = [40 - (\text{volume gasto} \times f)] \times 0,6$$

$f = 40 / \text{volume sulfato ferroso gasto na prova em branco}$

A percentagem de matéria orgânica é calculada multiplicando-se o resultado do carbono orgânico por 1,724. Este fator é utilizado em virtude de se admitir que, na composição média do húmus, o carbono participa com 58%.

$\text{Matéria Orgânica (g/Kg)} = C \text{ (g/Kg)} \times 1,724$

Observação

Para teores > que 2% de carbono, pipetar quantidades crescentes de dicromato de potássio: 20, 30, 40 ou 50 ml até que a coloração da solução permaneça amarela, sem traços de verde. Proceder à fervura e, após esfriar, diluir a solução de 1:5, ou seja, para volumes de 100, 150, 200 e 250 respectivamente. Pipetar 50ml, diluir com água e titular com sulfato ferroso; aplicar a expressão indicada para cálculo do carbono, uma vez que a alíquota corresponde a 10ml da solução de dicromato de potássio.

Para as amostras em que os 50ml da solução de dicromato de potássio são insuficientes para oxidar toda matéria orgânica, usar 0,25g de solo.

Em caso de solos salinos, adicionar uma pitada de sulfato de prata após adição de dicromato de potássio.

Reagentes

Solução de $K_2Cr_2O_7$, 0,4N em meio ácido – dissolver 39,22g de $K_2Cr_2O_7$ p.a (previamente seco em estufa a $130^\circ C$ por uma hora), em 500 ml de água contida em balão aferido de 2l. Juntar uma mistura, já fria, de 1000 ml de ácido sulfúrico concentrado e 500ml de água. Agitar bem para dissolver todo o sal, esfriar e completar o volume do balão com água.

Solução de sulfato ferroso amoniacal 0,1 N – dissolver 40g de $Fe(NH_4)_2(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ cristalizado, (sal de Mohr), em 500ml de água contendo 10ml de ácido sulfúrico concentrado.

Difenilamina (indicador) – pesar 1g de difenilamina e dissolver em 100 ml de ácido sulfúrico concentrado.

Sulfato de Prata (catalisador) – utilizar o sal puro (Ag_2SO_4).

Ácido ortofosfórico (H_3PO_4) concentrado (85%) p.a. – usar concentrado.

Equipamento

Bureta Digital.

Agitador magnética

5.2. Sistematização e Análises dos Dados

5.2.1. Análises Morfométricas

A hierarquia fluvial é definida pela classificação de determinado curso d'água no conjunto total da bacia hidrográfica na qual se encontra inserido (CHRISTOFOLETTI, 1980). Ela pode ser utilizada como uma informação complementar sobre a área de drenagem do rio.

Nesta pesquisa, utilizou-se a hierarquização da drenagem das bacias proposta por Strahler (1952). Essa hierarquização foi realizada utilizando como base o mapa IBGE 1978, folha Diamantina, escala 1:100.000.

Para as análises morfométricas foram usadas as equações dos parâmetros morfométricos extraído dos trabalhos de Cardoso et al. (2006) para o Coeficiente de Compacidade e Índice de Circulação; Castro e Carvalho (2009) para amplitude altimétrica; Christofolletti (1980) para Índice de Rugosidade, Densidade de drenagem, e Relação de Bifurcação; Barros e Steinke (2009) para Densidade Hidrográfica; Filho e Lima (2007) para Sinuosidade do Curso principal.

Coeficiente de compacidade (Kc):

$$Kc = 0,28 \times P/\sqrt{A}$$

Onde: P = perímetro em Km e A=área da bacia em Km²

Índice de Circularidade (IC):

$$IC = 12,57 A / P^2$$

Onde: A = área e P = perímetro

Índice de Rugosidade (Ir):

$$Ir = Hm. Dd$$

Onde: Hm = amplitude altimétrica máxima da Bacia e Dd = Densidade de Drenagem

Relação de Bifurcação (Rb):

$$Rb = Nu/ Nu+1$$

Onde: Nu = número de segmentos de determinada ordem e Nu+1 = número de seguimentos da ordem imediatamente superior

Índice de Sinuosidade do curso principal (Sin):

$$Sin = CV/CT$$

É a relação entre o comprimento real do rio principal (CV) e o comprimento vetorial do canal (CT).

Amplitude altimétrica da bacia (Hm):

$$H_m = H_{\max} - H_{\min}$$

Onde: H_{\max} = altitude máxima e H_{\min} = altitude mínima

Densidade Hidrográfica (Dh):

$$D_h = N/A$$

Onde: N = número total de rios e A = área da bacia

Considerando a ordenação de Strahler, o número de canais corresponde à quantidade de primeira ordem, pois implica que os rios surgem em uma nascente (BARROS; STEINKE, 2009).

Densidade de Drenagem (Dd):

$$D_d = L_t/A$$

Onde: L_t = comprimento total dos canais e A = área da bacia

5.2.2. Análise Estatística

De posse dos dados laboratoriais, os mesmos foram sumarizados em tabelas e gráficos com o objetivo de sistematizá-los para a realização do tratamento estatístico. Dois métodos estatísticos foram utilizados, são eles: Análise de Componentes Principais e Clusters.

De acordo com Maroco (2003), a Análise de Componentes Principais (ACP) é uma técnica de análise exploratória multivariada que transforma um conjunto de variáveis correlacionadas num conjunto menor de variáveis independentes, combinações lineares das variações originais, designadas por componentes principais.

Segundo o autor (op. cit.) a ACP é geralmente encarada como um método de redução dos dados, mas, para além desse objetivo, uma das principais vantagens da ACP é permitir resumir informações de várias variáveis correlacionadas, e, portanto de alguma forma redundante, em uma ou mais combinações lineares independentes que representam a maior parte da informação presente nas variáveis originais. Estas componentes podem ser depois utilizadas como índices ou indicadores que resumem a informação disponível nas variáveis originais.

Ainda de acordo com Maroco (2003), a análise de grupo ou Clusters, é uma técnica exploratória de análise multivariada que permite agrupar sujeitos ou variáveis em grupos homogêneos ou compactos relativamente a uma ou mais características comuns. Cada observação pertence a um determinado Cluster sendo similar a todas as outras pertencentes a esse Cluster, e é diferente das observações pertencentes aos outros Clusters.

6. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1. Características dos Perfis de Solo

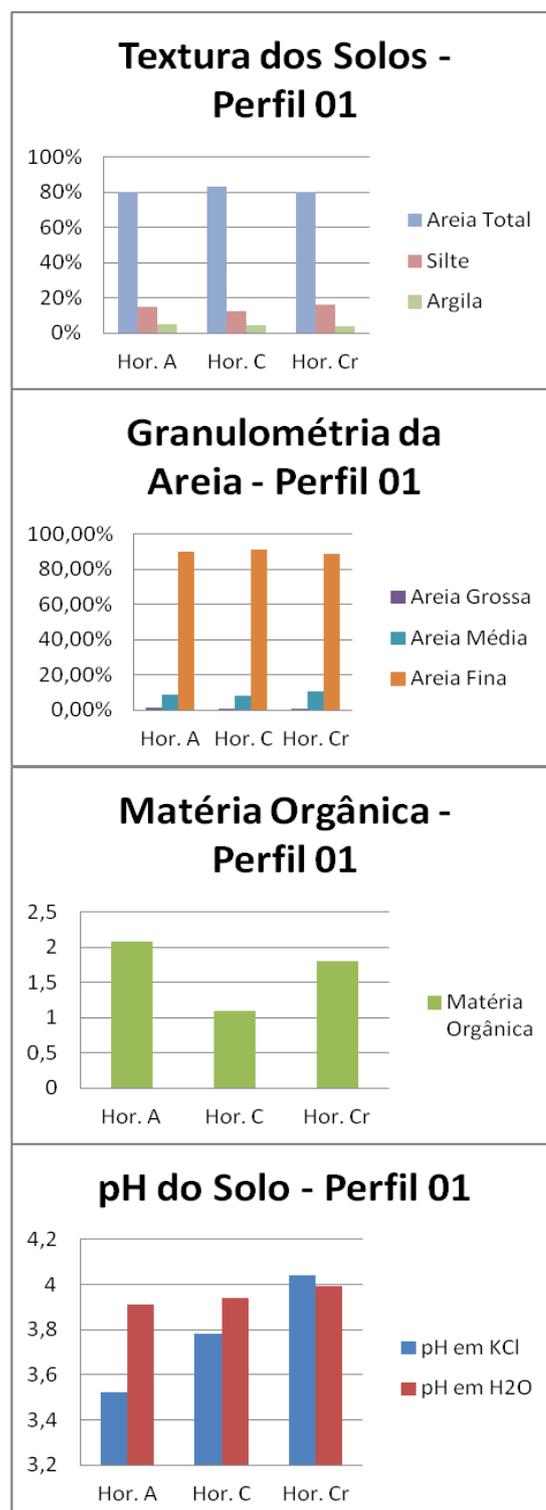
Perfil 01 – Gráfico 01 – Figura 06

No perfil 01 há presença de 03 horizontes. O horizonte A tem 09 cm de espessura, pH de 3,91 em H₂O e 3,52 em KCl. O teor de matéria orgânica, conforme o Gráfico 1, é de 2,08 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por 5,10% de argila, 14,90% de silte e 80% de areia dividida nas seguintes proporções: 1,20% de areia grossa, 8,80% de areia média e 90% de areia fina (Gráfico 1).

O horizonte C tem 19 cm de espessura, o pH é de 3,94 em H₂O e 3,78 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,1 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 4,60% de argila, 12,40% de silte e 83% de areia, nas seguintes proporções: 0,60% de areia grossa, 8,40% de areia média e 91% de areia fina.

O horizonte Cr tem 22 cm de espessura, o pH é 3,99 em H₂O e 4,04 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,8 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 4% de argila, 16% de silte e 80% de areia, nas seguintes proporções: 0,70% de areia grossa, 10,60% de areia média e 88,70% de areia fina.

Gráfico 01: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 01.



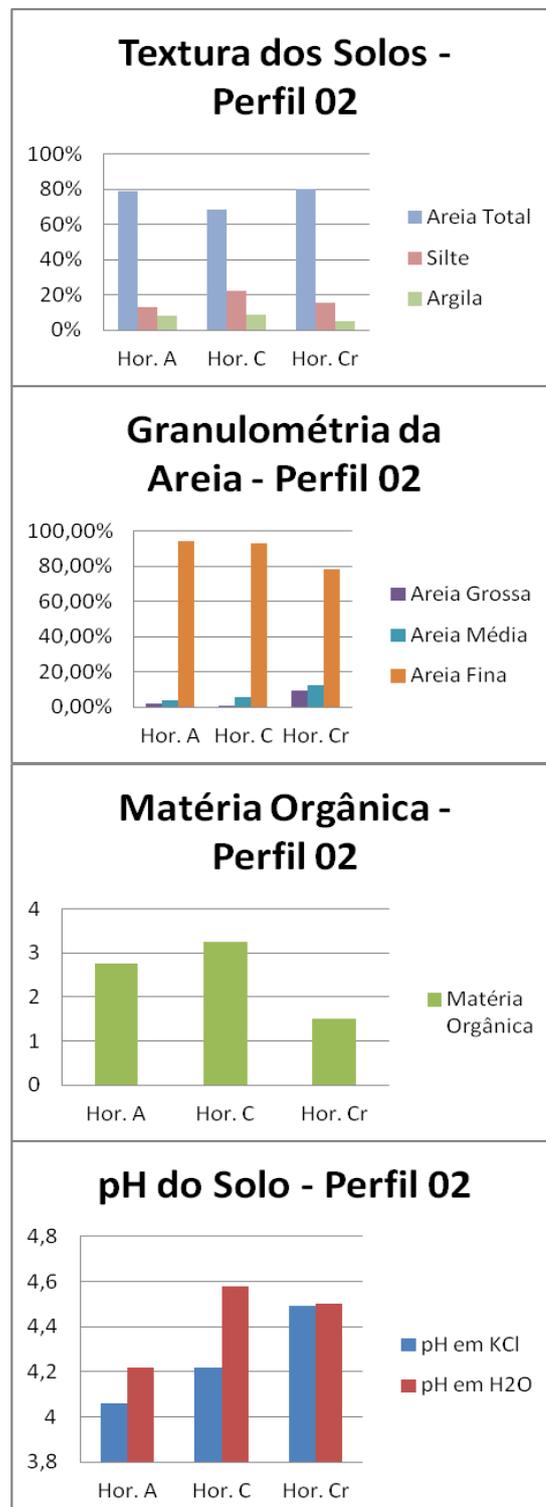
Perfil 02 – Gráfico 02 – Figura 06

No perfil 02 há presença de 03 horizontes. O horizonte A tem 11 cm de espessura, o pH é 4,22 em H₂O e 4,06 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,75 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 7,90% de argila 13,10% de silte e 79% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 1,80% de areia grossa, 3,90% de areia média e 94,30% de areia fina.

O horizonte C tem 12 cm de espessura, o pH é 4,58 em H₂O e 4,22 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 3,24 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 9% de argila, 22,50% de silte e 68,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,20% de areia grossa, 6,80% de areia média e 93% de areia fina.

O horizonte Cr tem 17 cm de espessura, o pH é 4,5 em H₂O e 4,49 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,5 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 4,80% de argila, 15,20% de silte e 80% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 9,50% de areia grossa, 12,30% de areia média e 78,20% de areia fina.

Gráfico 02: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 02.



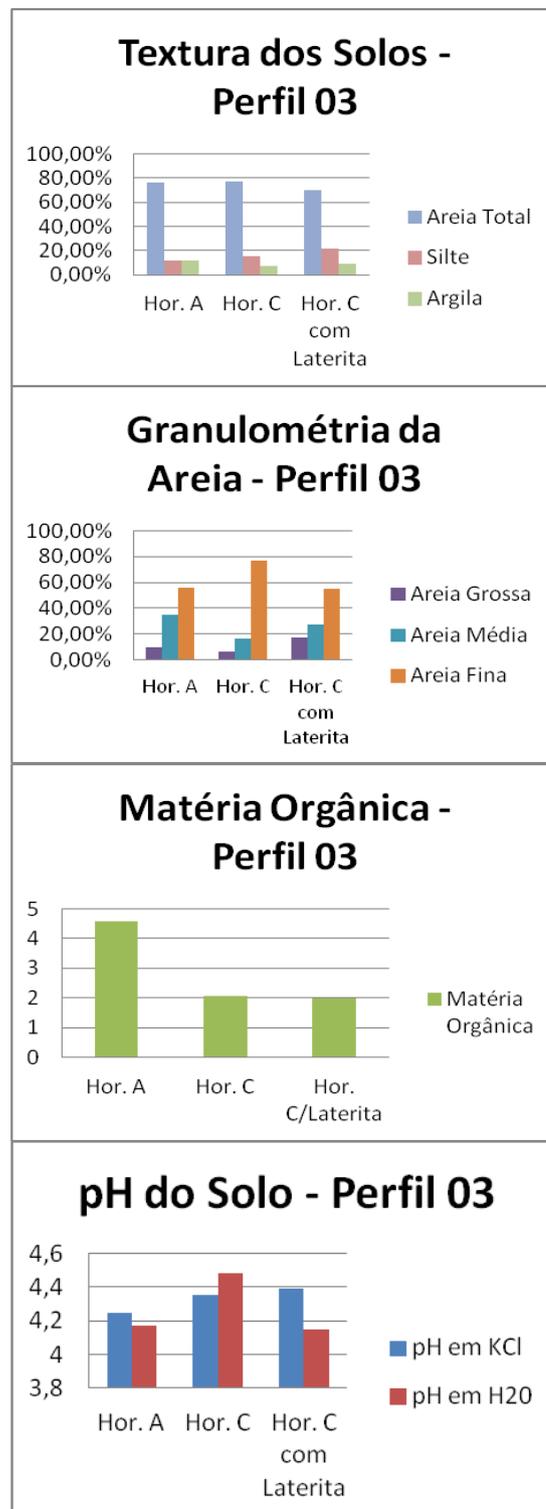
Perfil 03 – Gráfico 03 – Figura 06

No perfil 03 há presença de 03 horizontes. O horizonte A tem 31 cm de espessura, o pH é 4,17 em H₂O e 4,25 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 4,57 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 11,40% de argila, 12,10% de silte e 76,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 9,30% de areia grossa, 35,20% de areia média e 55,50% de areia fina.

O horizonte C tem 28 cm de espessura, o pH é 4,48 em H₂O e 4,35 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,06 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 7,50% de argila, 15% de silte e 77,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 6,40% de areia grossa, 16,80% de areia média e 76,80% de areia fina.

O horizonte C com Laterita tem 13 cm de espessura, o pH é 4,15 em H₂O e 4,39 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,99 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 8,80% de argila, 21,70% de silte e 69,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 17,40% de areia grossa, 27,30% de areia média e 55,30% de areia fina.

Gráfico 03: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 03.



Perfil 04 – Gráfico 04 – Figura 06

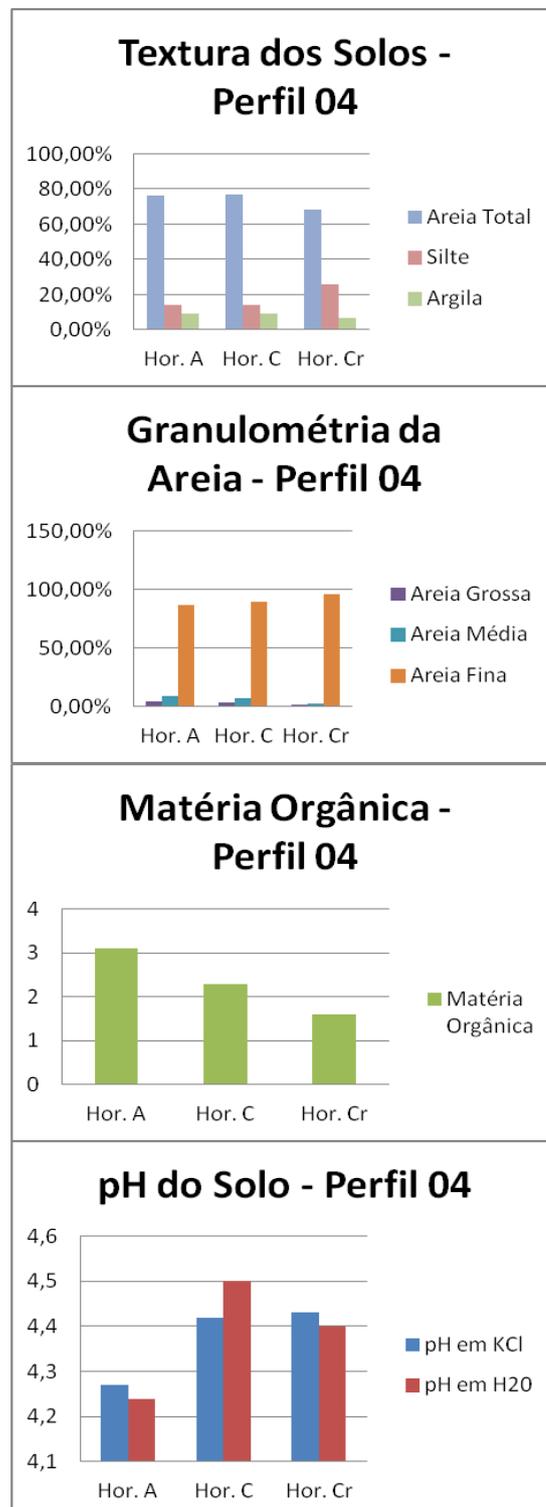
No perfil 04 há presença de 03 horizontes. O horizonte A possui 20 cm de espessura, o pH é 4,24 em H₂O e 4,27 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 3,1 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 9,40% de argila, 14,10% de silte e 76,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 4,50% de areia grossa, 9,20% de areia média e 86,30% de areia fina.

O horizonte C tem 50 cm de espessura, o pH é 4,5 em H₂O e 4,42 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,28 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 9% de argila, 14% de silte e 77% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 3,30% de areia grossa, 7,10% de areia média e 89,60% de areia fina.

No perfil foi encontrado um veio de quartzo de 19 cm de espessura, entre os horizontes C e Cr.

O horizonte Cr tem 41 cm de espessura, pH de 4,4 em H₂O e 4,43 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,6 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 6,50% de argila, 25,50% de silte, e 68% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 1,40% de areia grossa, 3% de areia média e 95,60% de areia fina.

Gráfico 04: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 04.



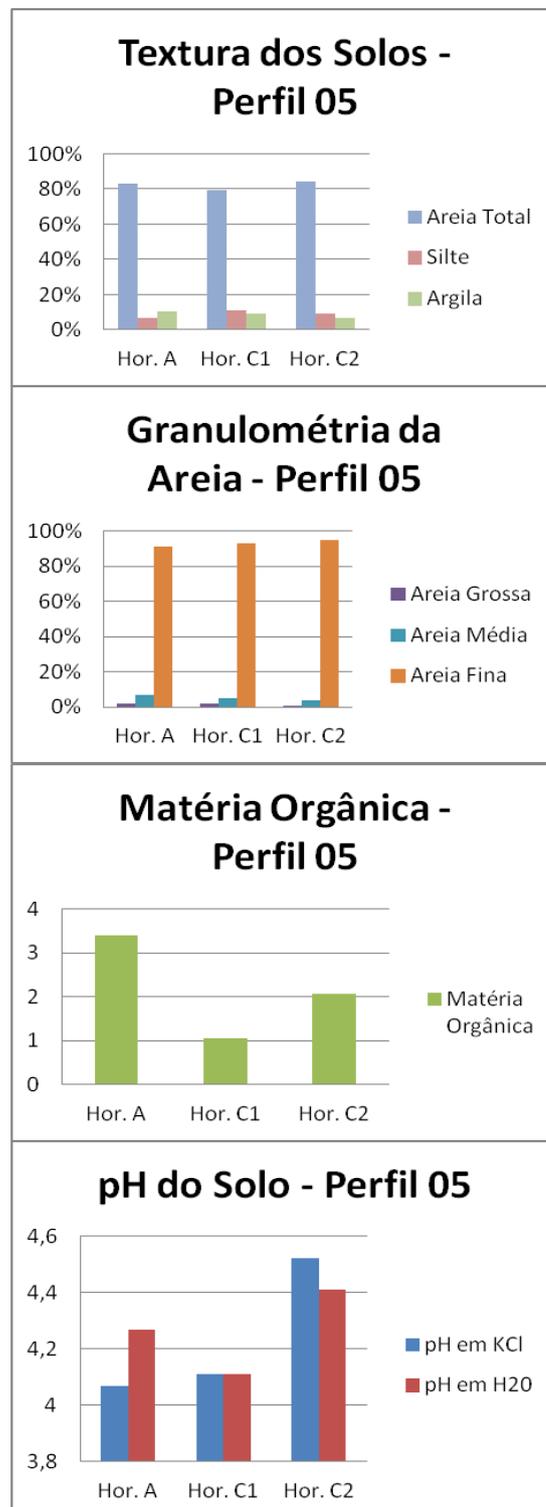
Perfil 05 – Gráfico 05 – Figura 06

No perfil 05 há presença de 03 horizontes. O horizonte A tem 10 cm de espessura, o pH é 4,27 em H₂O e 4,07 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 3,4 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 10,30% de argila, 6,70% de silte e 83% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2% de areia grossa, 7% de areia média e 91% de areia fina.

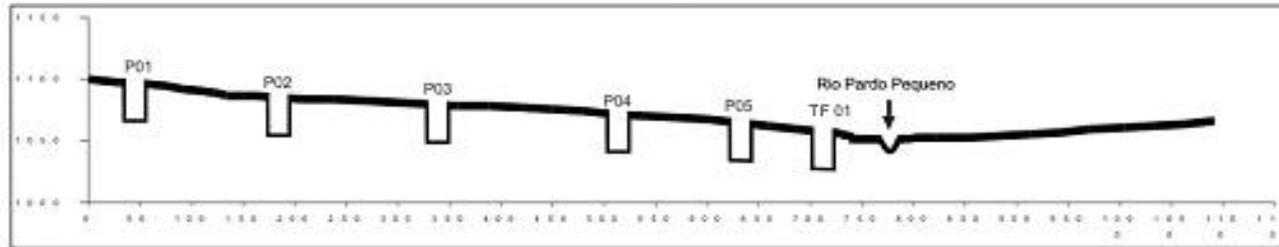
O horizonte C1 tem 60 cm de espessura, o pH é 4,11 em H₂O e 4,11 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,06 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 9,20% de argila, 11,30% de silte e 79,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2% de areia grossa, 5% de areia média e 93% de areia fina.

O horizonte C2 tem 30 cm de espessura, o pH é 4,41 em H₂O e 4,52 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,06 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 7% de argila, 9% de silte e 84% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 1% de areia grossa, 4% de areia média e 95% de areia fina.

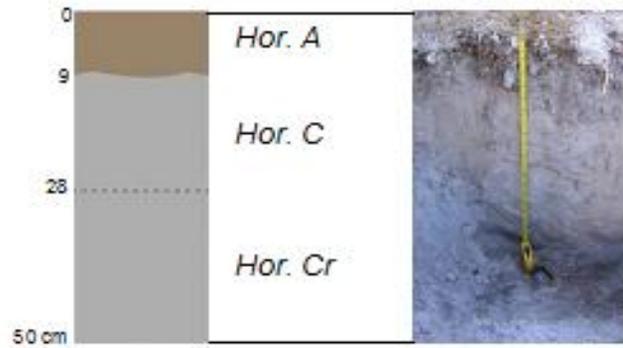
Gráfico 05: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 05.



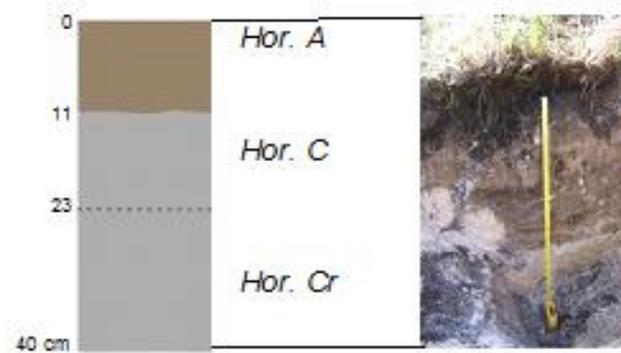
Perfil Topográfico 01 (PT 01)



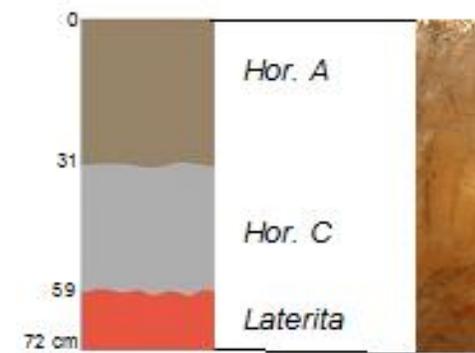
P01 RQ



P02 RQ



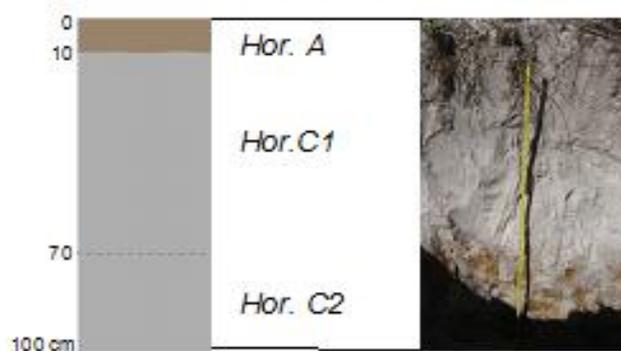
P03 RQ



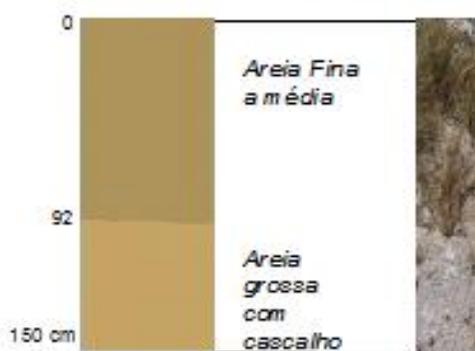
P04 RQ



P05 RQ



TF 01



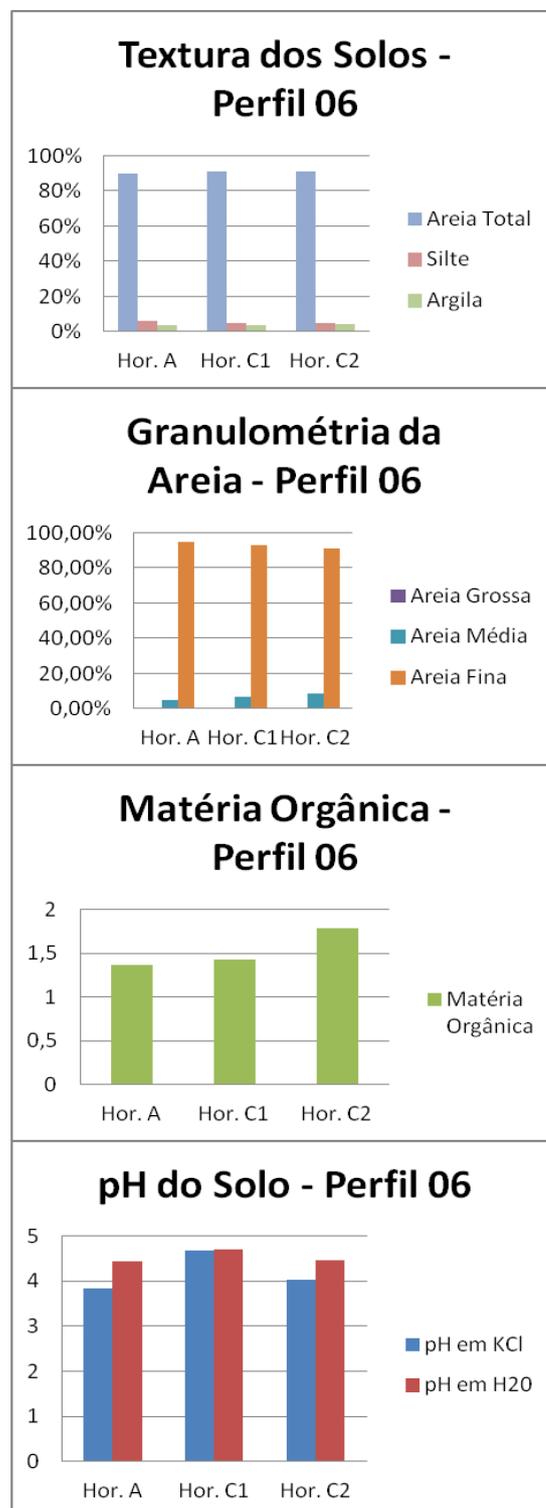
Perfil 06 – Gráfico 06 – Figura 07

No perfil 06 há presença de 03 horizontes. O horizonte A possui 10 cm de espessura, o pH é 4,43 em H₂O e 3,85 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,37 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 3,90% de argila, 6,10% de silte e 90% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,20% de areia grossa, 4,80% de areia média e 95% de areia fina.

O horizonte C1 há presença de 40 cm de espessura, o pH é 4,71 em H₂O e 4,69 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,43 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 3,90% de argila, 5,10% de silte e 91% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,50% de areia grossa, 6,50% de areia média e 93% de areia fina.

O horizonte C2 tem 60 cm de espessura, o pH é 4,46 em H₂O e 4,04 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,78 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 4,40% de argila, 4,60% de silte e 91% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,30 % de areia grossa, 8,70% de areia média e 91% de areia fina.

Gráfico 06: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 06.



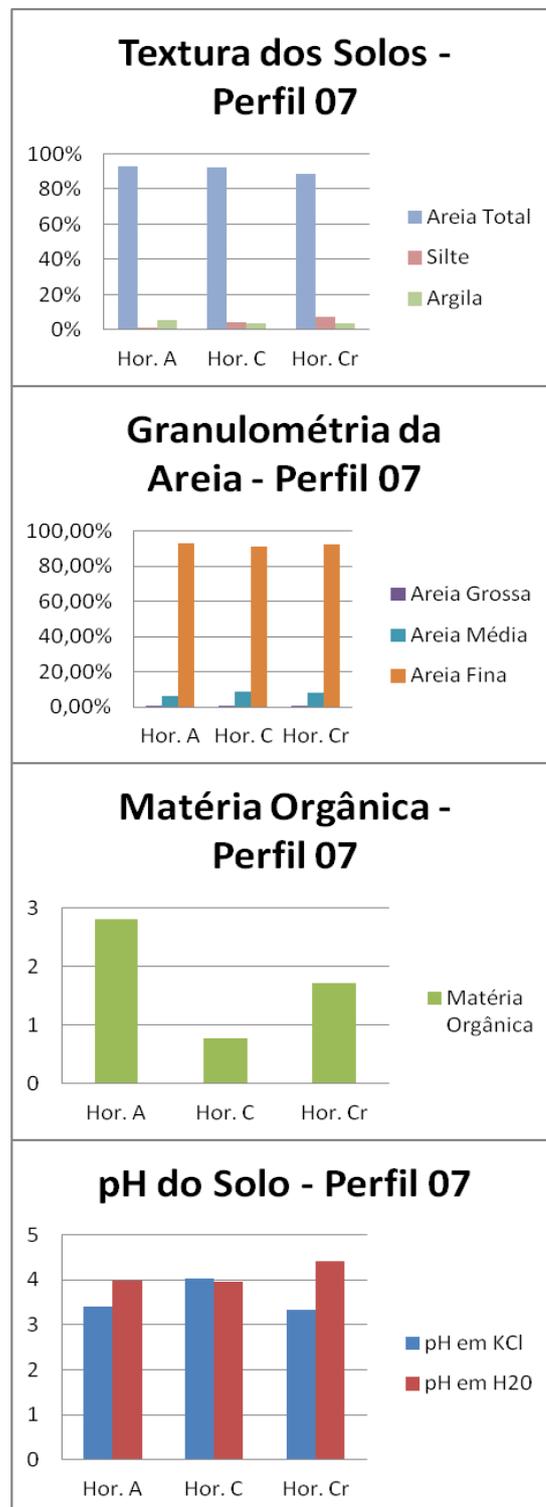
Perfil 07 – Gráfico 07 – Figura 07

No perfil 07 há presença de 03 horizontes. O horizonte A tem 24 cm de espessura, o pH é 3,99 em H₂O e 3,4 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,81 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 5,70% de argila, 1,30% de silte e 93% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,60% de areia grossa, 6,40% de areia média e 93% de areia fina.

O horizonte C tem 31 cm de espessura, o pH é 3,95 em H₂O e 4,02 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 0,78 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 3,70% de argila, 4,30% de silte e 92% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,30% de areia grossa, 8,70% de areia média e 91% de areia fina.

O horizonte Cr tem 30 cm de espessura, o pH é 4,42 em H₂O e 3,34 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,71 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 3,90% de argila, 7,50% de silte e 88,60% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,10% de areia grossa, 7,90% de areia média e 92% de areia fina.

Gráfico 07: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 07.



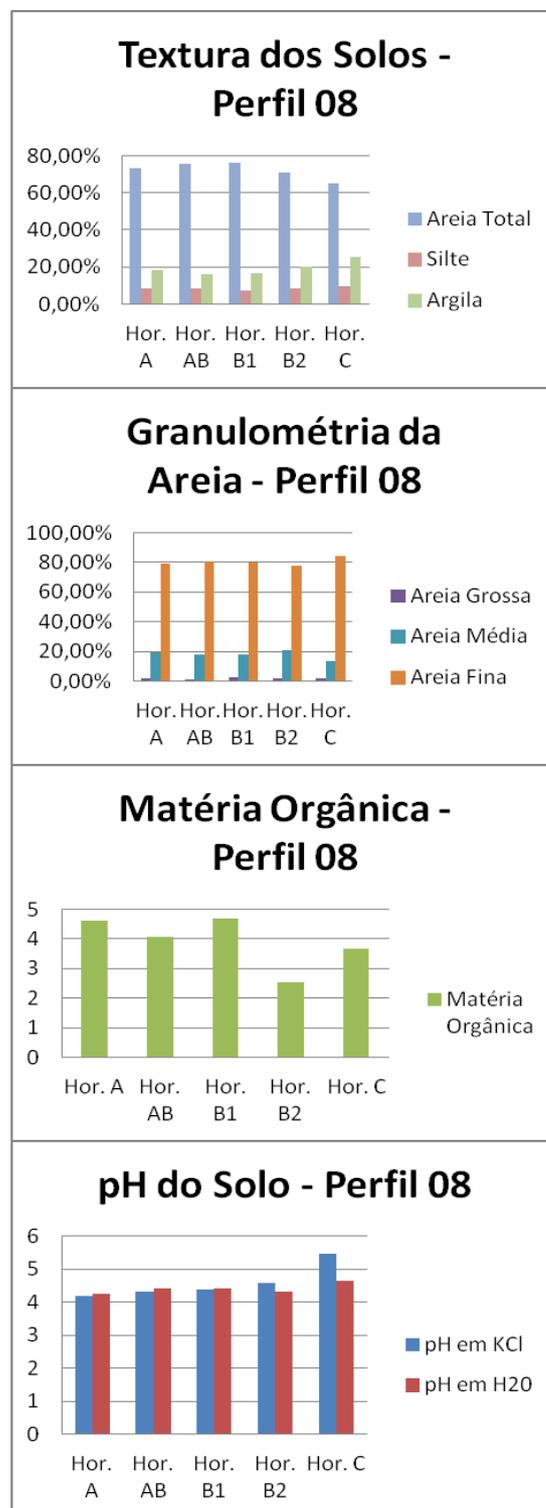
Perfil 08 – Gráfico 08 – Figura 07

No perfil 08 possui 05 horizontes. O horizonte A tem 15 cm de espessura, o pH é 4,24 em H₂O e 4,18 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 4,62 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 18,30% de argila, 8,20% de silte e 73,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2,10% de areia grossa, 19% de areia média e 78,90% de areia fina.

O horizonte AB tem 07 cm de espessura, o pH é 4,42 em H₂O e 4,3 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 4,07 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 16,30% de argila, 8,20% de silte e 75,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 1,30% de areia grossa, 18% de areia média e 80,70% de areia fina.

O horizonte B1 tem 14 cm de espessura, o pH é 4,4 em H₂O e 4,37 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 4,67 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 16,70% de argila, 7,30% de silte e 76% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2,20 % de areia grossa, 17,80% de areia média e 80% de areia fina.

Gráfico 08: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 08.



O horizonte B2 tem 54 cm de espessura, o pH é 4,31 em H₂O e 4,59 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,55 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 20,30% de argila, 8,70% de silte e 71% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2% de areia grossa, 20,50% de areia média e 77,50% de areia fina.

O horizonte C tem 17 cm de espessura, o pH é 4,65 em H₂O e 5,48 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 3,68 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 25,30% de argila, 9,70% de silte e 65% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 1,60 % de areia grossa, 13,80% de areia média e 84,60% de areia fina. Abaixo do horizonte C possui Laterita de 23 cm de espessura.

Gráfico 08: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 08.

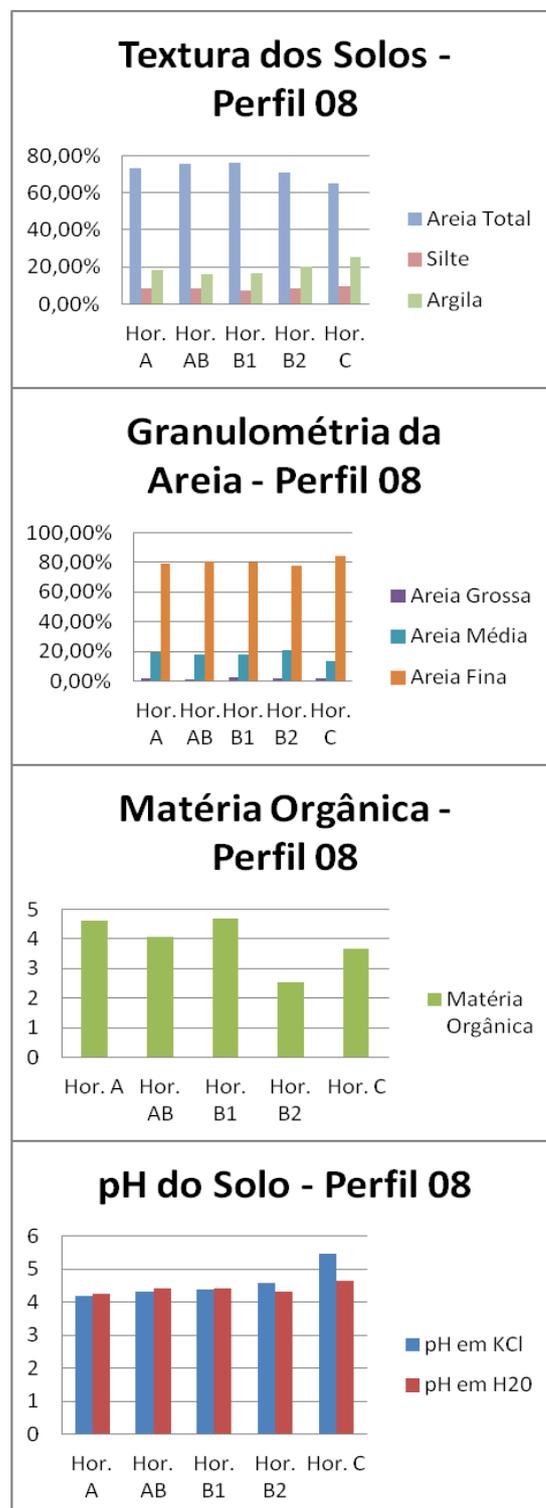
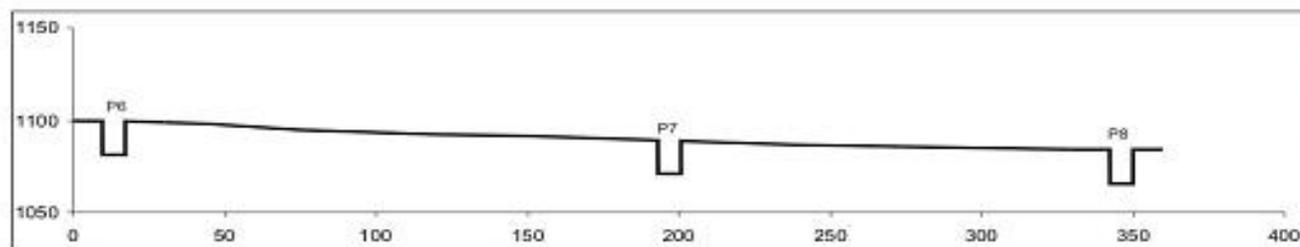
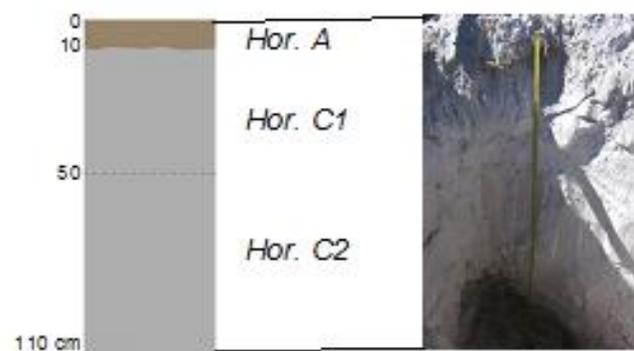


FIGURA 07: Perfil Topográfico 02

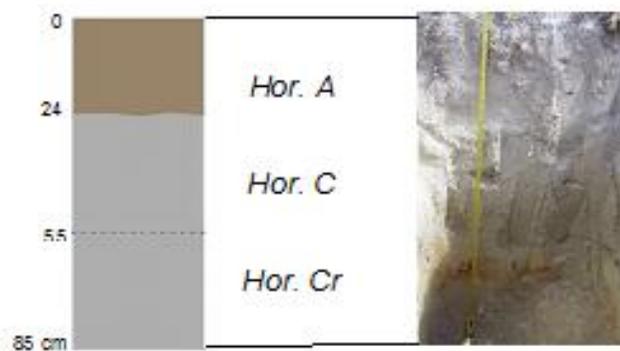
Perfil Topográfico 02 (PT 02)



P6 RQ



P7 RQ



P8 RQ



Perfil 09 – Gráfico 09 – Figura 08

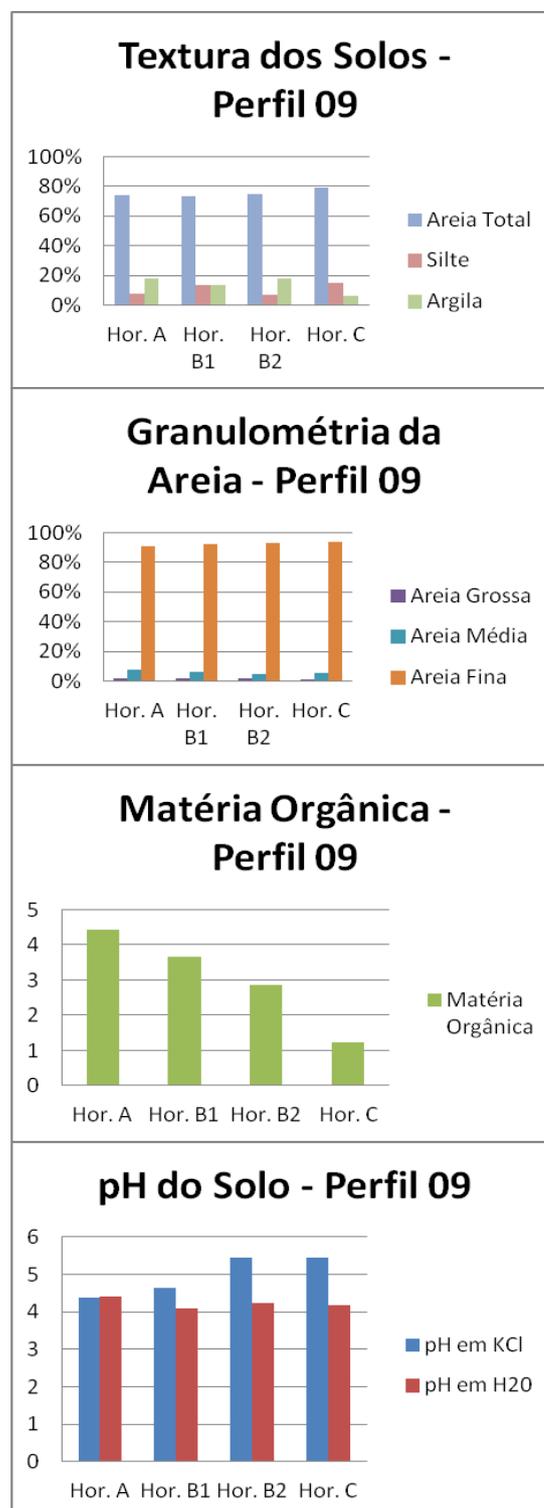
No perfil 09 há presença de 04 horizontes. O horizonte A tem 44 cm de espessura, o pH é 4,42 em H₂O e 4,37 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 4,43 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 18,20% de argila, 7,80% de silte e 74% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2% de areia grossa, 7,50% de areia média e 90,50% de areia fina.

O horizonte B1 tem 46 cm de espessura, o pH é 4,08 em H₂O e 4,64 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 3,65 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 13,50% de argila, 13,50% de silte e 73% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 1,50% de areia grossa, 6% de areia média e 92,50% de areia fina.

O horizonte B2 tem 60 cm de espessura, o pH é 4,23 em H₂O e 5,43 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,86 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 17,90% de argila, 7,10% de silte e 75% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2 % de areia grossa, 5% de areia média e 93% de areia fina.

O Horizonte C tem + 60 cm de espessura, o pH é 4,17 em H₂O e 5,45 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,24 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 6,30% de argila, 14,70% de silte e 79% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 1% de areia grossa, 5,40% de areia média e 93,60% de areia fina.

Gráfico 09: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 09.



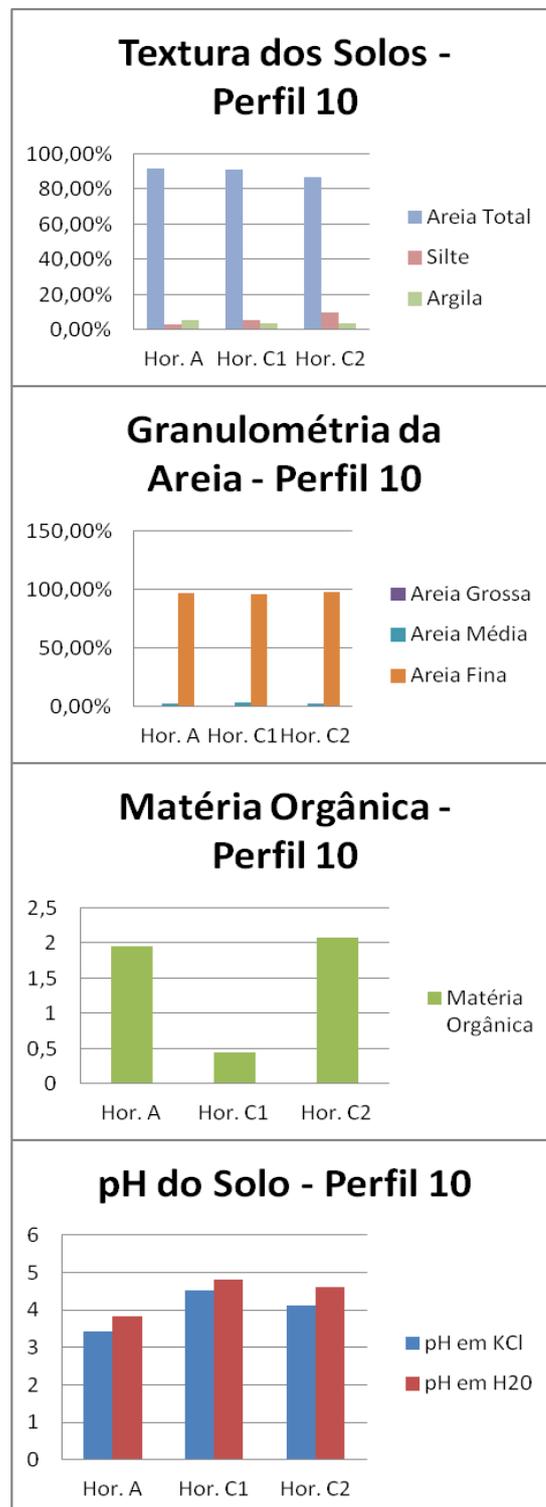
Perfil 10 – Gráfico 10 – Figura 08

No perfil 10 há presença de 03 horizontes. O horizonte A tem 37 cm de espessura, o pH é 3,82 em H₂O e 3,42 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,95 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 5,20% de argila 3,30% de silte e 91,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,60% de areia grossa, 2,70% de areia média e 96,70% de areia fina.

O horizonte C1 tem 27 cm de espessura, o pH é 4,81 em H₂O e 4,53 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 0,45 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 3,60% de argila, 5,20% de silte e 91,20% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,20% de areia grossa, 3,80% de areia média e 96% de areia fina.

O horizonte C2 tem 46 cm de espessura, o pH é 4,6 em H₂O e 4,12 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,08 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 3,90% de argila, 9,50% de silte e 86,60% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,20% de areia grossa, 2,30% de areia média e 97,50% de areia fina.

Gráfico 10: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 10.



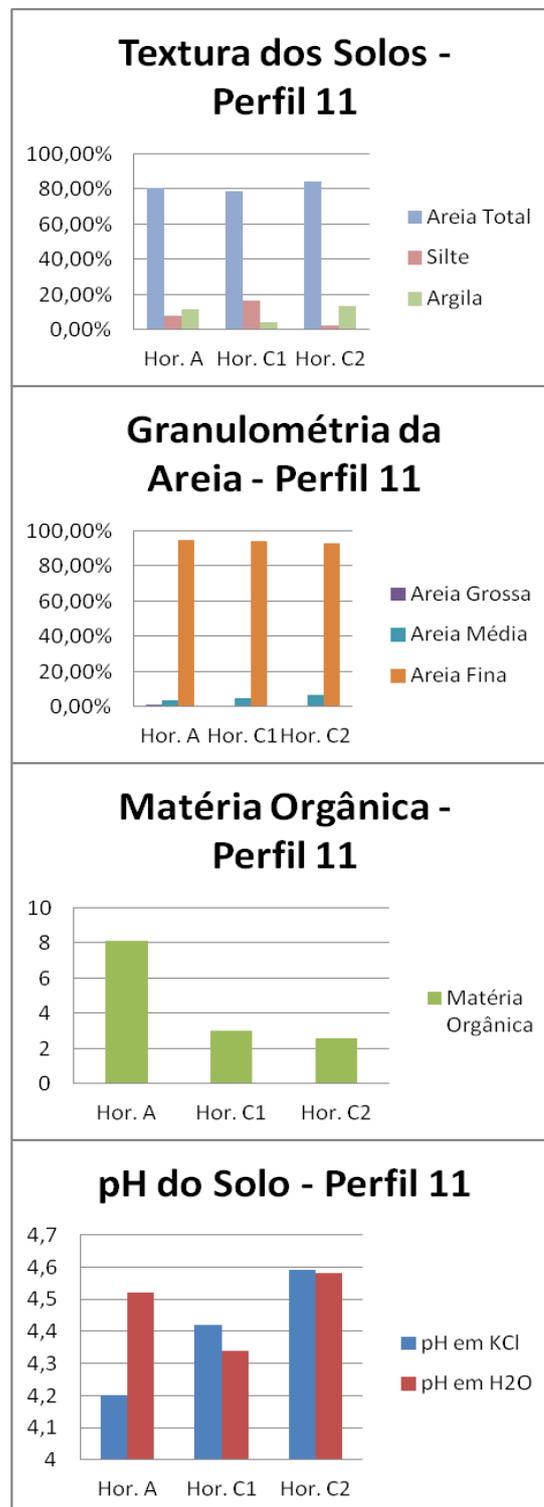
Perfil 11 – Gráfico 11 – Figura 08

No perfil 11 há presença de 03 horizontes. O horizonte A tem 35 cm de espessura, o pH é 4,52 em H₂O e 4,2 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 8,15 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 11,50% de argila, 8% de silte e 80,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 1,10% de areia grossa, 3,90% de areia média e 95% de areia fina.

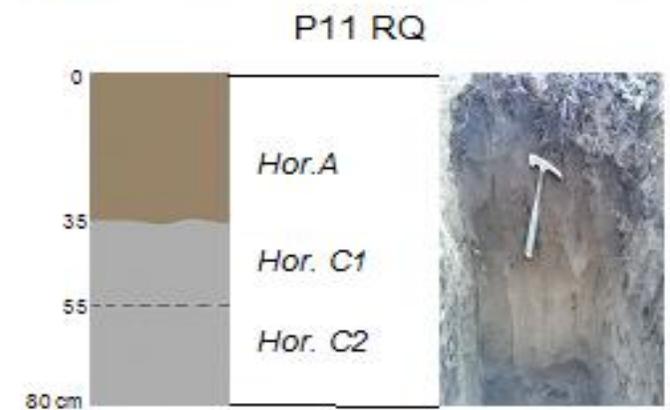
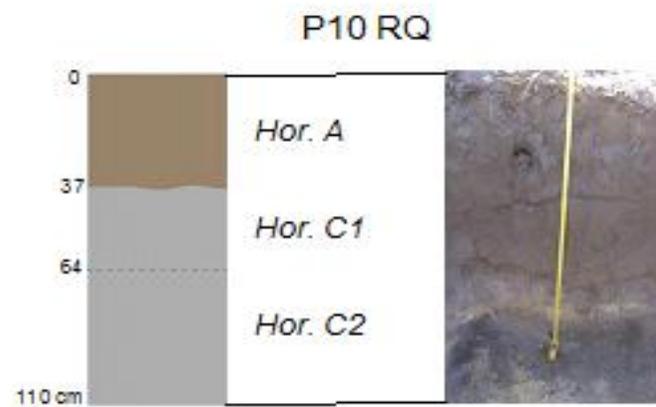
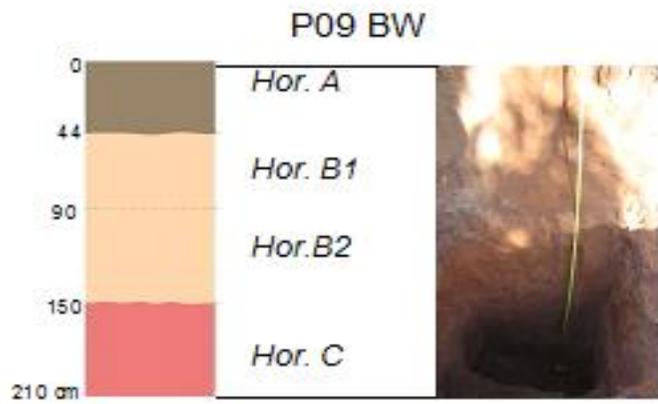
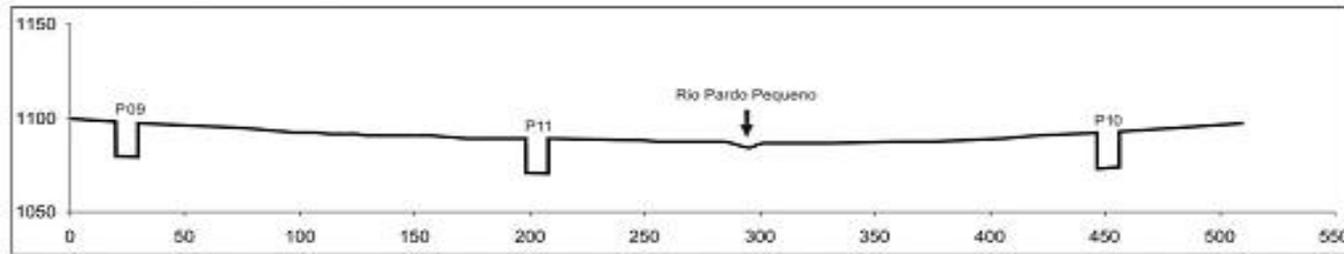
O horizonte C1 tem 20 cm de espessura, o pH é 4,34 em H₂O e 4,42 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,99 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 4,50% de argila, 16,50% de silte e 79% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,70% de areia grossa, 5% de areia média e 94,30% de areia fina.

O horizonte C2 tem 35 cm de espessura, o pH de 4,58 em H₂O e 4,59 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,6 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 13,20% de argila, 2,30% de silte e 84,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,70% de areia grossa, 6,50% de areia média e 92,80% de areia fina.

Gráfico 11: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 11.



Perfil Topográfico 03 (PT 03)

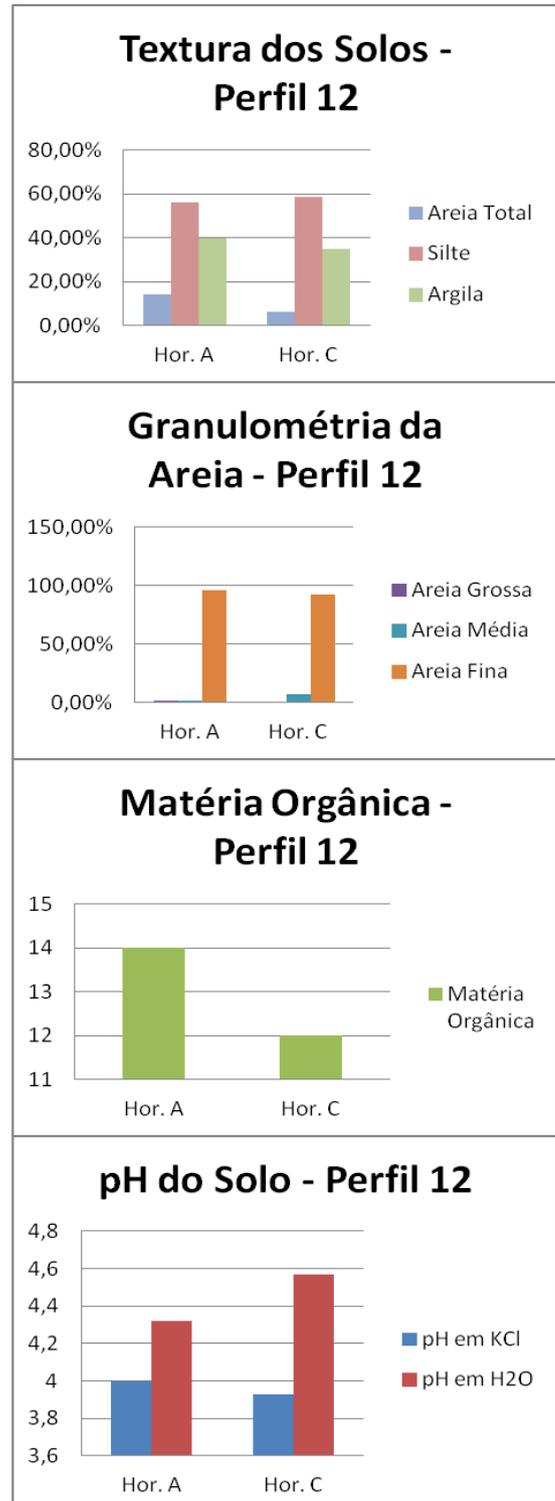


Perfil 12 – Gráfico 12 – Figura 09

No perfil 12 há presença de 02 horizontes. O horizonte A tem 30 cm de espessura, o pH é 4,32 em H₂O e 4 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 14 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 39,90% de argila, 56% de silte e 14,10% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2,10% de areia grossa, 2,10% de areia média e 95,80% de areia fina.

O horizonte C tem 19 cm de espessura, o pH é 4,57 em H₂O e 3,93 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 12 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 35% de argila, 58,50% de silte e 6,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,80% de areia grossa, 6,90% de areia média e 92,30% de areia fina.

Gráfico 12: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 12.



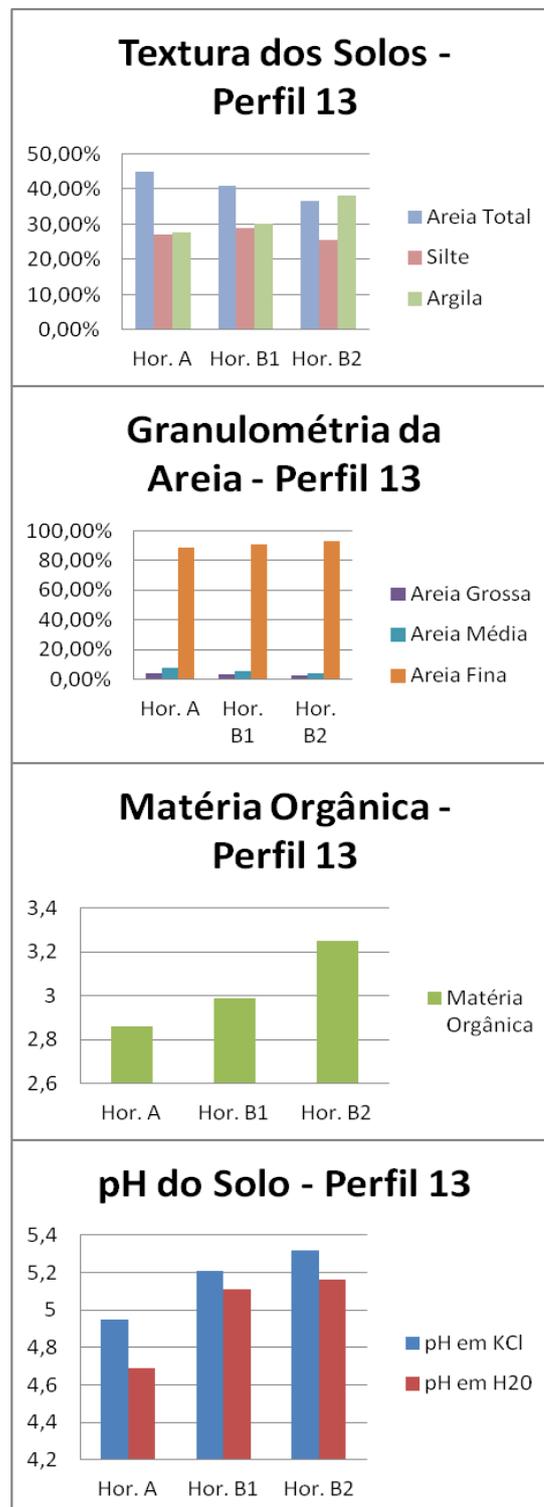
Perfil 13 – Gráfico 13 – Figura 09

No perfil 13 há presença de 03 horizontes. O horizonte A tem 29 cm de espessura, o pH é 4,69 em H₂O e 4,95 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,86 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 27,80% de argila, 27,20% de silte e 45% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 3,80% de areia grossa, 7,80% de areia média e 88,40% de areia fina.

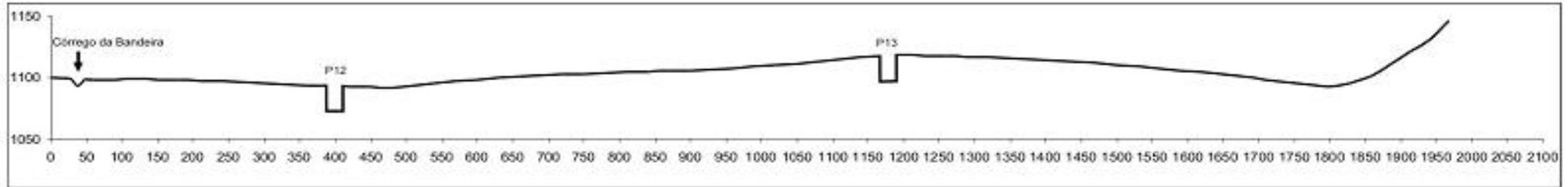
O horizonte B1 tem 42 cm de espessura, o pH é 5,11 em H₂O e 5,21 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,99 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 30,20% de argila, 29% de silte e 40,80% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 3,60% de areia grossa, 5,20% de areia média e 91,20% de areia fina.

O horizonte B2 tem mais de 99 cm de espessura, o pH é 5,16 em H₂O e 5,32 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 3,25 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 38,00% de argila, 25,50% de silte e 36,50% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2,50% de areia grossa, 4,20% de areia média e 93,30% de areia fina.

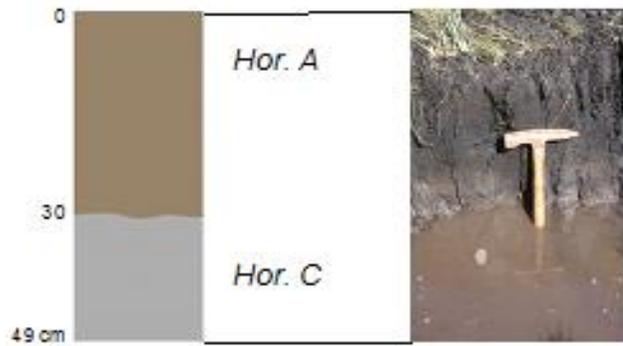
Gráfico 13: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 13.



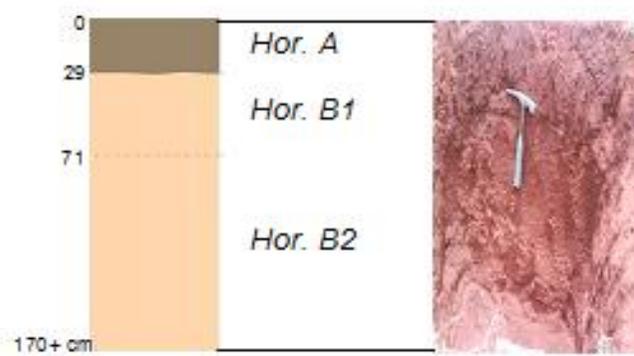
Perfil Topográfico 04 (PT 04)



P12 RY



P13 BW

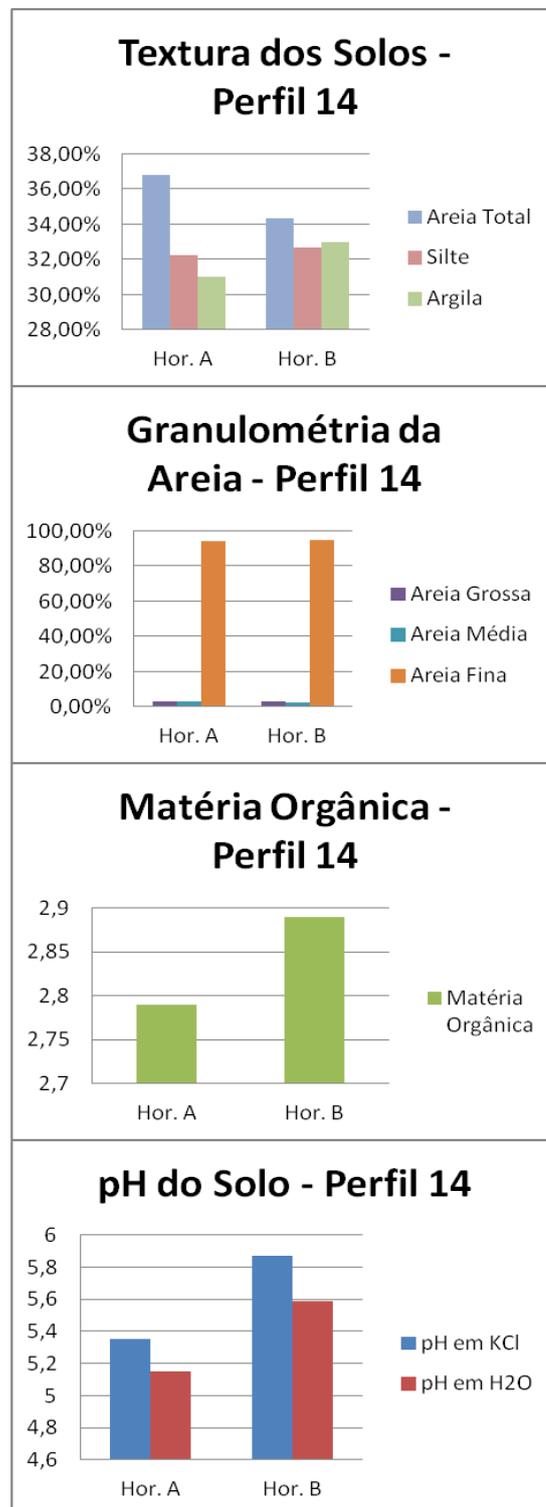


Perfil 14 – Gráfico 14 – Figura 10

No perfil 14 há presença de 02 horizontes. O horizonte A tem 27 cm de espessura, o pH é 5,15 em H₂O e 5,35 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,79 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 31% de argila, 32,22% de silte e 36,78% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2,98% de areia grossa, 2,80% de areia média e 94,22% de areia fina.

O horizonte B tem mais de 73 cm de espessura, o pH é 5,59 em H₂O e 5,87 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,89 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 33% de argila, 32,68% de silte e 34,32% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 3,12% de areia grossa, 2,20% de areia média e 94,68% de areia fina.

Gráfico 14: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 14.

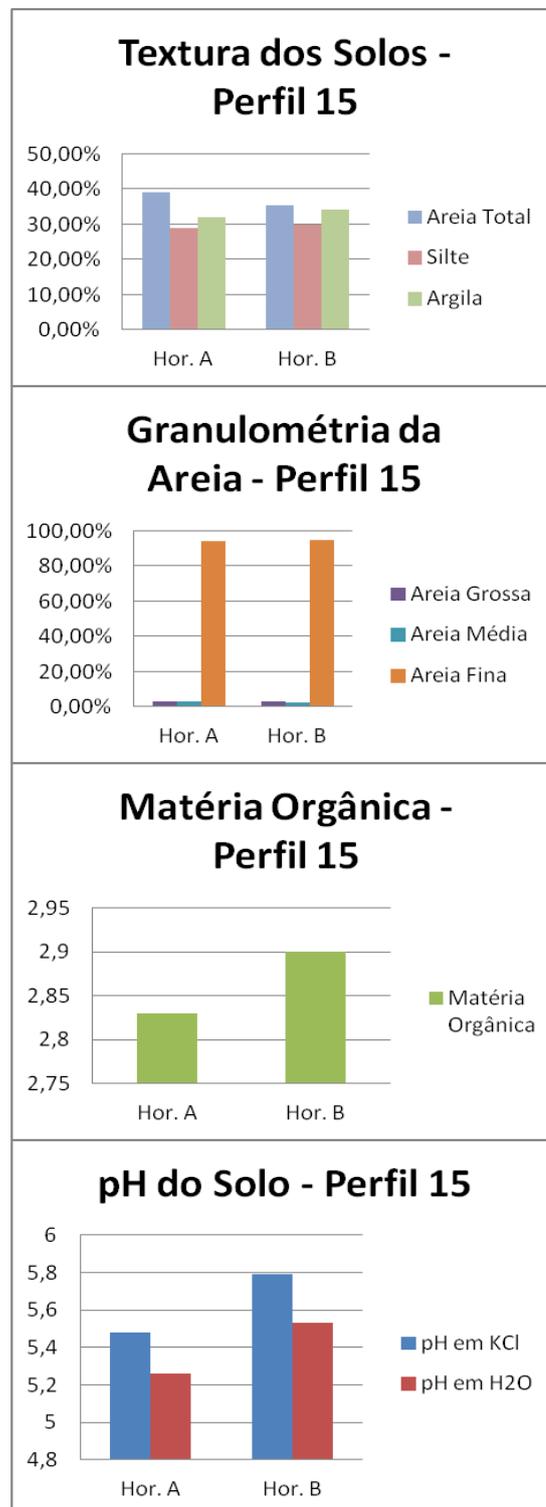


Perfil 15 – Gráfico 15 – Figura 10

No perfil 15 há presença de 02 horizontes. O horizonte A tem 25 cm de espessura, o pH é 5,26 em H₂O e 5,48 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,83 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 32% de argila, 29% de silte e 39% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2,89% de areia grossa, 3,20% de areia média e 93,91% de areia fina.

O horizonte B tem mais de 75 cm de espessura, o pH é 5,53 em H₂O e 5,79 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 2,9 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 34% de argila, 29,77% de silte e 35,23% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 2,93% de areia grossa, 2,30% de areia média e 94,77% de areia fina.

Gráfico 15: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 15.

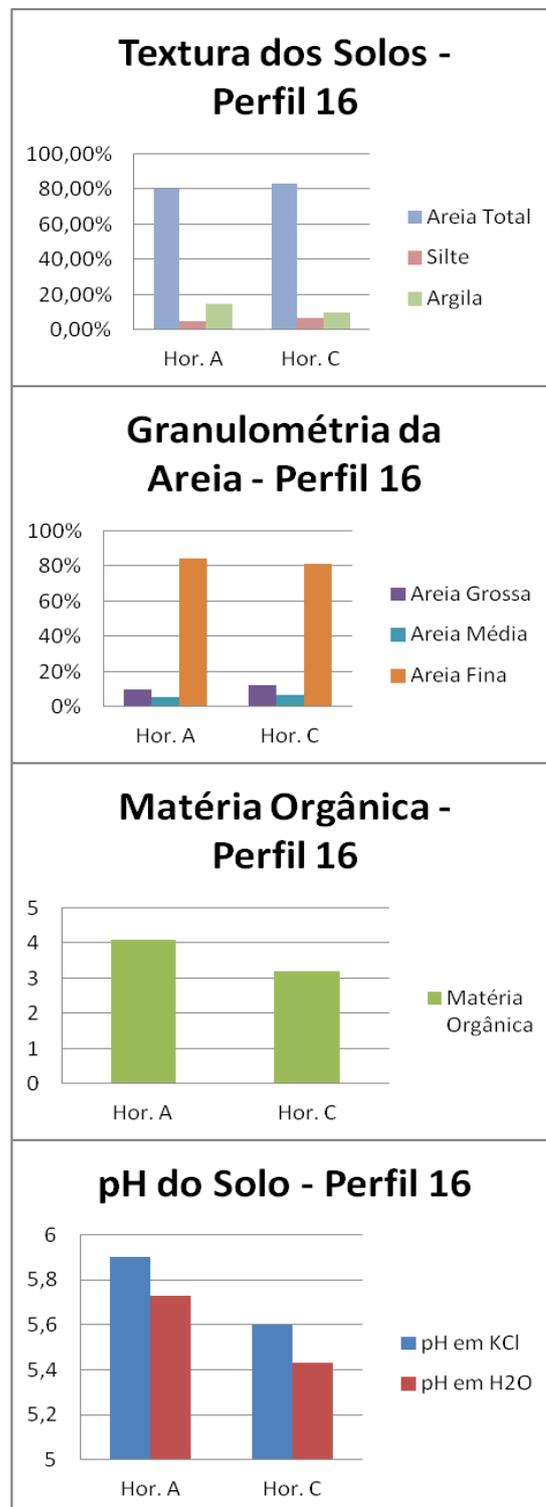


Perfil 16 – Gráfico 16 – Figura 10

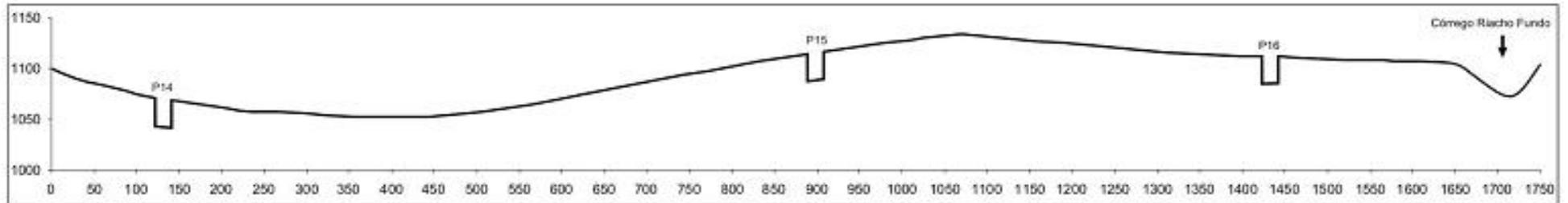
No perfil 16 há presença de 02 horizontes. O horizonte A tem 13 cm de espessura, o pH é 5,73 em H₂O e 5,9 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 4,1 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 15% de argila, 5% de silte e 80% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 10% de areia grossa, 5,50% de areia média e 84,50% de areia fina.

O horizonte C tem 95 cm de espessura, o pH é 5,43 em H₂O e 5,6 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 3,2 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 10% de argila, 7% de silte e 83% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 12% de areia grossa, 6,80% de areia média e 81,20% de areia fina.

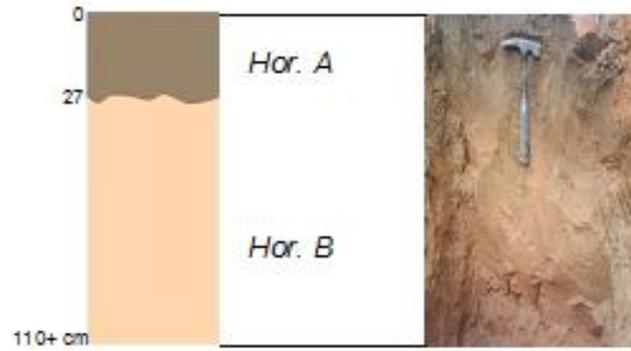
Gráfico 16: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 16.



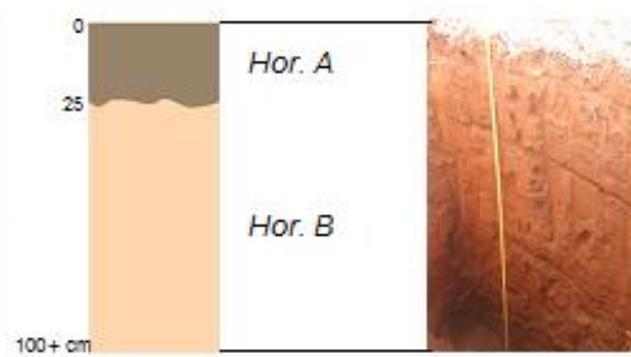
Perfil Topográfico 05 (PT 05)



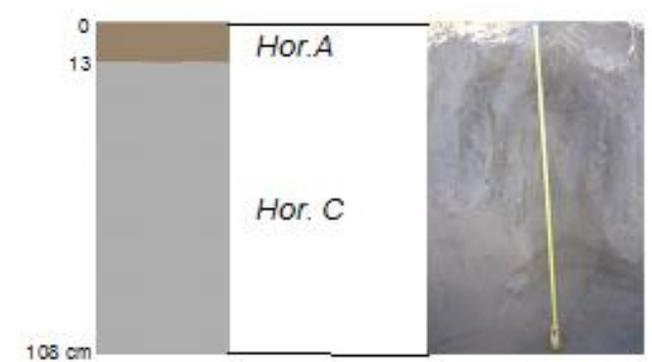
P14 Bw



P15 Bw



P16 RY

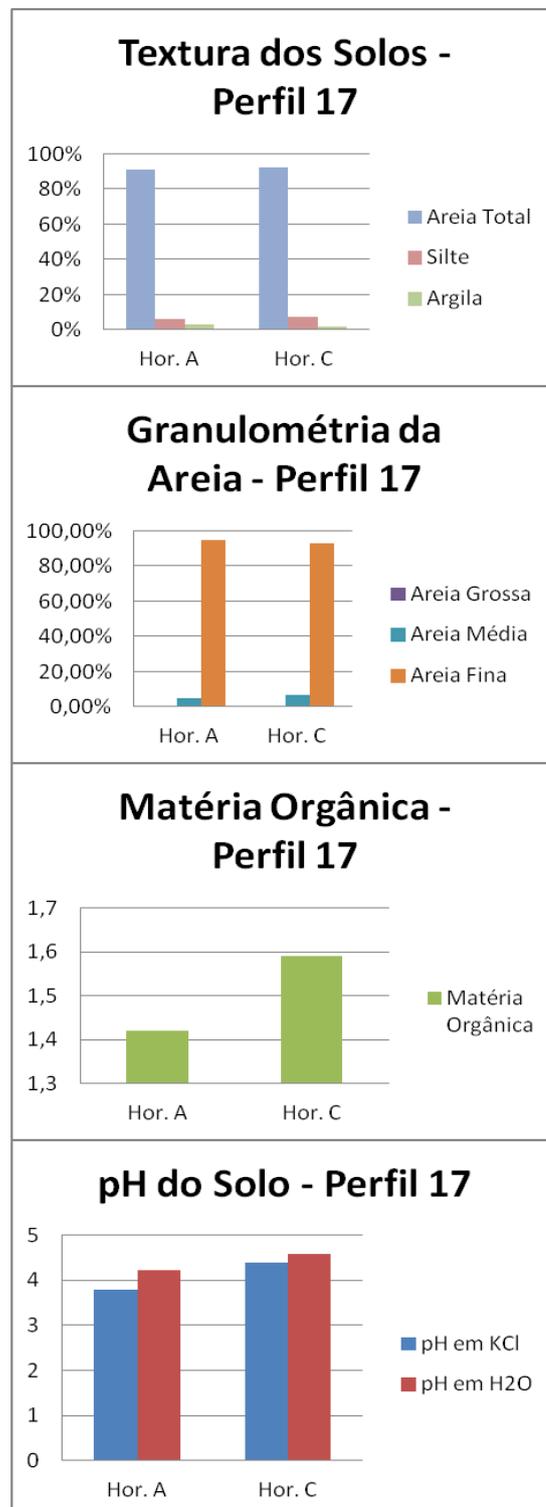


Perfil 17 – Gráfico 17 – Figura 11

No perfil 17 há presença de 02 horizontes. O horizonte A tem 05 cm de espessura, o pH é 4,23 em H₂O e 3,79 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,42 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 2,90% de argila 6,10% de silte e 91% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,30% de areia grossa, 4,70% de areia média e 95% de areia fina.

O horizonte C tem 10 cm de espessura, o pH é 4,59 em H₂O e 4,39 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,59 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 1,90%, de argila, 7,10% de silte e 92% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,40% de areia grossa, 6,60% de areia média e 93% de areia fina.

Gráfico 17: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 17.

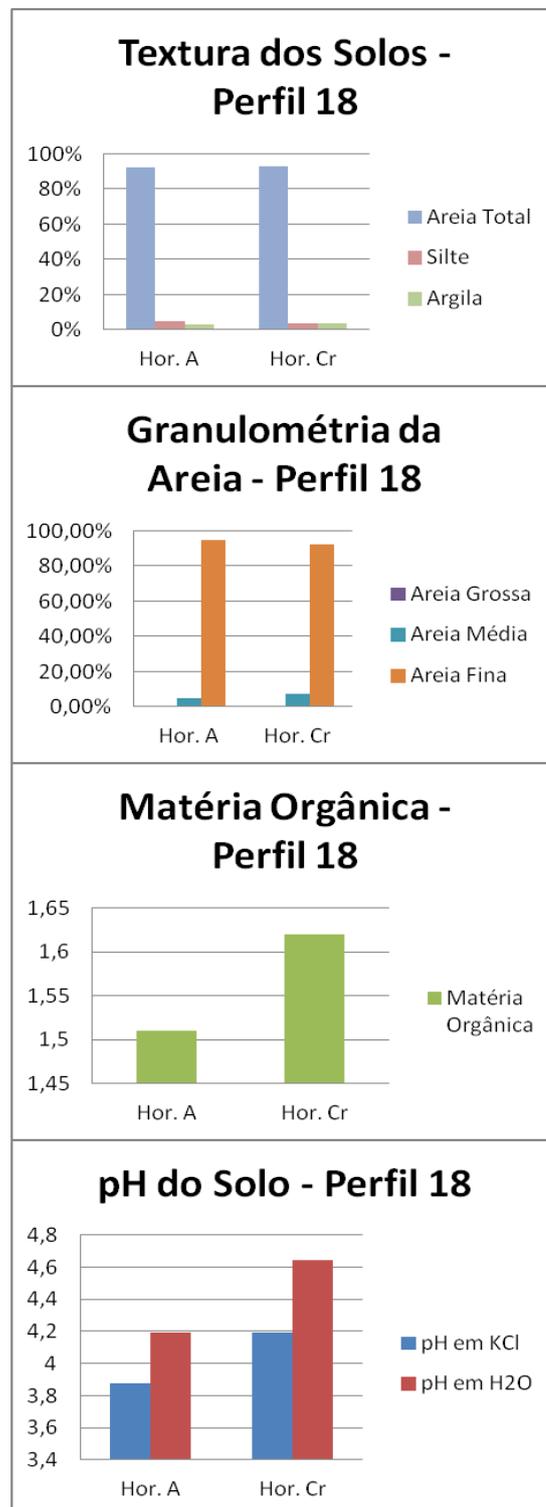


Perfil 18 – Gráfico 18 – Figura 11

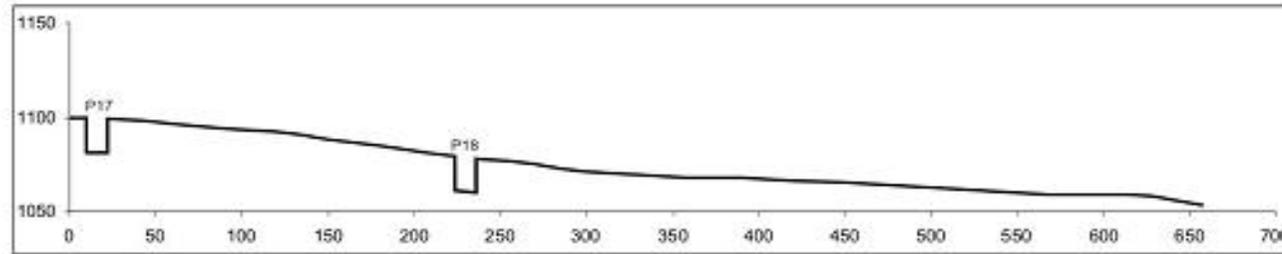
No perfil 18 há presença de 02 horizontes. O horizonte A tem 15 cm de espessura, o pH é 4,19 em H₂O e 3,88 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,51 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 3% de argila, 5% de silte e 92% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,20% de areia grossa, 4,80% de areia média e 95% de areia fina.

O horizonte Cr tem 25 cm de espessura, o pH é 4,64 em H₂O e 4,19 em KCl. O teor de matéria orgânica é de 1,62 dag kg⁻¹. Sua textura é composta por: 3,50% de argila, 3,50% de silte e 93% de areia, sendo a mesma dividida na seguinte proporção: 0,80% de areia grossa, 7,20% de areia média e 92% de areia fina.

Gráfico 18: Textura dos Solos, Granulometria da Areia, Matéria Orgânica e pH de Solo do Perfil 18.

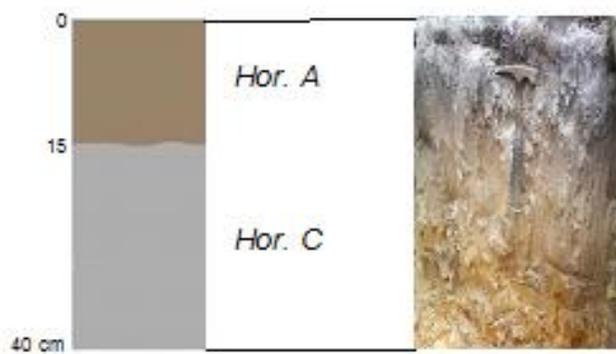
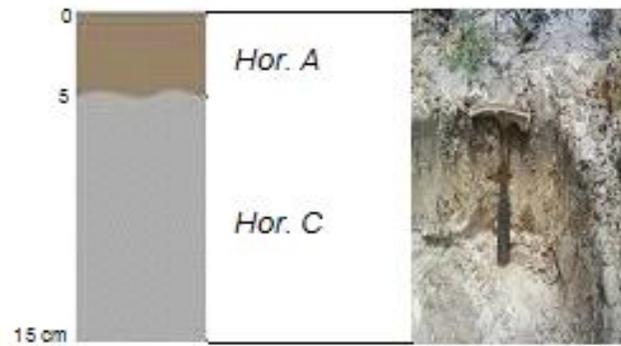


Perfil Topográfico 06 (PT 06)



P17 RQ

P18 RQ



6.2. Características da Toposequência

A toposequência 01 (Fig. 12) tem 1100 metros de comprimento e sua altitude varia de 1000 a 1100 metros. Foi realizada na localidade de Mendes, próxima a estrada de ferro Centro Norte, no médio curso do Rio Pardo Pequeno. A toposequência compreende os perfis topográficos 01, 02, 03, 04, 05 e o Terraço Fluvial 01. O perfil 01 se localiza a 50 metros do inicio da toposequência, o perfil 02 se localiza a 200 metros do inicio, o perfil 03 se localiza a 350 metros do inicio, o perfil 04 se localiza a 500 metros do inicio, o perfil 05 se localiza a 650 metros do inicio e o terraço fluvial se localiza a 700 metros do inicio. O Rio Pardo Pequeno se localiza a 800 metros do inicio da toposequência e uma altitude aproximada de 1050 metros.

A toposequência 02 (Fig. 12) tem 400 metros de comprimento e sua altitude varia de 1050 a 1000 metros. Foi realizada na localidade de Pau Grande, a 5 Km da BR 220 que dá acesso a cidade de Conselheiro Mata. A toposequência compreende os perfis 06, 07 e 08. O perfil 06 se localiza no inicio da toposequência, o perfil 07 se localiza a 200 metros do inicio e o perfil 08 se localiza a 350 metros do inicio.

A toposequência 03 (Fig. 12) tem 500 metros de comprimento e sua altitude varia de 1050 a 1100 metros. Foi realizada próxima a Serra Tromba Danta. A toposequência compreende os perfis 09, 10 e 11. O perfil 09 se localiza no inicio da toposequência, o perfil 10 se localiza a 450 metros do inicio e o perfil 11 se localiza a 300 metros do inicio. Entre os perfis 10 e 11 e a 350 metros do inicio da toposequência, se localiza o Rio Pardo Pequeno.

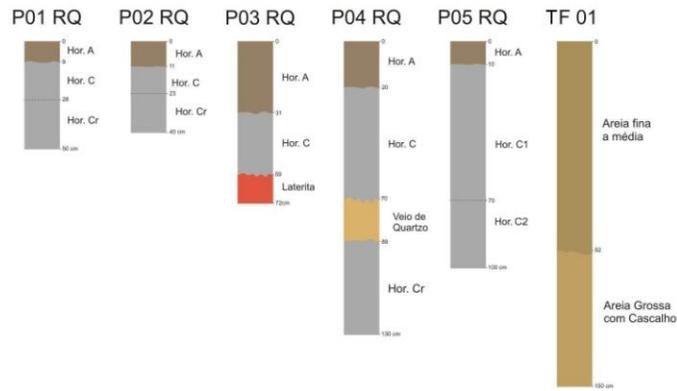
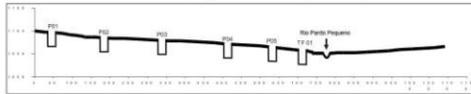
A toposequência 04 (Fig. 12) tem 2000 metros de comprimento e sua altitude varia de 1050 a 1150 metros. Esta localizada na Fazenda Poções. A toposequência compreende os perfis 12 e 13. O perfil 12 se localiza a 400 metros do inicio e o perfil 13 se localiza a 1150 metros do inicio. Logo no inicio da toposequência, se encontra o Córrego da Bandeira, afluente do Rio Pardo Pequeno.

A toposequência 05 (Fig. 12) tem 1750 metros de comprimento e sua altitude varia de 1050 a 1150 metros. Esta localizada na Fazenda Batatal. A toposequência compreende os perfis 14, 15 e 16. O perfil 14 se localiza a 150 metros do inicio, o perfil 15 se localiza a 900 metros do inicio e o perfil 16 se localiza a 1450 metros do inicio. A 1700 metros do inicio da toposequência se localiza o Córrego Riacho Fundo.

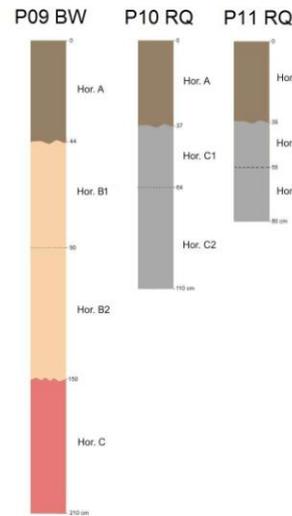
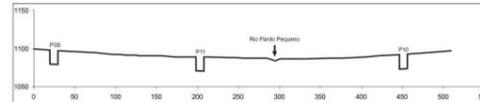
A toposequência 06 (Fig. 12) tem 700 metros de comprimento e sua altitude varia de 1050 a 1100 metros. Esta localizada entre a Serra do Pasmarr e o Córrego do Pasmarr. A toposequência compreende os perfis 17 e 18. O perfil 17 se localiza no inicio e o perfil 18 se localiza a 250 metros do inicio.

Perfis topográficos

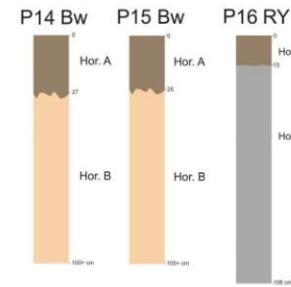
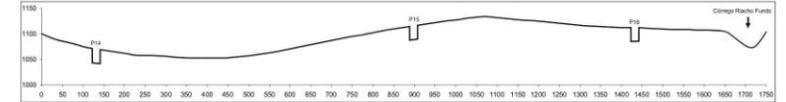
Perfil Topográfico 01 (PT 01)



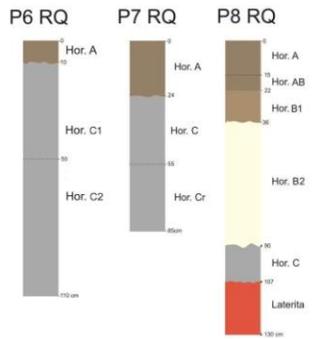
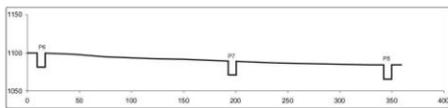
Perfil Topográfico 03 (PT 03)



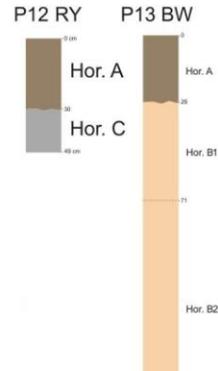
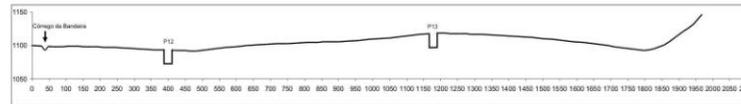
Perfil Topográfico 05 (PT 05)



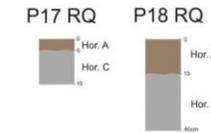
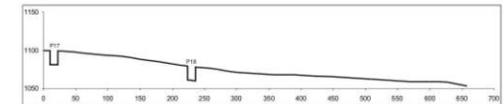
Perfil Topográfico 02 (PT 02)



Perfil Topográfico 04 (PT 04)



Perfil Topográfico 06 (PT 06)



6.3. Resultados das Análises dos Solos

6.3.1. A Textura dos Solos

Os gráficos 01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 09 10, 11, 12, 17 e 18 mostram que os perfis que estão sobre as rochas quartzíticas possuem alta concentração de areia (exceção dos perfis 13, 14, 15, 16) caracterizando estes solos, portanto, como arenosos. Tendo em vista a composição textural e o baixo grau de intemperismo do quartzo, esses solos são classificados como Neossolos Quartzarênicos, ou então como Neossolos Litólicos, dependendo do percentual de areia em cada um deles.

Estes resultados apenas confirmam que em litologias de rochas predominantemente compostas de quartzo e presença de titânio (Tab. 06), em função da difícil intemperização destes em frações menores, o teor de areia dos solos tende a ser muito alto, e o de argila muito baixo (OLIVEIRA, 2007).

Em função disto, Selby (1993) ao descrever as características de solos arenosos, destaca que estes são pouco coesivos, pois adsorvem pouca água e não possuem ligações eletrostáticas entre os grãos de areia, funcionando, desta forma, como corpos quimicamente inertes.

Para Troeh e Thompson (2007), solos arenosos são pobres em matéria orgânica, além de possuírem uma baixa capacidade de retenção de água. Como as areias não possuem cargas elétricas, estas por sua vez não atraem íons em sua superfície, fazendo com que as perdas por lixiviação tendam a ser muito maiores do que em solos argilosos. Spera *et. al.* (1998), ao estudarem solos arenosos na região do cerrado brasileiro, semelhantes aos encontrados na área de estudo, afirmam que os mesmos são constituídos basicamente por quartzos. Os autores (*op. cit.*) encontraram solos com elevada suscetibilidade à erosão, uma drenagem excessiva que favorece a lixiviação de nutrientes, alta porosidade com predomínio de macroporos, baixos teores de retenção de água, e uma elevada permeabilidade e taxa de infiltração.

Os gráficos 01 a 18, também mostra uma larga predominância de areia fina, e baixo percentual de areia grossa nos solos da região estudada. A primeira explicação mais direta para tal fato está relacionada ao tipo de quartzo da área fonte, proveniente da Formação Galho do Miguel, formada por quartzitos de textura fina, de origem eólica.

No entanto, não se pode desconsiderar o fato de que estes solos vêm sendo erodidos e intemperizados, tanto do ponto de vista químico, quanto físico, ao longo de uma larga escala de tempo. Em condições favoráveis, os quartzos de diâmetro maiores acabam por se quebrar, formando diâmetros menores.

Também, são comumente encontradas nestes solos concreções ferruginosas, indicando uma ação cimentante dos óxidos de ferro sobre essas frações mais grosseiras. Figueiredo (1999) observou, nos solos da região de Gouveia, que os óxidos de ferro em frações muito pequenas podem aglutinar as argilas, podendo se comportar como pseudo-silte e mesmo areia fina. Também Augustin (1979), encontrou processo semelhante de aglutinação de argilas por gypsum, em margas no sul da Espanha, provocando um aumento da granulometria de argila para silte e areia fina, mas sem a formação de crosta laterítica.

Embora Augustin (1979) e Figueiredo (1999) tenham trabalhado em solos formados em rochas diferenciadas, uma sedimentar, e a outra ígnea, cristalina, respectivamente, em ambas, os solos contam com granulometrias predominantemente finas, mas que mostram em condições de campo, aumento das frações mais grossas. Isto indica que o processo é amplo e pode ocorrer em qualquer formação litológica, desde que haja condições geoquímicas que levem à aglutinação de partículas de argila.

No caso da área de estudo, as concreções ferruginosas adquirem alta resistência ao intemperismo e aos processos erosivos mecânicos, embora chegue a formar alguns “cascalhos”. A maior resistência das lateritas é explicada, entre outros, por Paton (1978) e Levinson (1980). Eles dividem os elementos químicos em três grupos de acordo com o potencial iônico e solubilidade, nos quais o grupo dos cátions e o grupo dos aniônicos são solúveis, enquanto o grupo dos oxi-hidróxidos é insolúvel. Assim, ao formar as lateritas a partir da oxidação do ferro, estas se tornam insolúveis adquirindo grande resistência ao intemperismo.

Já a formação do material mais solto, seria, de acordo com Resende *et al.* (2005), resultantes do fato de que os materiais grosseiros resistentes como o quartzo e materiais enriquecidos ou cimentados pelos óxidos de ferro, não são ativamente destruídos pelo intemperismo e nem removidos pelo sistema de erosão, gerando, assim, superfícies cascalhentas.

Segundo Birkeland (1984), como os cátions comuns no solo têm mobilidade muito maior do que o ferro e o alumínio, estes últimos se mantêm no solo por precipitação como óxidos e hidróxidos, e podem reagir com a sílica, dependendo da sua concentração, para formação de novos minerais de argila ou de lateritas. Isto explica o fato que a maioria das concreções ferruginosas encontradas nos solos arenosos sobre as rochas quartzíticas da área de estudo seja de pequenos nódulos cascalhentos que variam de 1 a 5 cm de diâmetro, com exceção do perfil 08, onde foram encontradas lateritas com nódulos maiores do que 10 cm de

diâmetro, de grande resistência, fato que inviabilizou o prosseguimento das perfurações do solo.

A segunda fração mais abundante nos solos da área é o silte (Gráficos 01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 10, 12, 17 e 18), que segundo Resende (1997), é importante para identificar solos jovens, pois esta é a partícula mais instável do solo. As concentrações de silte não variam muito, tendendo a encontrar-se dentro de um mesmo padrão em todos os perfis analisados.

É importante ressaltar que estes solos são jovens, não em função do pouco tempo de exposição da rocha em superfície, e sim pela dificuldade de intemperismo das rochas quartzíticas. De acordo com Salgado (2006), a taxa de intemperismo em rochas quartzíticas é de 3 metros por milhão de anos e, portanto, para formar um manto de intemperismo em torno de um metro sobre este tipo de rocha é necessário um longo tempo de atuação de processos físicos e químicos sob condições quentes e úmidas, o que reforça a interpretação da longa estabilidade climática e tectônica da área.

De acordo com Oliveira (2008), a fração silte é determinante na presença de meso e micro poros e, conseqüentemente, na retenção de água. Moss (1991) ao realizar um trabalho relacionando as frações areia e silte, mostrou que solos siltosos favorecem o selamento do solo, dificultando o aumento das taxas de infiltração e promovendo maior escoamento superficial, o que pode levar a maior erosividade dos solos. Tal fato pode ser constatado em campo da área de estudo, uma vez que nos solos eram mais siltosos foi detectado maior densidade de erosões em sulcos.

As baixas concentrações de argilas dos solos que se encontram sobre as rochas quartzíticas (Gráficos 01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 10, 12, 17 e 18), por outro lado, decorrem do fato de que a própria rocha tem baixas concentrações de argila, em função dos baixos percentuais de micas e feldspatos encontrados na sua composição, como demonstrado por Fogaça e Scholl (1984). Eles caracterizaram a Formação Galho do Miguel pela presença de quartzitos puros de granulométrica fina, sendo os quartzitos micáceos restritos às porções basais da sequência do Supergrupo Espinhaço.

6.3.2. Matéria Orgânica (MO)

Alguns resultados da matéria orgânica (MO) chamam a atenção. Entre eles, o aumento do percentual em profundidade em grande parte dos perfis estudado. No perfil 01 (Gráfico. 01), o horizonte C possui 1,1% de MO e aumenta para 1,8 % no horizonte Cr. No perfil 02 (Gráfico. 02), este fato se torna mais evidente, pois, o horizonte A conta com 2,75 % de MO e

no horizonte C, esta aumenta para 3,24 %. No perfil 5, o teor é de 1,06 % para o horizonte C1, passando para 2,06 % para o horizonte C2 (Gráfico. 05).

Pelo Gráfico 06, verifica-se que o perfil 06 possui um aumento gradual da MO em profundidade, já que, no horizonte A o teor é de 1,37 e 1,43 para o horizonte C1, e de 1,78 para o C2. No perfil 07 (Gráfico. 07) observa-se migração da matéria orgânica do horizonte C com 0,78 , para o horizonte Cr com 1,71 %. No perfil 08 (Gráfico. 08), nota-se a translocação da matéria orgânica do horizonte AB, com 4,07 % para o horizonte B1, com 4,67, fato também observado entre o horizonte B2 com 2,55 % MO para o horizonte C, com 3,68

No perfil 10 (Gráfico. 10), o horizonte A possui 1,95 %, enquanto é de 2,08 % no horizonte C. No perfil 17, o horizonte A possui 1,42 % e o horizonte C 1,59 % de MO, e finalmente no perfil 18, o teor é 1,51 % no horizonte A e de 1,62 % no horizonte C.

São também observadas essas translocações de matéria orgânica nos perfis 13,14 e 15, mas essas áreas encontram-se bastante antropofizadas, sendo constantemente remexidas para cultivo e pastagem. Neste caso, a matéria orgânica em maior quantidade de horizonte B desses solos pode ser possivelmente, resultante do processo de gradeamento feito nessas áreas. (Gráficos. 13, 14 e 15)

O aumento da matéria orgânica em profundidade verificado nos solos estudados, não é um processo comum, visto que esta tende, em geral, a diminuir em profundidade. É possível associar este fato a um processo de translocação da matéria orgânica, associada aos óxidos de ferro e alumínio, comum em solos nos quais os óxidos de Fe e Al são de baixa cristalinidade, como apontado por Resende *et al.* (2005). Isto ocorre onde o material de origem é pobre em argila e a drenagem é deficiente, como no caso de um B argissolo.

Segundo o mesmo autor (*op. cit.*) em solos oriundos de quartzitos e arenitos com drenagem deficientes, pobres em argila e com excedência de ferro e alumínio, como é o caso dos solos estudados, se desenvolvem solos com horizonte B espódico, formando assim os Espodossolos. Estes solos são bastante pobres e ácidos, isso porque no processo de decomposição a matéria orgânica aumenta a acidez do solo, além da pobreza do material de origem (TROEN E THOMPSON, 2007). No entanto, é possível se observar que a podzolização ainda não se completou nos solos analisados, pois o final deste processo seria a migração quase completa da matéria orgânica do horizonte A e o enriquecimento desta no horizonte inferior, o que ainda não ocorre nos mesmos.

A fonte da matéria orgânica na área estudada são as gramíneas, em especial suas raízes. Este fato foi também observado por Troen e Thompson (2007) ao estudarem solos de regiões florestais e gramíneas. Enquanto que nas florestas a matéria orgânica é oriunda da

queda de folhas, e as raízes das árvores adquirem uma importância secundária, nas áreas de gramíneas, a adição anual de matéria orgânica é oriunda principalmente das raízes, cujos resíduos, associados a algum húmus iluvial, constitui o processo típico na formação dos espodosolos. Por ter como fonte as raízes, o acúmulo da MO, segundo estes autores (*op. cit.*), se daria em especial nos horizontes inferiores do solo, como observado na área de estudo.

Este fato fica mais evidente nos perfis 02, 06, 10 (Gráficos 02, 06 e 10) e em menor proporção para os perfis 01, 05 e 07 (Gráficos 01, 05 e 07). A explicação para o elevado teor de matéria orgânica nos solos arenosos nas superfícies aplainadas da SdEM, é a gramínea, cobertura vegetal predominante nestas formas de relevo. De acordo com Resende *et al.* (1997), gramíneas tendem a acumular mais material orgânico ao solo do que as florestas, desde que haja a presença da fração argila para o incremento do carbono orgânico. Mas como o teor de argila dos solos estudados é baixo, a retenção da MO pode estar associada à presença da goethita que, segundo Resende *et al.* (1997), favorece a retenção da matéria orgânica devido à sua ligação com ácidos húmicos.

Para Silva e Mendonça (2007), isto teria efeito direto na diminuição do pH, pois este processo, aconteceria a partir do aumento do CO₂ no solo durante a decomposição e mineralização, contribuindo, assim, para aumentar a concentração do ácido carbônico (CO₂ + H₂O = H₂CO₃) e a subsequente dissociação do ácido carbônico (H₂CO₃ = HCO₃⁻ + H⁺). Este é, aparentemente, um dos fatores responsáveis pelos elevados teores de MO no perfil 08, que conta com a presença de lateritas, há aproximadamente 1,5 metros de profundidade, com espessura média de 20 cm. Também, ao fato de que, neste perfil, ocorre maior concentração da fração argila, que retém a matéria orgânica, diminuindo sua lixiviação, fato este também observado por Silva e Mendonça (2007) na área.

O perfil 08 por ter o pH menos ácido, e maior teor de matéria orgânica (Gráfico 08), apresenta um padrão de cobertura vegetal diferenciado com relação as áreas dos outros perfis com pH mais ácido e com menor teor de matéria orgânica. A vegetação em torno do perfil 08 é bem mais densa, e além das gramíneas, é possível encontrar os arbustos e espécies de porte arbóreo. Esta cobertura gera resíduos mais facilmente carregados pelo escoamento superficial, concentrando, portanto, a MO na superfície do solo. Além disso, por se tratar de uma formação laterítica, a goethita tende a reter MO, como visto acima.

6.3.3. pH dos Solos

Ao observar os dados dos gráficos 01 a 18 nota-se que a maioria dos solos desenvolvidos sobre as rochas quartzíticas são extremamente ácidos e apresentam uma pequena variação entre o pH em água e KCl.

O valor máximo do pH em KCl foi de 4,52, e para o pH em água 4,58, com uma variação de apenas 1,31% (Gráfs. 01 a 18). Os valores mínimos encontrados são de 3,52 para o pH em KCl e de 3,91 para o pH em água, com uma variação de 9,97%. Os valores médios de pH em KCl são de 4,19 e de 4,25, para o pH em água, com 1,41% de variação entre os pH(s). A exceção é o perfil 08, que possui pH com valor mais elevado, principalmente no horizonte C, onde atinge 5,48. Também foram encontrados lateritas nesse perfil.

Os perfis 01, 02, 03, 04 e 05 (Gráficos. 01, 02, 03, 04, e 05), encontram-se na topossequência 01 (Fig. 06), localizada no curso médio do rio Pardo Pequeno. O perfil 01 é o único que possui pH abaixo de 4 para os horizontes A e C. Os demais perfis possuem valores muito semelhantes com média de 4,29 para o pH em KCl, e 4,33 em água. Esta pequena variação ocorre devido à grande homogeneidade dos perfis, com um pequena diferenciação para o perfil 03 que apresenta algumas concreções ferruginosas, marcando o início de um processo de laterização, fato que influencia na alteração do pH (Gráfico. 03).

Os perfis 06, 07 e 08 estão localizados na topossequência 02 (Fig. 07). Como pode ser observado na Tab. 1, os perfis 06 e 07 são muito semelhantes com pH médio entre de 3,89 em KCl e 4,32 em água. Estes perfis também se assemelham com o perfil 01 da topossequência 01. Apenas o perfil 08 possui um pH mais elevado quando comparado com os demais, sempre acima de 4, chegando no valor máximo de 5,48 no horizonte C. Esse processo pode ser explicado pelo processo de laterização e pela matéria orgânica.

Os perfis 09, 10, 11, estão na topossequência 03 (Fig.08), localizada no alto curso do rio Pardo Pequeno. Dentre esses perfis apenas o perfil 09 apresenta valores mais elevados de pH, com o valor máximo de 5,45 no horizonte C (Gráfico. 09). Por ser um perfil onde há maior concentração de ferro e possuir concreções ferruginosas associadas a processo de laterização, as razões para o aumento do pH são as mesmas descritas para o perfil 08 da topossequência 02, como visto anteriormente. Já os perfis 10, 11, são muito semelhantes, possuem baixos valores de pH.

Os perfis 12, 13 estão na topossequência 04 (Fig. 09), os perfis 14, 15 e 16 estão na topossequência 05 (Fig. 10), são bastante diferentes em relação a todos os perfis estudados por estarem localizados na depressão do Riacho Fundo, sobre rocha de embasamento.

. Todos os perfis possuem pH acima de 05 com exceção do horizonte A do perfil 13 que possui pH de 4,95 em KCl e de 4,69 em água (Gráficos 12, 13,14,15 e 16). Este aumento de pH pode ser explicado por se tratar de rocha de embasamento que são menos ácidas quando comparadas com as rochas quartzíticas.

Os últimos perfis estudados 17 e 18 da topossequência 06 (Fig.11), possuem pH baixo variando de 3,79 a 4,64 (Gráf. 17 e 18), nessa área os quartzitos são muito puros e não há processo de oxidação e laterização, sendo portanto a rocha o principal fator para o baixo pH encontrado.

A elevada acidez dos solos desenvolvidos sobre as rochas quartzíticas pode ser explicada pelos seguintes fatores:

- a) Teores de matéria orgânica em alguns horizontes, principalmente nos horizontes A, que devido a produção de ácidos húmicos diminuem o pH dos solos, em processo semelhantes aos relatados por Resende *et al.* (1997), Oliveira *et al.* (2007) Troen e Thompsom (2007). A matéria orgânica constitui um fator relevante em todos os solos, pois, na maioria dos horizontes foi encontrada podzolização, fato que contribui para a maior acidez dos solos.
- b) Ocorrência de elevados teores de enxofre, como observado por Álvares *et al.* (2007), Troeh e Thompson (2007), visto que este elemento contribui para a diminuição do pH. Como que pode ser visto na tabela 07 foi encontrado o enxofre, em todos os perfis analisados, sendo este elemento o mais abundante dentre todos os elemento menores em ppb analisados.
- c) Presença do ácido silícico produzido pela dissolução da sílica, como apresentado por Martini (2000), cujos altos teores nas rochas, contribui para o aumento a diminuição do pH.

6.4. Dados Geoquímicos da Água

Os resultados das tabelas 01 e 02, aqui discutidos, referem-se aqueles oriundos das análises dos seguintes elementos da água: sílica, ferro, alumínio, cálcio, manganês, magnésio, sódio e potássio.

Os dados gerais da análise química da água na comparação entre o período seco e o período úmido (Tabs. 01 e 02), demonstram que, em linhas gerais, a sílica é o elemento que mostra a maior perda na estação seca com valores variando entre 6,1 a 0,38 mg/l, o que representa uma perda total de 57,06 mg/l; já que para a estação úmida, este elemento varia de

3,9 a 0,16 mg/l, com uma perda total de 15,83 mg/l. A perda total de sílica somando as duas estações foi 72,89 mg/l.

As Tabelas 01 e 02 mostram que as perdas do ferro, quando comparadas as duas estações, apresenta valores semelhantes com uma perda total de 11,21 mg/l na estação seca, com valores que variam de 1,8 mg/l a 0,19 mg/l. Na estação úmida, a perda total é 13,46 mg/l, com variação de perda entre 1,3 mg/l a 0,31 mg/l. A perda total de ferro para as duas estações foi de 24,67 mg/l.

Os valores do alumínio são sempre constantes, sempre abaixo de 0,2 mg/l, (Tabs. 01 e 02) tanto para estação seca, quanto para a estação chuvosa. Nas mesmas tabelas observa-se que o manganês tem um comportamento muito semelhante ao Al, com valores sempre abaixo de 0,05 mg/l tanto na estação seca, quanto na úmida, com exceção dos pontos P8, P10, P13, P12, P13, P16 e P20, a perda total deste elemento para as duas estações analisadas foi de 2,08 mg/l. (Tabs. 01 e 02).

O cálcio apresenta perda bastante significativa na estação úmida atingindo 164,22 mg/l para todos os pontos analisados, com saída mais acentuada na estação seca apenas para os pontos P13, P19 e P20. Porém, a perda total desta estação é extremamente baixa, com 11,9 mg/l quando comparado com a estação úmida. (Tabs. 01 e 02). A perda do magnésio no acumulado do ano foi de 10,55 mg/l, com a maior perda na estação úmida (6,39 mg/l) com valores variando de 0,42 mg/l e 0,1 mg/l. Na estação seca, a perda total foi 4,16 mg/l com valores máximo e mínimo de 0,62 mg/l e 0,09 mg/l respectivamente (Tabs. 01 e 02).

De acordo com os valores constantes nas Tabelas 01 e 02, o sódio apresenta as maiores perdas na estação seca, com o acumulado de 16,64 mg/l, exceto os pontos P5 e P19, que tiveram a maior saída na estação úmida com 0,15 mg/l e 1,46 mg/l respectivamente. Na estação úmida, o valor acumulado de todos os pontos foi de 7,56 mg/l,

O potássio também possui maior perda na estação seca com a perda anual de 25,89 mg/l, já para a estação úmida o valor total foi de 10,25 mg/l. Os pontos P1, P7, P8, P10, P13, P14, P15, P16, P18, P19 e P20 obtiveram a maior perda deste elemento na estação seca e os demais pontos na estação úmida. (Tabs. 01 e 02)

As tabelas 01 e 02 mostra ainda que alguns elementos analisados apresentam diferenças consideráveis de perda entre as duas estações, como é o caso da sílica, que aumenta seus valores de 3 a 4 vezes da estação seca para a úmida.

A perda mais significativa (Tab. 01), está relacionada ao elemento cálcio, com uma perda de 164 mg.l⁻¹ na estação úmida.

As tabelas 01 e 02 demonstram que, embora essas variações não sejam muito elevadas para a maioria dos sólidos totais dissolvidos, com exceção do cálcio e da sílica, elas ocorrem. A sílica, o magnésio, o sódio e o potássio são os elementos que possuem maior concentração na estação seca, enquanto o alumínio possui valores constantes para ambas as estações. O cálcio, o ferro e o manganês tiveram maior perda na estação úmida, mas cabe ressaltar que o ferro e o manganês obtiveram valores semelhantes para as duas estações.

Apesar de não haver grandes variações entre as duas estações para os sólidos totais dissolvidos (Tabs. 01 e 02), o abastecimento dos canais fluviais recebe grande contribuição das águas subterrâneas nas estações secas, o que parece elevar o teor de sais totais dissolvidos. As quantidades mais elevadas do cálcio na estação úmida podem estar associadas, em primeiro lugar, ao fato deste elemento, ao ser transportado em solução se encontrar na forma de bicarbonato, tornando-se estável e, portanto, em equilíbrio durante o transporte fluvial (FANIRAM E JEJE, 1983).

TABELA 01 – Geoquímica de Água – Estação Úmida

Pontos de Coleta	Si (em mg.l ⁻¹)	Fe (em mg.l ⁻¹)	Al (em mg.l ⁻¹)	Ca (em mg.l ⁻¹)	Mn (em mg.l ⁻¹)	Mg (em mg.l ⁻¹)	Na (em mg.l ⁻¹)	K (em mg.l ⁻¹)
P1 Rio P. Grande B. curso	0,22 +- 0,02	0,39+ - 0,04	< 0,2	7,0 + - 0,7	< 0,05	0,16 + - 0,02	0,13 +- 0,01	0,42 +- 0,04
P2 Rib. das Varas médio curso	0,24 + - 0,02	0,34 + - 0,03	< 0,2	10,0 + - 1,0	< 0,05	0,12 + - 0,01	0,25+-0,03	1,30+-0,1
P3 Rio P. Grande alto curso	0,26 + - 0,03	0,80 + - 0,08	< 0,2	24 + - 2	< 0,05	0,27 + - 0,03	0,22+- 0,02	0,27+-0,03
P4 Rio P. Pequeno M. curso	0,26 + - 0,03	0,72 + - 0,07	< 0,2	7,0 + - 0,7	< 0,05	0,14 + - 0,03	0,26+-0,03	0,39+-0,04
P5 Rio P Pequeno alto curso	0,29 + - 0,03	0,53 + - 0,05	< 0,2	5,3 + - 0,5	< 0,05	0,14 + - 0,01	0,15+-0,02	0,19+-0,02
P6 Rio Paraúna alto curso	1,1 + - 0,1	0,85 + - 0,09	< 0,2	10,0 + - 1,0	< 0,05	0,27 + - 0,03	0,33+-0,03	0,37+-0,04
P7 Rio Paraúna baixo curso	1,1 + - 0,1	0,88 + - 0,09	< 0,2	3,4 + - 0,3	< 0,05	0,22 + - 0,01	0,18+-0,02	0,34+-0,03
P8 Rio Jequitinhonha alto curso	0,82 + - 0,08	0,56 + - 0,06	< 0,2	2,3 + - 0,1	< 0,05	0,15 + - 0,02	1,0 + - 0,1	0,35+-0,04
P9 Rio Pinheiro Foz	0,46 + - 0,08	0,66 + -0,06	< 0,2	9,0 + - 0,9	< 0,05	0,10 + - 0,01	0,36+-0,04	0,34+-0,03
P10 Rio Jequitinhonha B curso	0,71 + - 0,07	0,82 + - 0,08	< 0,2	6,0 + - 0,6	< 0,05	0,25 + - 0,03	0,32+- 0,03	0,18+- 0,02
P11 Rio Pinheiro alto curso	0,41 + - 0,04	0,53 + - 0,05	< 0,2	5,0 + - 0,5	< 0,05	0,15 + - 0,02	0,20+-0,02	0,16+- 0,02
P12 Rib. de areia foz	1,9 + - 0,2	1,0 + - 0,1	< 0,2	5,0 + - 0,5	0,06+ - 0,01	0,42 + - 0,04	0,55 +- 0,05	3,5 + - 0,4
P13 Rib. de areia alto curso	0,74 + - 0,07	1,3 + - 0,1	< 0,2	0,29 + - 0,03	0,11+ - 0,01	0,30 + - 0,03	0,42+ - 0,04	0,21+- 0,02
P14 Riacho Fundo	0,26 + - 0,03	0,42 + - 0,4	< 0,2	5,0 + - 0,5	< 0,05	0,17 + - 0,03	0,14 +- 0,01	0,32 + - 0,03
P15 Rio P. Pequeno baixo curso	0,28 + - 0,03	0,65 + -0,06	< 0,2	6,1 + - 0,06	< 0,05	0,14 + - 0,03	0,027+- 0,003	0,24+-0,02
P16 Rib. do Inferno	0,42 + - 0,4	0,56 + - 0,06	< 0,2	18 + - 2	0,06+ - 0,01	0,22 + - 0,02	0,19+-0,02	0,18+-0,02
P 17 Intermitente	0,16+-0,02	0,31+-0,03	< 0,2	26+-3	< 0,05	0,14+-0,01	0,18+-0,02	0,10+-0,01
P18 Cor. Olaria	0,30 + - 0,03	0,66 + - 0,07	< 0,2	14,0 + - 1,0	< 0,05	0,18 + - 0,01	0,16+-0,01	0,14+-0,01
P19 Cor. do Rio grande	3,9 + - 0,03	0,38 + - 0,04	< 0,2	0,37 + - 0,04	< 0,05	0,22 + - 0,02	1,46+-0,15	0,70+-0,07
P20 Rib. Do Chiqueiro	2,0 + - 0,02	1,1 + - 0,1	< 0,2	0,46 + - 0,05	0,07+-0,01	0,40 + - 0,04	1,04+-0,01	0,55+-0,05

TABELA 02 – Geoquímica de Água – Estação Seca

Pontos de Coleta	Si (em mg.l ⁻¹)	Fe (em mg.l ⁻¹)	Al (em mg.l ⁻¹)	Ca (em mg.l ⁻¹)	Mn (em mg.l ⁻¹)	Mg (em mg.l ⁻¹)	Na (em mg.l ⁻¹)	K (em mg.l ⁻¹)
P1 Rio P. Grande B. curso	2,6 + - 0,3	0,61+ - 0,06	< 0,2	1,0 + - 0,1	< 0,05	0,62 + - 0,06	0,34 +- 0,06	0,54 +- 0,05
P2 Rib. das Varas médio curso	0,84 + - 0,08	0,41 + - 0,04	< 0,2	0,43 + - 0,04	< 0,05	0,21 + - 0,02	0,27+-0,06	0,52+-0,05
P3 Rio P. Grande alto curso	0,38 + - 0,04	0,66 + - 0,07	< 0,2	0,10 + - 0,01	< 0,05	0,09 + - 0,01	0,26+- 0,06	0,05+-0,01
P4 Rio P. Pequeno M. curso	3,0 + - 0,3	0,69 + - 0,07	< 0,2	0,50 + - 0,05	< 0,05	0,29 + - 0,03	0,37+-0,08	0,19+-0,02
P5 Rio P Pequeno alto curso	0,84 + - 0,08	0,34 + - 0,03	< 0,2	0,29 + - 0,03	< 0,05	0,22 + - 0,02	< LQ	<LQ
P6 Rio Paraúna alto curso	2,8 + - 0,3	0,74 + - 0,07	< 0,2	1,1 + -0,1	< 0,05	0,61 + - 0,06	0,64+-0,01	0,32+-0,03
P7 Rio Paraúna baixo curso	4,0 + - 0,4	0,77 + - 0,08	< 0,2	0,86 + - 0,09	< 0,05	0,46 + - 0,05	1,4+-0,1	0,81+-0,08
P8 Rio Jequitinhonha alto curso	2,9 + - 0,3	0,63 + - 0,06	< 0,2	1,3 + - 0,1	0,06+-0,01	0,49 + - 0,05	1,2 + - 0,1	0,43+-0,04
P9 Rio Pinheiro Foz	2,9 + - 0,03	0,31 + -0,03	< 0,2	0,45 + - 0,05	< 0,05	0,20 + - 0,02	0,65+-0,1	0,15+-0,02
P10 Rio Jequitinhonha B curso	3,0 + - 0,3	0,60 + - 0,02	< 0,2	1,1 + - 0,1	0,06+-0,01	0,45 + - 0,05	1,0+- 0,2	0,35+- 0,03
P11 Rio Pinheiro alto curso	3,2 + -0,3	0,22 + - 0,02	< 0,2	0,24 + - 0,03	< 0,05	0,15 + - 0,02	0,26+-0,06	0,09+- 0,01
P12 Rib. de areia foz	4,8 + - 0,4	0,79 + - 0,08	< 0,2	0,79 + - 0,08	<0,05	0,43 + - 0,04	1,7 +- 0,2	0,76 +-0,08
P13 Rib. de areia alto curso	3,8 + - 0,4	0,81 + - 0,08	< 0,2	0,46 + - 0,05	0,06+-0,05	0,42+-0,04	0,55+-0,1	0,24+-0,02
P14 Riacho Fundo	3,3+-0,3	0,52+-0,05	< 0,2	0,53+-0,05	< 0,05	0,25+-0,03	0,30+-0,06	0,44+-0,8
P15 Rio P. Pequeno baixo curso	3,0+-0,3	0,63+-0,06	< 0,2	0,37+-0,04	< 0,05	0,28+-0,03	0,28+-0,03	10+-1
P16 Rib. do Inferno	3,2+-0,3	0,29+-0,03	< 0,2	0,28+-0,03	<0,05	0,20+-0,02	-	-
P 17 Intermitente	-	-	-	-	-	-	-	-
P18 Cor. Olaria	2,8+-0,3	0,20+-0,02	< 0,2	0,42+-0,04	< 0,05	0,19+-0,02	0,22+-0,02	3,7+-0,4
P19 Cor. do Rio grande	6,1+-0,6	0,19+-0,02	< 0,2	0,57+-0,06	< 0,05	0,36+-0,04	1,6+-0,2	1,6+-0,2
P20 Rib. Do Chiqueiro	3,6+-0,4	1,8+-0,2	< 0,2	1,2+-0,1	<0,05	0,47+-0,05	3,4+-0,3	3,4+-0,3

6.4.1. O Elemento Cálcio

O percentual relativamente elevado de cálcio na estação úmida (Tabs. 01 e 02) quando comparada com a estação seca, no Espinhaço Meridional dominado por litologias basicamente quartzíticas, aparentemente decorre também do fato de, principalmente na bacia do Rio Pardo Grande, serem encontradas lentes de carbonatos, associadas, sobretudo, às Formações Galho do Miguel e Rio Pardo Grande, como mapeado por Fogaça e Scholl (1979). Estas Formações, por possuírem muitas fraturas, apresentam alta porosidade e permeabilidade, e favorecem a ação da água e a dissolução deste elemento, que eventualmente é disponibilizado na água dos córregos e rios.

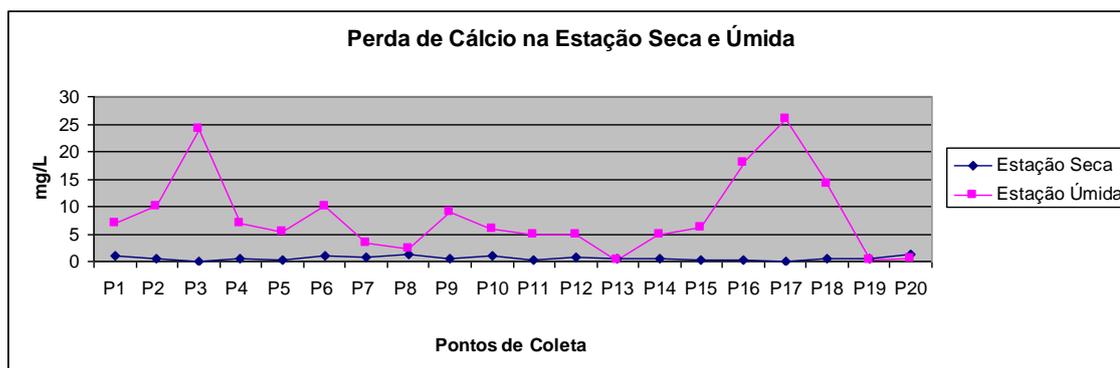
Assim é que, em todas as bacias analisadas foram observados teores elevados de cálcio na estação úmida, (Tabela 01 e Gráfico 19). Os valores mais elevados, de 26 mg/l foram encontrados no Córrego intermitente, localizado próximo à estrada que dá acesso para Conselheiro Mata, a aproximadamente 5 km da rodovia BR 259, e de 24 mg/l no alto curso do Rio Pardo Grande. Mas as tabelas 01 e 02 demonstram a existência de outros valores significativos de 18mg/l, também encontrados no Ribeirão do Inferno, de 14,0 mg/l no córrego Olaria, 10,0 mg/l no médio curso do Ribeirão das Varas e no alto curso do Rio Paraúna, de 9,0 mg/l na foz do Ribeirão Pinheiro, e de 7,0 mg/l no baixo curso de Rio Pardo Grande.

Os valores de cálcio abaixo de 1mg/l na estação úmida correspondem aos medidos na depressão de Gouveia com exceção do Rio Paraúna com 10,0mg/l e 3,4 mg/l no alto e baixo curso, respectivamente e na foz do Ribeirão de Areia com 5,0mg/l (Tab 01).

Valores mais elevados de cálcio (Tab 01) encontrados na Depressão de Gouveia, em especial no alto e baixo curso do Rio Paraúna e na foz do Ribeirão de Areia, podem, no entanto, ser atribuídos à produção agrícola realizada nesses locais, sendo comum a correção da acidez do solo com a adição de calcário. Essa explicação é reforçada pelo fato de que nos demais pontos os valores de cálcio são inexpressivos em toda a depressão de Gouveia.

Na estação seca todos os valores de cálcio encontram-se abaixo de 1mg/l com exceção do Rio Pardo Grande alto curso com 1,0mg/l e no Ribeirão do Chiqueiro com 1,2mg/l (Gráfico 19).

GRÁFICO 19 – Perda de Cálcio na Estação Seca e Úmida (fevereiro e agosto de 2009)



A Depressão de Gouveia foi a única região que apresentou menos de 1,0mg/l de cálcio na estação úmida (Tab. 01) Tal fato pode ser explicado por se tratar de uma área que se encontra muito dissecada, o que significa que a perda de cálcio está associada aos índices de erosão da área, conforme também reportado por Augustin (1995). As taxas de perda erosiva apontados por Portilho (2003), indicaram uma saída de 10t/ha, enquanto para Barbosa (2004), as taxas encontradas foram 38t/ha. Para ela, essa taxa apesar de ser alta, representa apenas 50% do total medido.

A erosão, de acordo com Heimsath *et al.* (2010), é fator primordial para o aumento do intemperismo de tal forma que, quanto maior a dissecação, mais intensa será a lixiviação. Nesse sentido, é de se esperar encontrar uma lixiviação intensa que acompanha taxas também elevadas de erosão, como medidas pelos autores acima citados para a área.

Também é preciso considerar que as rochas que compõe o embasamento geológico da Depressão de Gouveia apresentam um alto grau de intemperismo (AUGUSTIN, 1995), levando a supor que esse elemento há muito já foi retirado do sistema. Segundo Augustin (1999), isto vem ocorrendo há, no mínimo, 45 milhões de anos, tempo ao longo do qual a lixiviação vem atuando, fazendo com que o ambiente torne-se cada vez mais pobre em bases.

O cálcio nesta área assim como em outras regiões tropicais quentes e úmidas no restante da Terra, é lixiviado rapidamente. Os processos de intemperismo, portanto, ocorrem ao longo do tempo e, segundo Heantjens e Blecker (1970, apud KUKAL, 1990), inclui três fases. O primeiro estágio, chamado de arenização, é um processo essencialmente mecânico, que levaria cerca de 5.000 anos para se completar.

O segundo estágio, chamando de intemperismo imaturo, teria predominância do intemperismo químico, e levaria em torno de 5.000 a 20.000 para se desenvolver, pois nesta fase, as bases já se encontram bastante lixiviadas. A última fase, chamada de ferrolitização, é um estágio marcado pelo enriquecimento do ferro e alumínio, além da lixiviação da sílica,

para a qual seriam necessários mais de 20.000 anos. Tomando por base que a depressão teria sido aberta nos últimos 45 milhões de anos, como visto acima, este tempo seria totalmente suficiente para a retirada quase total das bases.

Também, Summerfield (1991) ao analisar os sólidos totais dissolvidos em diversas partes do globo, mostra que em todas as regiões onde o pH é abaixo de 9, a solubilidade do cálcio é elevada. Locais com pH entre 6,0 e 6,5 o índice de solubilidade é de 600 partes por milhão (ppm), indicando, assim, que quanto menor o pH maior será a solubilidade do cálcio. Os dados pH dos solos estudados (Gráficos 01 a 18), encontram-se todos abaixo de 6, colaborando para a perda do cálcio.

Baixas concentrações de cálcio são comumente reportadas por pesquisadores em outras regiões tropicais quentes e úmidas (OLLIER, 1975; MILLOT, 1977; FANIRAN & JEJE, 1983; THOMAS 1994; KRONBERG, 2010, entre outros). Nelas, observa-se também uma grande dissolução dos calcários como, por exemplo, observado por Mohr e Baren (1954, apud KUKAL, 1990), nas lavas vulcânicas na ilha de Krakatoa na República da Indonésia. Estes autores mostraram que a lava fresca continha cálcio correspondente a 2,87% do total mineral da lava e, após 45 anos, este percentual decaiu para 0,45%.

Hissink (1938, apud KUKAL, 1990) ao analisar as lamas marinhas verificou que estas contêm aproximadamente 10% de carbonatos de cálcio, e constatou por testes experimentais que, em 300 anos, este percentual decaiu completamente. Tais dados acima indicam a alta solubilidade do cálcio, e explica a baixa concentração deste elemento na Depressão de Gouveia.

Salgado e Valadão (2003), ao analisar as bacias do córrego do Rio Grande e o Ribeirão de Areia na Depressão de Gouveia, quantificaram baixos teores de cálcio com valores entre 0,71 mg/l a 0,05 mg/l na água de rios, ribeirões e córregos, mostrando o quanto esta Depressão é esvaziada do ponto de vista químico.

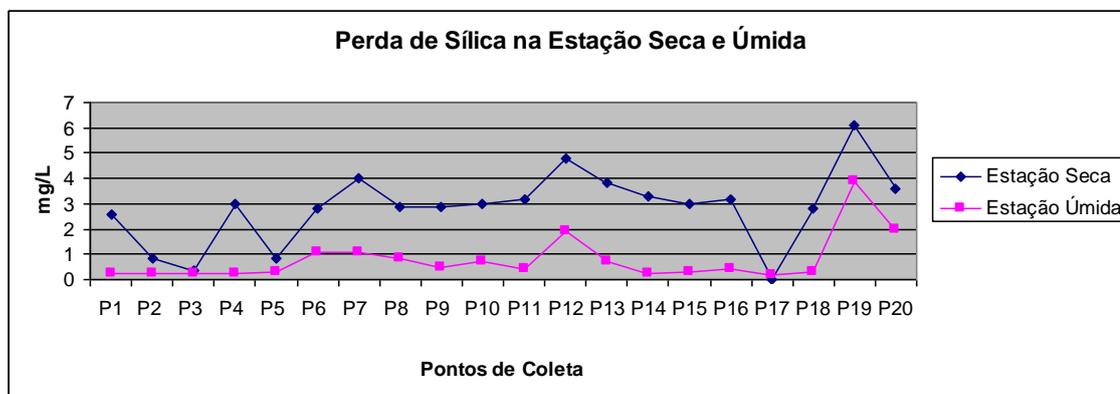
6.4.2. O Elemento Sílica

Outro elemento a ser analisado e que merece destaque é a sílica, tendo em vista que a região estudada encontra-se predominantemente localizada sobre rochas quartzíticas e, portanto, tende a apresentar grande disponibilidade deste elemento para os canais fluviais.

Apesar da sílica ser relativamente estável, sua dissolução ocorre com mais facilidade nas áreas tropicais do que em outras regiões do globo, como foi constatado por Faniran e Jeje (1983), Summerfield (1991), Ollier (1991) e Thomas (1994).

Nota-se que, na área estudada (Gráf. 20), a maior perda de sílica ocorre principalmente na estação seca, pelos fatores já anteriormente citados.

GRÁFICO 20: Perda de Sílica na Estação Seca e Úmida (fevereiro e agosto de 2009)



Como pode ser observado na tabela 02 os perfis (01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 09, 10, 11, 12, 17, 18) que estão sobre as rochas quartzíticas, possuem valores de pH que variam de 3,52 a 5,48, lembrando que este último encontra-se em uma formação laterítica, valores de matéria orgânica entre 14 a 0,45, com planos de acamamento com inclinação entre 1 a 4 graus, favorecendo a perda de sílica que será discutida posteriormente.

Na estação seca apenas o médio curso do Ribeirão das Varas, o alto curso do Rio Pardo Grande e o alto curso Rio Pardo Pequeno possuem valores abaixo de 1mg/l, com 0,84 mg/l, 0,38 mg/l e 0,84mg/l respectivamente; nos demais locais analisados a perda de sílica variou de 2,6mg/l a 6,1mg/l (Gráf. 20 Tab. 02).

Nota-se pelo Gráfico 20 e Tabela 02 que, na bacia do Rio Pardo Grande, a maior perda de sílica ocorre no Rio Pardo Pequeno e no Córrego Olaria com 3,0 mg/l e 2,8 mg/l respectivamente. Esta é um área cujo substrato é formado por rochas da Formação Galho do Miguel, do Supergrupo Espinhaço, caracterizada, segundo Fogaça e Scholl (1979), por quartzitos quase puros, com 95% de quartzo. Além disso, a análise geoquímica das rochas (Tab. 06) desta formação ficou acima de 90 % de sílica.

Os locais com menor concentração de sílica ocorrem no alto curso do Rio Pardo Grande, onde foram também medidos os mais altos teores de cálcio. Nessa localidade, isto ocorre devido à presença de lentes carbonáticas mapeadas por Fogaça e Scholl (1979). O baixo curso do Rio Pardo Grande também apresenta valores consideráveis de perda de sílica com 2,6 mg/l, possivelmente em função de receber, nesse trecho, vários afluentes que vertem das escarpas quartzíticas (Gráf. 20). Esta é, provavelmente, a causa da depressão do Riacho

Fundo também possuir altos índices de perda de sílica com 3,3 mg/l. Os dados de sílica na Depressão de Gouveia mostram valores bastante significativos, também observados no rio Paraúna, alto e baixo curso, com 2,8 e 4,0 mg/l, além do ribeirão de Areia, com 4,8 mg/l, no ribeirão do Chiqueiro com 3,6 mg/l e o Córrego do Rio do Grande, com 6,1 mg/l.

Salgado (2002), ao medir perda química dos cursos de água na região na mesma área de estudo da Depressão de Gouveia, interpreta os dados resultantes do processo de erosão diferencial, na qual os quartzitos mais resistentes em relação ao complexo granítico da Depressão de Gouveia perderiam menos sílica devido à maior resistência da rocha. O complexo granítico por ser menos resistentes apresentaria perdas mais significativas.

Essa interpretação levanta, contudo, algumas questões: a primeira é que as rochas do substrato da Depressão de Gouveia são geoquimicamente mais pobres em sílica comparadas aos quartzitos em geral, e aos quartzitos da Formação Galho do Miguel, em particular. A segunda é referente ao grau de lixiviação da Depressão, ou seja, se este é tão elevado quando comparado com o domínio dos quartzitos, a ponto de responder pelos teores mais elevados da sílica. A terceira e última questão, talvez a mais importante, é que as bacias do córrego do Rio Grande, do ribeirão do Chiqueiro e do ribeirão de Areia, têm suas cabeceiras, e vários tributários, que vertem diretamente das escarpas quartzíticas e, desta forma, grande parte da sílica que se encontra nos canais fluviais da Depressão é proveniente dos escarpamentos quartzíticos que a circundam, trazida pela drenagem que para ela converge.

Ao observar a estação úmida, apenas o Rio Paraúna alto e baixo curso, o ribeirão da Areia foz, Córrego do Rio Grande e Ribeirão do Chiqueiro possuem valores acima de 1mg/l, com valores de 1,1 mg/l, 1,1mg/l, 1,9mg/l, 3,9mg/l, 2,0mg/l respectivamente. Todos os demais pontos os valores variaram entre 0,16 mg/l a 0,82mg/l (Tab. 01 e Gráf. 20).

Também se deve levar em consideração a relação da estrutura da rocha com as taxas de infiltração e percolação que a água, uma vez que a estrutura da rocha influencia na dissolução do quartzo e dos minerais silicatados.

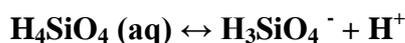
Para Martini (2000), há uma diferença, entre a dissolução do quartzo e a dos minerais silicatados, porque o quartzo em rochas quartzíticas ou areníticas pode ser solubilizado por processos de hidratação da sílica, produzindo assim o ácido silícico. Este processo de dissolução pode ser aumentado com a adição de ácidos orgânicos. Deste modo, a dissolução do quartzo na água é relativamente simples pelo processo de hidratação e a formação do ácido silícico, desta forma, tem:



Ainda para o autor acima, o ácido silícico desidratado parcialmente e forma polímeros como expresso por Martini (2000):



A formação deste polímero é, contudo, insignificante no domínio do quartzo com elevada saturação. As soluções tornam-se as espécies predominantes. O monômero se dissocia ionicamente da seguinte forma, de acordo com Martini (2000):



Para Briceno (1991), a junção do ácido silícico com o ácido orgânico aumenta a solubilidade do quartzo, desde que a água fique retida por um determinado tempo para que haja a dissolução da sílica.

Em diversos pontos do Espinhaço Meridional, as zonas de foliação e os planos de acamamento dos quartzitos, principalmente, na Formação Galho do Miguel, são horizontalizados com inclinação em torno de 4 graus, permitindo a penetração da água nas rochas e solos. Essa água, no entanto, não sai necessariamente desse sistema durante a mesma estação, ou seja, grande parte da água que infiltra, dependendo da porosidade e da permeabilidade, pode demorar meses ou até mesmo anos para chegar aos aquíferos.

Como os quartzitos da formação Galho do Miguel possuem planos horizontalizados, a água que infiltra pelos planos de fratura, pela alta porosidade dos quartzitos, aparentemente tende a ficar retida nos planos horizontais, promovendo a hidratação da sílica e a perda desta como já visto acima. Deve-se ressaltar que a perda geoquímica na estação seca deve-se à água da estação úmida que fica retida nesses planos horizontalizados.

Este fato foi observado por Cruz (2003), ao estudar a perda geoquímica das voçorocas na Depressão de Gouveia, onde percebeu que algumas dessas formas erosivas apresentavam maior perda geoquímica na estação seca.

Em outras partes do globo, a perda de sílica também foi mensurada. Strakhov (1962) enfatizou o efeito da precipitação média em rochas ígneas frescas que contêm 47% de sílica, mas que perderam 20% deste valor em 300 anos, em áreas com uma precipitação média anual de 3750 mm.

Na porção central da Venezuela, por exemplo, em montanhas Pré-Cambrianas, George (1989) relata a presença de um grupo de ortoquartzitos que mostra diversas formações cársticas, com processos de dissolução da sílica. Outro estudo realizado por Chalcraft e Pye (1984), mostra a dissolução do por corrosão da cimentação dos grãos, e a conseqüente desagregação dos mesmos, liberando a sílica para lixiviação. Tais autores demonstram que isto decorre do processo de hidratação.

Na superfície dos afloramentos de quartzitos de Roraima, Ghosh (1991) identificou uma grande rede lamelar de porosidade formada por processos de dissolução do quartzo. Burley e Kantorowicz (1986) propuseram como mecanismo de corrosão do quartzo um transporte de dissolução controlado que é influenciado pela taxa de transporte de fluidos, resultado de uma rápida corrosão de soluções fortemente concentradas.

Brady e Walter (1990) também apoiaram a proposição de que a dissolução de sílica ocorre em locais de alta energia de superfície, tais como zonas de falhas, sendo controlada pela densidade das mesmas.

Para Young (1988), rochas quartzíticas com maior porosidade mostram alto potencial de penetração de soluções corrosivas, com conseqüente alteração do perfil de intemperismo e das propriedades das rochas. Também Bird e Chivas (1989) e Young (1987), ao estudarem a dissolução dos grãos de quartzo em regiões tropicais, observaram como os vazios são alargados pela dissolução dos detritos os grãos de areias, perdidos facilmente pelas correntes de água.

Os dados de lixiviação da sílica de 41% e 59% das rochas analisadas (Tab. 10) sugerem que os locais onde há formação de lateritas, a taxa de perda de sílica tende a aumentar. Por constituir um dos últimos elementos a serem lixiviados da rocha, a sílica tende a deixar o manto de alteração nas fases mais avançadas do intemperismo, quando da formação dos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio. Este é o caso da laterização, como observado por Ollier (1975), para quem o aumento da solubilidade da sílica conduz a formação da laterita ou até mesmo a bauxita.

A ocorrência de laterita na Serra do Espinhaço Meridional foi descrita por Rocha *et al.* (2008), em diferentes litologias: quartzitos, rochas básicas, metabásicas e de filito hematítico. As lateritas estudadas se encontram, em sua maioria, recobertas por solo pedológico, em profundidades que variam de 1,7m a 3m. Trata-se de lateritas formadas “in situ”, possivelmente pela variação sazonal do lençol freático, mesmo em altitudes acima de 1200 m, em ambiente muito permeável, representado por afloramentos de quartzitos e/ou material arenoso, resultante da decomposição e erosão dos quartzitos. A única laterita exposta mapeada pelos autores mostra indícios de que essa exposição seja recente, resultado do processo erosivo que retirou o solo existente acima.

Os resultados das análises físicas realizadas nas lateritas assinaladas acima indicaram que os solos sobre as cangas possuem, em sua maioria, textura argilosa (Tab.03) O alto percentual de argila dessas amostras pode ser explicado pelo fato de que estas se encontraram desenvolvidas sobre material intemperizado de rochas básicas/metabásicas, ou de filito hematítico. Já nas lateritas desenvolvidas sobre quartzito ferruginoso, é encontrada uma maior concentração de areia.

Os resultados das análises químicas dos solos estudados por Rocha *et al.* (2008) nos quais ocorrem as lateritas, bem como os provenientes das amostras das próprias cangas indicam, primeiramente, que as lateritas apresentam alto grau evolutivo, pois há baixo percentual de bases, totalmente lixiviadas. Este fato é relatado por Nahon (1991), que apresenta uma sequência evolutiva na qual a formação da goethita aparece como uma fase final do processo de laterização a partir das taxas de substituição de alumínio.

A maior presença de goethita e gibbsita permite (Tab. 03 e Gráf. 21) concluir também que as condições para a formação dessas lateritas incluem uma elevada umidade, visto que é necessária uma relativa disponibilidade de água no sistema para mobilizar o ferro, além do fato de que a goethita é formada pela hidratação da hematita (Augustin, 1995a). Essa interpretação é reforçada pela presença comum da gibbsita, a forma hidratada dos óxidos de alumínio nos solos estudados.

As análises da mineralogia de argilas realizadas por Rocha, *et al.* (2008) indicaram que a caulinita, a gibbsita e a goethita são encontradas basicamente em todos os perfis, sendo os valores da caulinita mais representativos nas porções superiores dos perfis.

O resultado dessa análise demonstra, primeiramente, a predominância de ambientes ácidos, responsáveis pela retirada expressiva da sílica e das bases, o que é comumente encontrado em domínios climáticos tropicais, como indicado por Resende, *et al.* (2005). Estes

autores também ressaltam que para a formação das caulinitas, mais importante do que a lixiviação de bases, é a redução da sílica disponível, com ou sem base, no sistema.

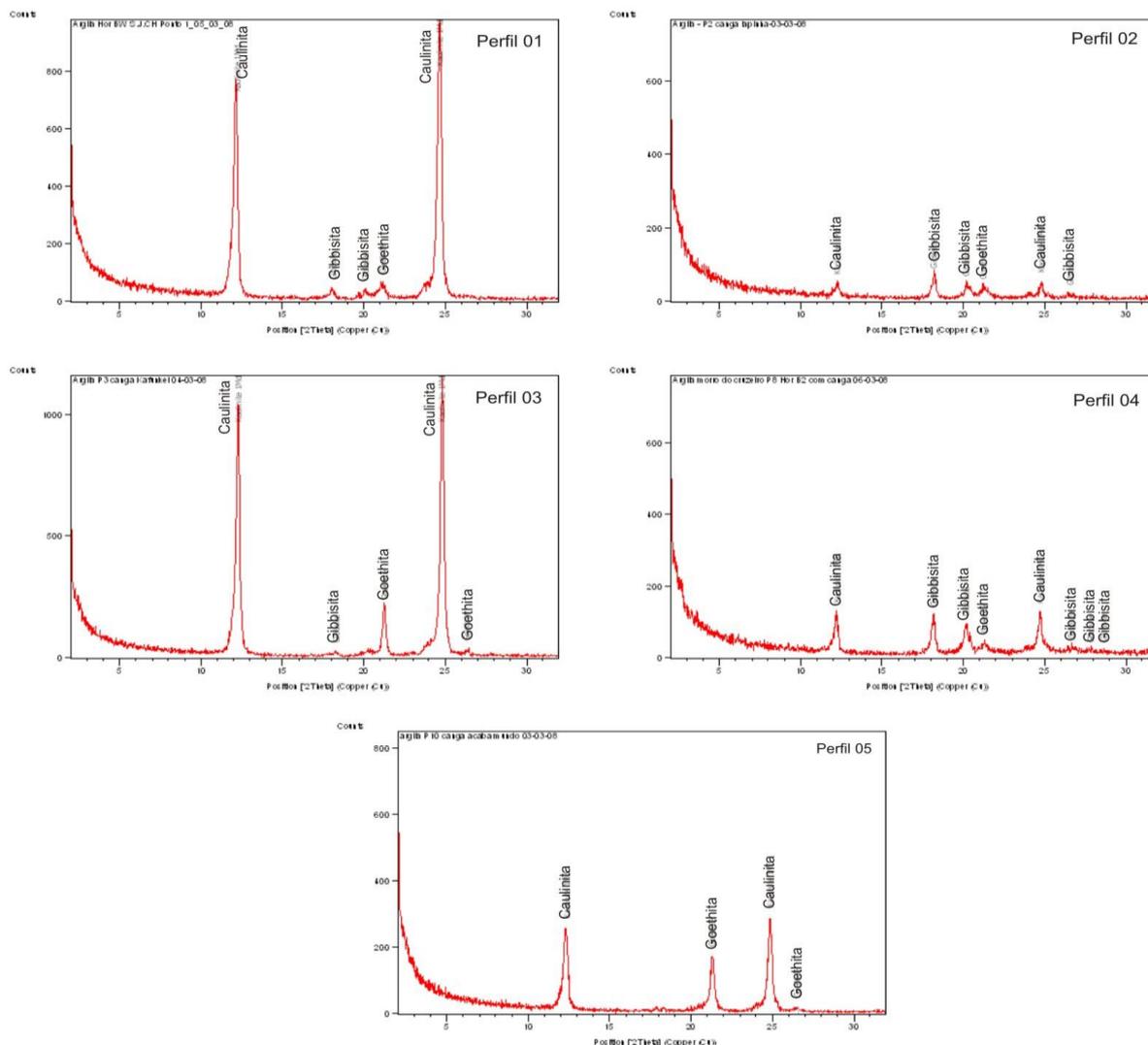
Assim, o alto teor de caulinita nas amostras (Tab.03 e Gráf. 21) encontra-se diretamente ligada ao alto teor de sílica que é encontrado nas rochas da região e que, devido a uma intensa lixiviação favorece a formação da caulinita.

Rocha *et al.* (2008) avançam na direção de apontar que a região da Serra do Espinhaço Meridional, esteve por um grande período de tempo sob condições de estabilidade tectônica e climas predominantemente úmidos e quentes, favorecendo a formação das lateritas.

TABELA 03: Análise Geoquímica das Lateritas SdEM (adaptado Rocha et al. 2008)

Amostra	SiO₂	Fe₂O₃	Al₂O₃	Fe₂O₃/Al₂O₃	SiO₂/Fe₂O₃	SiO₂/Al₂O₃
P 01 - Canga	11,34	39,92	16,57	2,41	0,28	0,68
P 02 - Canga	1,42	24,15	10,45	2,31	0,06	0,13
P 03 - Canga	16,18	43,31	18,35	2,36	0,37	0,88
P 04 - Canga	4,64	26,95	5,10	5,28	0,17	0,90

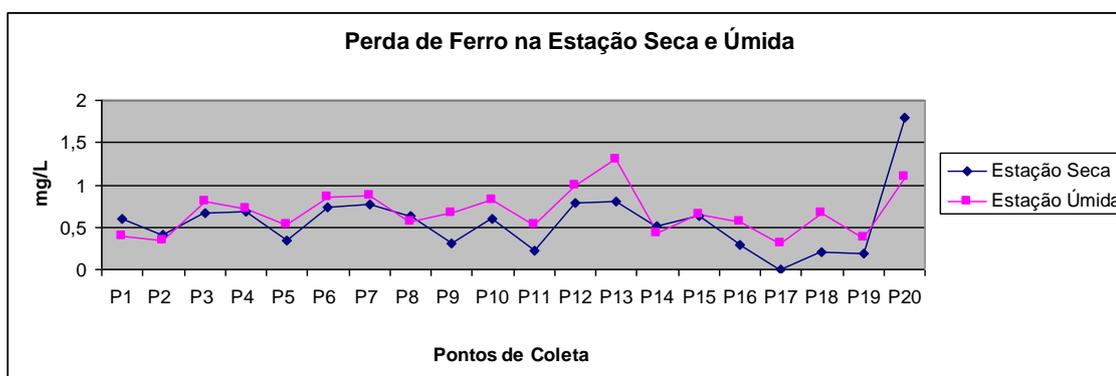
GRÁFICO 21: Mineralogia de Argilas das Lateritas da SDEM



6.4.3. O Elemento Ferro

Os dados do ferro na água não variam de forma significativa, em termos percentuais, entre as duas estações com um acumulado anual de 11,21 mg/l e 13,46 mg/l para a estação seca e úmida respectivamente. As baixas concentrações variações deste elemento entre 1,8 mg/l e 0,19 mg/l na estação seca e de 1,3mg/l e 0,31mg/l na estação úmida se devem à sua baixa solubilidade e, principalmente, por este formar lateritas (Gráf. 22). Rocha et al. (2008), ao estudarem as lateritas do Espinhaço Meridional, observaram que as mesmas ocorrem indistintamente sobre diversas litologias, em vários pontos da Serra do Espinhaço Meridional, podendo inclusive marcar uma paleo-superfície. E, por formar essas lateritas, o ferro não tende a solubilização como já visto anteriormente.

GRÁFICO 22 - Perda de Ferro na Estação Seca e Úmida (GOUVEIA-MG, fevereiro e agosto de 2009)



Em relação à formação das lateritas é importante destacar a acumulação absoluta e relativa. A acumulação é relativa quando os conteúdos de ferro e alumínio podem aumentar a partir das perdas de silício e das bases. Já a acumulação absoluta é entendida como um processo de enriquecimento de uma pequena perda de sílica por lixiviação e a consequente incorporação do alumínio e do ferro (HERBILON E NAHON, 1988).

É importante ressaltar que nem todo ferro é oxidado formando lateritas, pois, em condições de um intenso intemperismo, com elevadas temperaturas e pluviosidade, o ferro pode também ser solubilizado. Para Macfarlene (1976), a laterita residual é resultante da retirada do material de origem por intemperismo que, posteriormente, se reagrupa por precipitação, tornando-se relativamente imóvel.

Ainda conforme a autora, num segundo momento ocorre a resolução ou alteração dos resíduos através da movimentação do nível freático. Além disso, deve-se observar que a laterita é um precipitado no qual o Fe e o Al podem ser mobilizados em solução, além de poderem movimentar-se no perfil.

Neste mecanismo de solubilização Maignien (1966) mostra o processo regressivo da quebra mecânica da laterita e posteriormente o seu transporte, ou ainda um processo regressivo do ponto de vista químico. Para este autor, ao se instalar algum tipo de vegetação sobre as lateritas, a matéria orgânica que acumulada muda o pH do solo e promove a dissolução dos elementos cimentantes da laterita. Desta forma, liberam-se os óxidos de ferro através da percolação ao longo do perfil, onde parte podeseer lixiviada ou acumulada novamente em níveis mais inferiores.

A ação da vegetação na destruição das lateritas também foi observada por Leprun (1979), que mostrou como a ação das raízes é capaz de criar condições físicas, químicas e microbiológicas que resultam na solubilização do ferro ao longo do perfil

A relação do pH dos solos é também entendida como uma forma de solubilização das lateritas. Bigarella *et al.* (1996) concluíram que a mobilidade do ferro ocorre em um ambiente redutor. Assim, elevadas perdas do ferro ocorrem na presença de ácidos orgânicos, e principalmente em locais de maior hidromorfia, o transporte ocorre principalmente através da ação do lençol freático.

Nogueira Jr. (1985) mostra que precipitações entre 500 a 1000 mm de chuva são suficientes para mobilizar o ferro, mas, para o alumínio, as condições de precipitação devem ser superiores a 1200 mm.

Desta forma, fica nítido que apesar de parte do ferro ficar preso sob a forma de lateritas, parte deste elemento tende a ser lixiviado através de todas as situações acima descritas.

As concentrações de ferro nos cursos fluviais da Depressão de Gouveia apresentam valores mais elevados em relação às demais bacias analisadas (Gráf. 22, e Tabs. 01 e 02). Na estação seca as maiores perdas foram no Ribeirão de Areia alto curso, Ribeirão do Chiqueiro, Ribeirão de Areia foz, Rio Paraúna baixo curso e alto curso com 1,3mg/l, 1,1mg/l, 1,0 mg/l, 0,88mg/l, 0,85mg/ respectivamente. Na estação seca, como pode ser observado pela tabela 02 estes mesmos cursos d'água obtiveram maior perda, sendo 1,8mg/l para o Ribeirão do Chiqueiro, 0,81 mg/l para o Ribeirão de Areia alto curso, 0,79 para o baixo curso, 0,77 para o baixo curso do rio Paraúna e 0,74 para o alto curso.

Este fato pode estar associado à grande ocorrência de rochas metabásicas em toda essa região. Além disso, há que ressaltar também que as concentrações de ferro nos granitos e gnaisse é naturalmente maior do que nos quartzitos.

6.4.4. O Elemento Alumínio

Como pode ser verificado nas tabelas 01 e 02 há baixa concentração do alumínio nas duas estações, com valores abaixo de 0,2 mg/l e em todas as bacias. Este fato é está correlacionado à baixa solubilidade desse elemento; além disso, deve-se levar em consideração a própria limitação do método para quantificar este elemento.

Neves (2005) utilizando outros métodos conseguiu quantificar a perda do alumínio nas bacias hidrográficas da SdEM. A autora encontrou teores elevados deste elemento, com uma

média de 1,52 mg/l, em condições naturais, em diversos cursos de água para o período chuvosa. Já para estação seca, a autora encontrou a média de 0,16 mg/l, mas observando que alguns valores elevados encontrados em sua área de estudo possuem contribuição antrópica. É possível observar a lixiviação deste elemento ao analisar os minerais de argila como a gibbsita, visto que este argilo-mineral é um alumínio hidratado que foi encontrado na mineralogia dos solos estudados no âmbito desta Tese. Este argilo-mineral é considerado por Bigarella *et al.* (1996), como um material de alteração profunda das rochas, de tal forma que sua formação está associada às condições climáticas quentes e úmidas, tropicais ou subtropicais.

Para Twidale (1976), para que ocorra a formação da gibbsita, ou até mesmo a bauxita, é necessário que ocorra intensa lixiviação do alumínio. Erhart (1973), por outro lado, aponta que para o enriquecimento dos hidróxidos de alumínio, é necessária uma intensa desisilificação. Segundo Thomas (1994), Ollier (1991) e Faniran e Jeje (1983), para que este elemento seja lixiviado, o ambiente deve ser muito ácido ou muito alcalino. No caso da área de estudo trata-se de um ambiente extremamente ácido.

Bigarella *et al.* (1996), no entanto, chama a atenção para o fato de que o processo pedogenético para a lixiviação do alumínio, implica na existência de clima sazonal intertropical, quente e úmido, com temperaturas variando entre 24 a 29 graus e precipitações superiores a 1300 mm. Além disso, devem-se ter uma boa drenagem e condições bioestáticas estáveis por longo intervalo de tempo, para que o processo químico seja superior ao intemperismo físico. Obtendo essas condições acima citadas haveria, então, a remoção de bases e de grande parte da sílica levando, conseqüentemente, às concentrações de hidróxidos de ferro e de alumínio.

Essas condições são encontradas na SdEM, onde o pH dos solos são em sua maioria inferiores a 4,5 como pode ser observado nos gráficos 01 a 18. Além disso, a região em estudo é semelhante à indicada acima, por Bigarella (1996). A associação com matéria orgânica complexante (sobretudo ácidos fúlvicos) com o alumínio resulta em uma grande mobilidade, processo observado em outras regiões do globo, por Summerfield (1991), entre outros. Para este autor, em solos com pH abaixo de 4, a solubilidade do alumínio pode chegar a valores de 600 ppm, sendo este praticamente insolúvel em meios com valores de pH entre o pH 5 e 10.

Outro fator importante observado por Troeh e Thompson (2007), é que o próprio alumínio aumenta a acidez do solo desde que este se torne solúvel; assim, o íon Al^{3+} é considerado acidificante com o íon H^{2+} .

Ainda para Troeh e Thompson (2007), o papel da acidez do alumínio no solo advém de presença de mais partículas de argila interagindo com H^+ . Existem evidências de que uma argila saturada de hidrogênio sofre decomposição espontânea de íons de hidrogênio que penetram na camada octaédrica e substituem os átomos de alumínio. A alumínio liberado é então absorvido pelo complexo de argila e um $H^+ - Al^{3+}$ - este complexo argila é formado rapidamente. Os íons Al^{3+} através da hidrólise produz íons H^+ . Assim esta reação contribui para o aumento da concentração dos íons de H^+ no solos. Desta forma, a magnitude da mudança do pH é relacionada com a concentração alumínio, este é portanto mais uma explicação do baixo pH dos solos do SdEM, além de ser um evidência da solubilização do alumínio.

6.4.5. Os Elementos Manganês e Magnésio

Outro elemento com baixa concentração é o manganês com um total anual de 2,08 mg/l, mesmo assim considerando um valor de 0,05mg/l (Tabs. 01 e 02) Pois para a maioria dos pontos analisados na estação úmida, o valor para este elemento foi menor que 0,05mg/l. Os únicos locais acima deste valor foram a foz e o alto curso do Ribeirão de Areia, o Ribeirão do Inferno e o Ribeirão do Chiqueiro, com 0,06mg/l, 0,11 mg/l, 0,06mg/l e 0,07 mg/l respectivamente. Na estação seca, todos os valores também ficaram abaixo de 0,05mg/l, com exceção dos do rio Jequitinhonha e o Ribeirão de Areia, ambos tiveram a perda de 0,06mg/l.

O manganês é encontrado na região apenas na forma de óxidos e, por este motivo, apresenta uma concentração pequena nos cursos fluviais. Além disso, esse elemento é encontrado apenas na região de Conselheiro Mata, na SdEM, na formação Rio Pardo Grande segundo Fogaça e Scholl (1979).

Além disso, para Abreu *et al.* (2007), a maior disponibilidade destes elementos encontra-se na faixa de pH 5,0 a 6,5, valores não encontrados na área de estudo. Esses autores acima citados também apontam que são os solos arenosos, com baixa CTC e sujeitos a altos índices pluviais, os mais propensos a apresentar problemas de deficiência desse elemento.

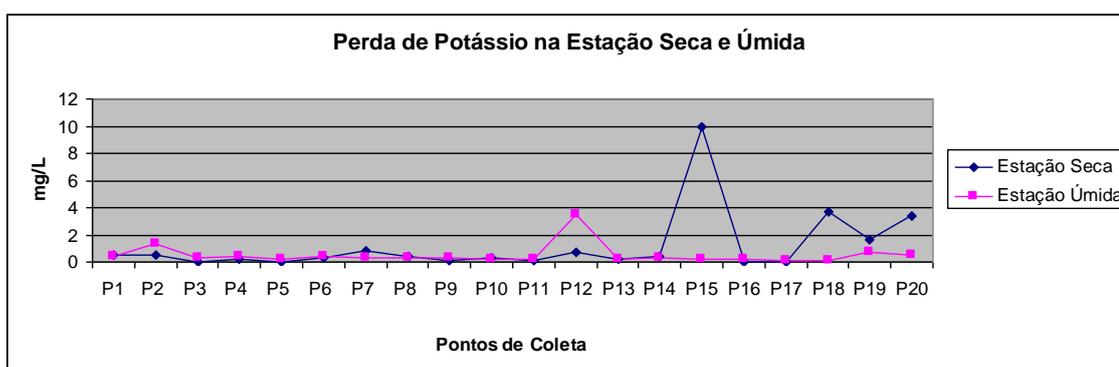
O outro elemento com baixa representatividade como pode ser observado na (Tabs. 01 e 02), é o magnésio com uma perda anual de 10,55 mg/l, na estação úmida, com uma perda variando entre 0,10 a 0,42 mg/l. Já na estação seca, a variação ficou entre 0,62 a 0,09mg/l. O magnésio, segundo Troen e Thompson (2007) tem a função de ser adsorvido pela permuta de cátion, adsorvido por plantas em crescimento ou ser lixiviado do solo, encontrando-se entre os

primeiros elementos químicos a deixarem a rocha durante o intemperismo químico, o que responde pelos baixos valores encontrados na área estudada.

6.4.6. Os Elementos Potássio e Sódio

As Tabelas 01 e 02 mostram que houve uma perda anual do potássio foi de 36,14 mg/l, mas deve-se ressaltar que em apenas um ponto, no baixo curso do rio Pardo Pequeno, o valor total foi de 10 mg/l. Portanto, o valor total e a média foram mascarado neste ponto. Este valor muito provavelmente advém de correções de solo feito para o cultivo de Eucalipto. Na estação seca os valores ficaram entre 0,05 mg/l a 0,81mg/l, com exceção para o baixo curso do Rio Pardo Pequeno com 10,0mg/l como já discutido acima e para os Córregos Olaria, e Rio Grande e para o Ribeirão do Chiqueiro com 3,7 mg/l, 1,6mg/l, 3,4mg/l respectivamente, cabe ressaltar que essas ultimas áreas também são áreas de lavoura, sendo a explicação deste maior percentual mais elevado a mesma dada para o baixo curso do Rio Pardo Pequeno. Na estação úmida todos os valores ficaram abaixo de 1mg/l, com valores entre 0,10 a 0,70 mg/l, com exceção para o alto curso do Rio Pardo Grande e a foz do Ribeirão de Areia com 1,30mg/l e 3,5mg/l respectivamente (Gráf. 23).

GRÁFICO 23 - Perda de Potássio na Estação Seca e Úmida (fevereiro e agosto de 2009)

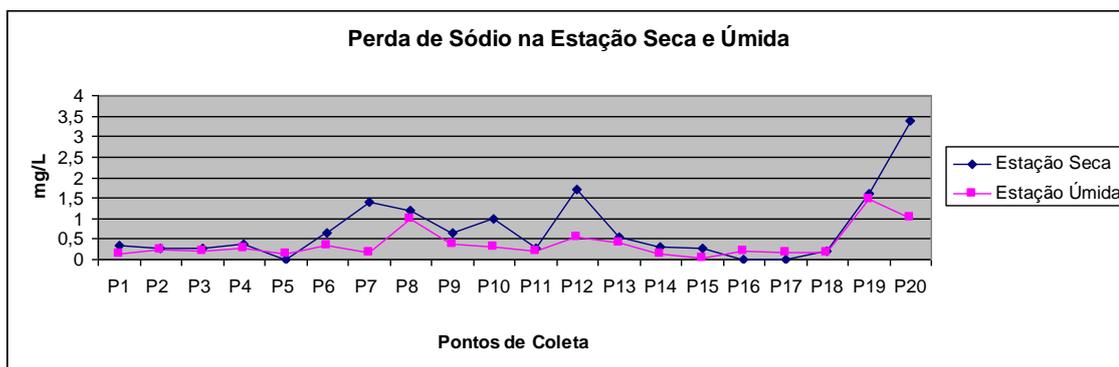


Para Ernani *et al.* (2007), o potássio no solo provém do intemperismo de minerais primários e secundários que contem este elemento, oriundos principalmente do grupo das micas, dos feldspatos e feldspatóides. O potássio é encontrado mais comumente nos minerais secundários como nas vermiculitas e as illitas.

As baixas concentrações deste elemento na área estudada (Tabs. 01 e 02) estão relacionadas ao domínio dos quartzitos muito puros da Serra do Espinhaço Meridional nos quais não são encontrando valores significativos de tais elementos.

As Tabelas 01 e 02 mostra uma perda total de 24,2 mg/l do sódio. Para a estação úmida todos os valores variaram entre 0,027 a 0,55mg/l, exceção feita pra o Rio Jequitinhonha, o Córrego do Rio Grande e o Ribeirão do Chiqueiro, com 1,0mg/l, 1,46mg/l e 1,04mg/l, respectivamente. Na estação seca, manteve-se o mesmo padrão exceção feita para o Ribeirão Chiqueiro com 3,4mg/l, Córrego do Rio Grande com 1,6mg/l, foz do Ribeirão de Areia 1,7mg/l, Jequitinhonha 1,0mg/l e Rio Paraúna baixo curso com 1,4mg/l (Gráf. 24).

GRÁFICO 24 - Perda de Sódio na Estação Seca e Úmida (fevereiro e agosto de 2009)



Para Troeh e Thompson (2007) o sódio ocorre em feldspato, e não se encontra presente nas micas, se intemperizando mais rapidamente do que o potássio. Os íons sódio que são liberados não se fixam nos solos, o que explica suas baixas concentrações em geral.

Na área estudada, os cursos fluviais da Depressão de Gouveia, como o Rio Paraúna, o Ribeirão de Areia, Ribeirão do Chiqueiro, Córrego do Rio Grande apresentam valores significativos quando comparados com outras áreas da região estudada (Tabs. 01 e 02). Este elemento, de acordo com Szabó *et al.* (2007), é mais comumente encontrado em rochas ígneas que, na área de estudo, formam o assoalho da Depressão.

6.5. Análise Geoquímica Comparativa Entre as Duas Bacias Hidrográficas Analisadas e Padrões Morfométricos

A perda geoquímica em ambas as bacias hidrográficas, a do Rio São Francisco, que drena para oeste e a do rio Jequitinhonha, para leste da Serra do Espinhaço não demonstra grandes variações (Tabs. 01 e 02) As duas bacias são geoquimicamente muito pobres, com exceção do cálcio e da sílica, já discutido anteriormente.

Como pode ser observado nas tabelas 01 e 02 todos os elementos analisados (Si, Fe, Al, Ca, Mn, Mg, Na e K) obtiveram maior perda na estação úmida, na bacia do Rio São

Francisco (BRSF) quando comparada com a bacia do Rio Jequitinhonha (BRJQ), exceção para o Alumínio, já que os valores deste elemento foram constantes para ambas estações como visto anteriormente e do sódio.

A sílica na BRSF foi de 0,87 mg/l e de 0,56 mg/l na BRJQ. No caso do ferro ela foi de 0,69 mg/l para BRSF e de 0,63 para a BRJQ. O cálcio foi de 8,26 para a BRSF e de 8,06 para a BRJQ. O manganês possui uma perda ligeiramente maior na BRSF, com 0,06 mg/l e 0,05 mg/l para a BRJQ. A perda do magnésio foi 0,22 mg/l na BRSF e de 0,17mg/l na BRJQ. Para o potássio, a perda foi de 0,6 mg/l na BRSF e de 0,24 na BRJQ. O sódio foi o único elemento que possui menor perda na BRSF com 0,38 mg/l do que na do RJQ, com 041 mg/l.

Na estação seca a perda de sílica foi maior na BRJQ, com 3,05 mg/l e de 2,79 mg/l na BRSF. O ferro obteve a maior perda na BRSF com 0,61 mg/l e 0,41 mg/l na BRJQ. O alumínio apresenta valores constantes nas duas bacias e sem variações com relação as estações do ano (úmida/seca).as perdas do manganês e do magnésio foram iguais para as duas bacias analisadas, como 0,05 mg/l e 0,03 mg/l, respectivamente. O sódio possui perda de 0,76 mg/l para o RSF e de 0,62 mg/l na BRJQ. O potássio perdeu 1,5 mg/l na BRSF e 0,2 mg/l na BRJQ.

A perda média da SdEM, somando-se as duas bacias e ordenando-as da maior para a menor, é a seguinte: o cálcio com 4,39 mg/l, a sílica com 1,82 mg/l, o potássio com 0,64 mg/l, o ferro com 0,59 mg/l, o sódio com 0,54 mg/l, o magnésio com 0,26 mg/l, o alumínio com 0,2 mg/l e finalmente o manganês com 0,05 mg/l.

No entanto, embora aparentemente não mostrem diferenças geoquímicas marcantes, estas bacias apresentam formas de relevo bem distintas, o que leva à hipótese de que a estrutura do substrato rochoso tenha influência no modelado, além dos processos de saída de elementos químicos. Deste modo, a análise morfométrica pode indicar a interação da estrutura com a perda geoquímica.

6.6. Padrões Morfométricos das Bacias das Bacias do Rio São Francisco e Jequitinhonha

A abrangência da área da bacia do Rio São Francisco na Serra do Espinhaço Meridional é maior que do Rio Jequitinhonha, tendo respectivamente áreas de 2910,23 Km² e 1290,23 Km². (Tab. 04 e 05). Portanto, a área da bacia do Rio Jequitinhonha corresponde a 44,3%, daquela da bacia do São Francisco. A área da bacia (A) é toda a área drenada pelo

conjunto pelo conjunto do sistema fluvial, projetada em plano horizontal (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 113).

A área das bacias parece ter influência na perda geoquímica, principalmente na estação úmida, pois embora ambas apresentem perdas em termos quantitativos muito semelhantes, a área bacia do rio Jequitinhonha corresponde a 44,3% da bacia do Rio São Francisco, que é, portanto, proporcionalmente maior.

O Perímetro da bacia do Rio Jequitinhonha é de 227,89 Km² e 275,19 Km² o da bacia do São Francisco. O perímetro da bacia (P) constitui o comprimento da linha imaginária ao longo do divisor de águas (TONELLO, 2005, p.18). A área e perímetro da bacia são fatores imprescindíveis para o cálculo dos demais parâmetros.

TABELA 04: Hierarquização da Drenagem das Bacias Hidrográficas do Jequitinhonha e São Francisco

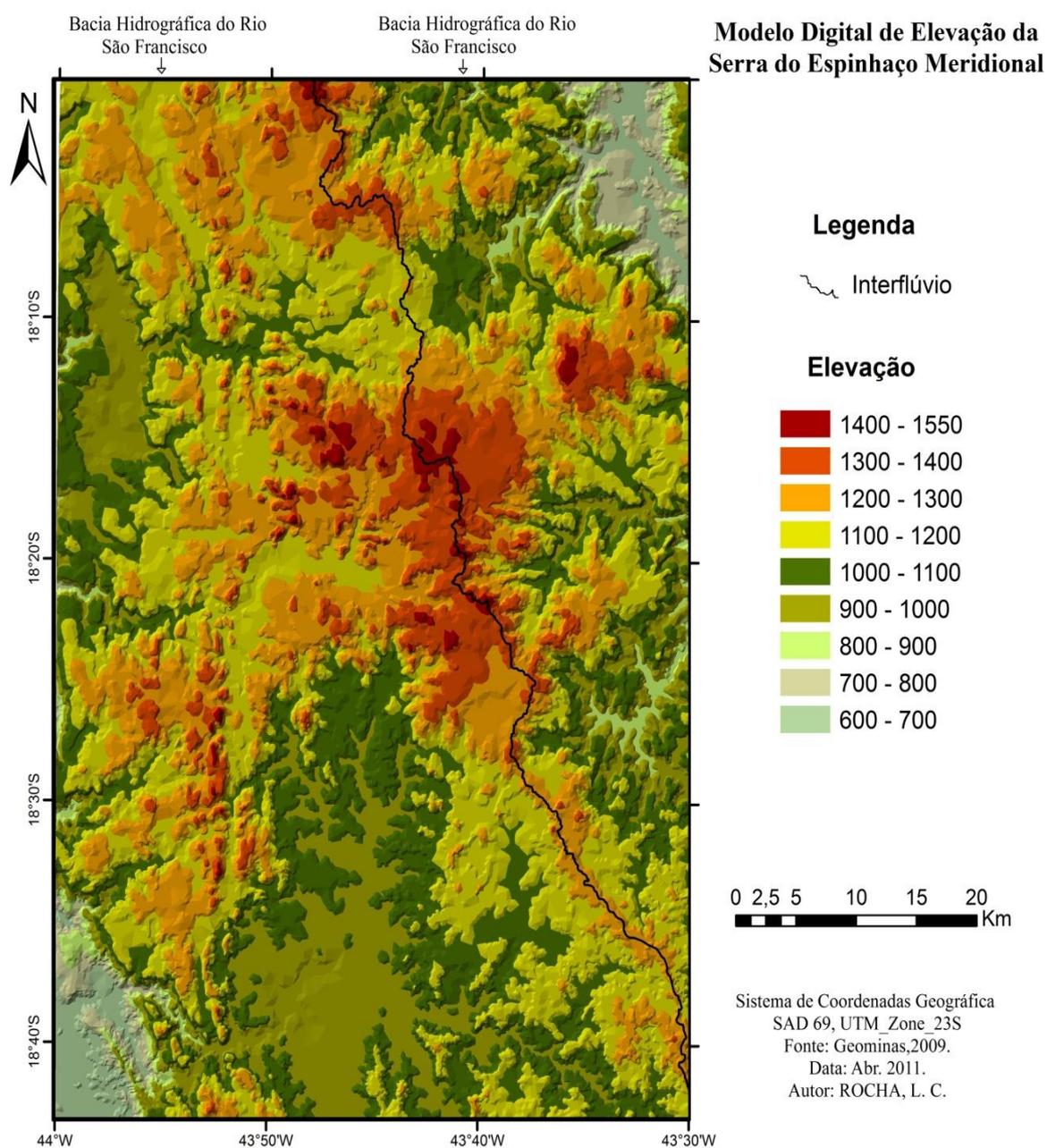
Ordem (Strahler)	Bacia do Jequitinhonha		Bacia do São Francisco	
	Quantidade de canais	Extensão	Quantidade de canais	Extensão
1	1191	812,09 Km	2698	1826,49 Km
2	595	430,16 Km	1246	900,7 Km
3	311	221,71 Km	691	439,83 Km
4	148	96,46 Km	389	235,32 Km
5	65	42,49 Km	150	92,57 Km
6	---	----	121	72,59 Km
Total	2310	1602,91 Km	5295	3567,5 Km

TABELA 05: Características das Bacias Hidrográficas do Jequitinhonha e do São Francisco

Parâmetros	Valores	
	Bacia do Rio Jequitinhonha	Bacia do Rio São Francisco
Área (Km ²)	1290,23	2910,23
Perímetro (Km)	227,89	275,19
Ordem	5 ^a ordem	6 ^a ordem
Número total de cursos d'água	2310	5295
Comprimento total dos canais	1602,91	3567,5
Densidade Hidrográfica (Dh) canais/Km ²	0,923	0,927
Densidade de Drenagem (Dd) Km/Km ²	1,24	1,22
Índice de Rugosidade (Ir)	1091,2	1215,12
Coefficiente de Compacidade (Kc)	1,77	1,42

Índice de Circularidade (Ic)	0,31	0,48
Altitude máxima (m)	1527	1534
Altitude mínima (m)	647	538
Amplitude altimétrica (m) (Hm)	880	996

FIGURA 13: Modelo Digital de Elevação e Divisão das Bacias do Jequitinhonha e São Francisco.



A bacia Hidrográfica do São Francisco é de 6^a ordem, se mostrando pouco mais ramificada que a do Jequitinhonha que é de 5^a ordem. A Densidade Hidrográfica (Dh) é de 0,

923 canais/Km² para a Bacia do Rio Jequitinhonha e 0,927 canais/Km² para a bacia do São Francisco.

A densidade de rios é a relação existente entre o número de rios ou cursos de água e a área da bacia hidrográfica. Sua finalidade é comparar a frequência ou a quantidade de cursos de água existentes em uma área de tamanho padrão como, por exemplo, o quilômetro quadrado (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 115).

Os valores deste índice para ambas as bacias são semelhantes, pois apesar da bacia do Jequitinhonha possuir menor número de cursos de água, ela também possui área menor que a bacia do São Francisco. Assim, a proporção de canais por km² é equivalente entre as duas bacias. Estes valores revelam também que o escoamento superficial das duas bacias se processa de maneira intensa, com tendência para a ocorrência de fontes geradoras de novos cursos de água.

A densidade de drenagem (Dd) da Bacia do Jequitinhonha é pouco maior que do São Francisco, correspondendo a 1,24 km/km² e 1,22 km/km² respectivamente. A densidade da drenagem correlaciona o comprimento total dos canais de escoamento com a área da bacia hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 115). O cálculo da Densidade de drenagem é importante na análise das bacias hidrográficas porque apresenta relação inversa com o comprimento dos rios (CHRISTOFOLETTI, 1980, P. 116).

Quanto maior for este índice, menor é a capacidade de infiltrar água, sendo que valores baixos indicam que a região é mais favorável à infiltração, contribuindo assim para a alimentação do lençol freático. O valor mais baixo é encontrado na bacia do Rio São Francisco (Tabs. 04 e 05), que é exatamente àquela na qual são encontrados a maior quantidade de afloramentos da Formação Galho do Miguel, caracterizado por seus planos de acamamento horizontalizados que favorecem a retenção de água, sendo um indicativo de que esta área possui maior capacidade de infiltração da água,

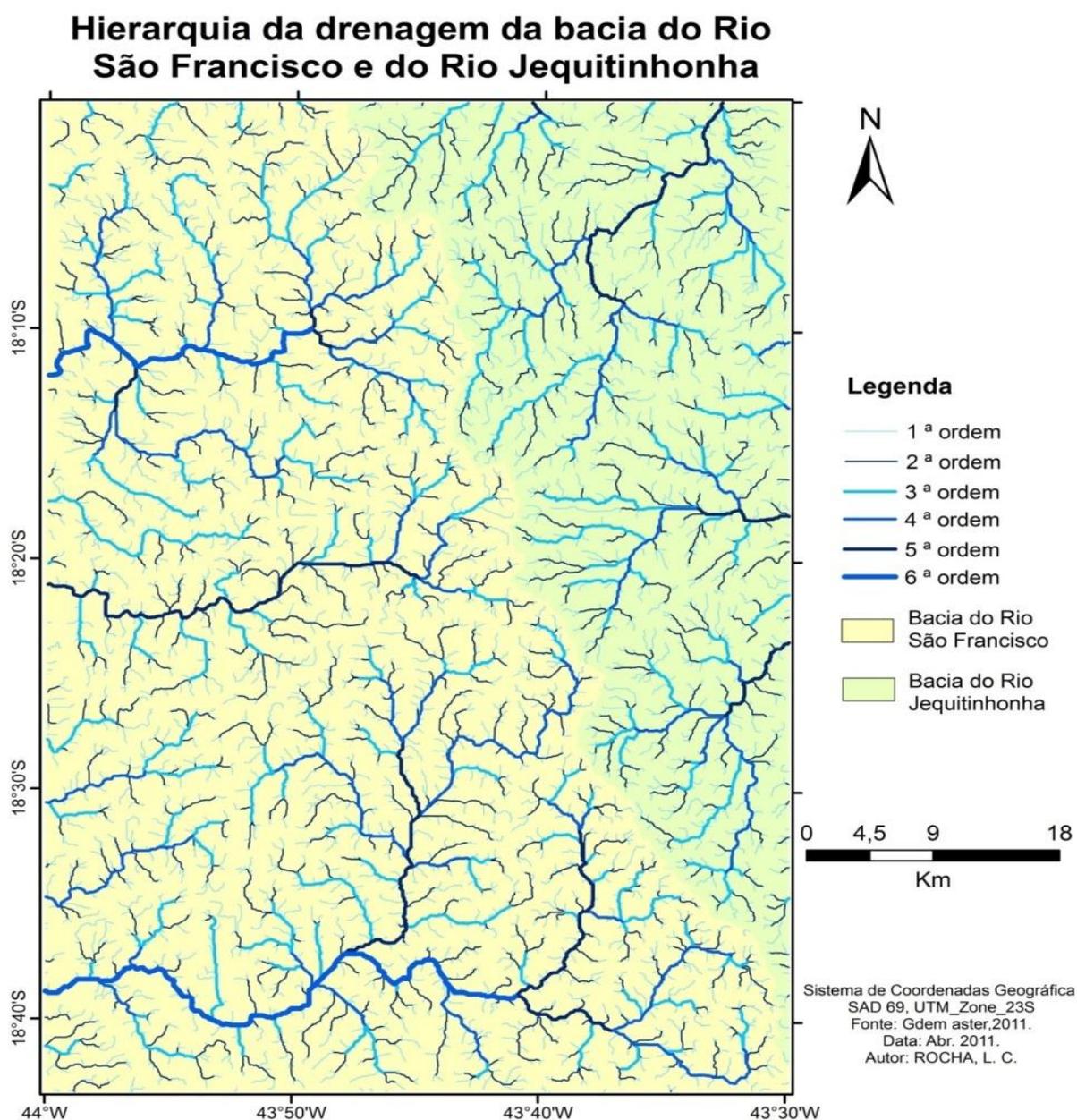
Essa variável se relaciona também com o transporte de material detrítico, pois a densidade de drenagem está diretamente relacionada à capacidade de erosão fluvial. As áreas onde há menos infiltração tendem, em geral, a apresentar maior escoamento superficial. Desta forma, a bacia do Rio Jequitinhonha conta com índices mais elevados de dissecação, além de maior eficiência em transportar sedimentos.

De acordo com Villela e Mattos (1975), esse índice pode variar 0,5 km/km², em bacias com drenagem pobre, e 3,5 km/km² ou mais, em bacias bem drenadas. As bacias em estudo podem ser classificadas como de média capacidade de drenagem. É possível inferir, contudo, que o processo de infiltração deve predominar em relação à taxa de escoamento, devido as

rochas da SdEM serem bastante porosas e permeáveis, fato que favorece a lixiviação dos elementos (Fig. 03)

Os valores da amplitude altimétrica das bacias estudadas são elevados, com pouca diferença entre si (Fig. 04). Entretanto, na Bacia do Rio São Francisco a amplitude altimétrica é de 996m distribuída numa área de grande extensão, de 2910,23 km², ou seja, 55,7% a mais da área da Bacia do Jequitinhonha. Enquanto na Bacia do Jequitinhonha a elevada amplitude, de 880m, está distribuída numa área bem menor, de 1290,23 km².

FIGURA 14: Hierarquia de Drenagem da Bacia do Rio São Francisco e do Rio Jequitinhonha



A área da Bacia do São Francisco possui formas de relevo mais rebaixadas quando comparada com a bacia do Rio Jequitinhonha, o que pode favorecer a infiltração de água pluvial. Na bacia do Jequitinhonha, devido a sua maior Dd, o escoamento tende a ser mais elevado, em função da menor área desta bacia. Este é um fator importante, pois as superfícies aplainadas na Serra do Espinhaço Meridional concentram-se na bacia do Rio São Francisco, enquanto na bacia do Rio Jequitinhonha os relevos são mais íngremes e escarpados.

Tal fato tem relação estreita, na área, com a estrutura do relevo, pois existe uma associação entre a horizontalidade dos planos de acamamento e o relevo menos inclinado típica da bacia do São Francisco, na qual predomina a Formação Galho do Miguel, enquanto na bacia do Jequitinhonha, ocorrem as Formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho. A formação Galho do Miguel, de origem eólica, apresenta planos de acamamento horizontalizados, que favorecem as taxas de infiltração e percolação, enquanto o relevo sob as Formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho, com planos de acamamentos mais verticalizados, adquire formas ruiformes e escarpadas.

O Índice de Rugosidade (Ir) combina declividade e comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, expressando-se como número adimensional que resulta do produto entre a amplitude altimétrica (H) e a densidade de drenagem (Dd) (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 121). A bacia hidrográfica do São Francisco possui valor de Ir de 1215,12, ou seja, maior que do Jequitinhonha com Ir de 1091,2 (Tab. 05). Tendo como base o que foi apontado por Christofolletti (1980, *apud* PATTON E BAKER, 1976), a bacia do São Francisco é, em relação à outra bacia, possuidora de maior índice de rugosidade, incorporando fina textura de drenagem, com comprimento mínimo do escoamento superficial em vertentes íngremes e altos valores dos gradientes dos canais.

Bacias hidrográficas com Ir elevado são bacias de alta energia (dada à elevada amplitude altimétrica) e/ou bacias com alta transmissividade hidráulica, já que todos pontos da bacia estão mais próximos da rede de drenagem, convertendo o fluxo de vertente em fluxo fluvial em menor tempo (CHEREM, 2008). Apenas a comparação de valores entre as bacias (Tab 05) demonstra que a Bacia do Rio São Francisco é mais propícia elevada energia fluvial. Este fato ajuda a explicar porque no período úmido há maior saída dos elementos químicos estudados.

É necessário, no entanto, analisar o índice de rugosidade paralelamente ao tamanho da área de cada bacia. Constata-se pela tabela 05 que a diferença entre este índice de cada bacia é baixo, ou seja, ambas as bacias possuem alta energia devido ao relevo. Porém, na bacia do Jequitinhonha este índice está distribuído em uma área muito menor que a do São Francisco,

nos remetendo à interpretação de que, de fato, a bacia do Jequitinhonha possui alto valor do Ir, mesmo sua área sendo 55,6% menor que a da bacia do São Francisco. Portanto, a bacia do Jequitinhonha possui maior energia e maior incisão da rede de drenagem. Este fator explica também as elevadas perdas na estação úmida, mesmo a bacia sendo menor, bem como o fato do relevo ser mais íngreme e escarpado nessa bacia.

O Coeficiente de Compacidade (K_c) é, segundo Cardoso *et al.* (2006), a relação entre a forma da bacia e a circunferência de um círculo. Villela e Mattos (1975) destacam que o K_c é um número adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente de seu tamanho, e quanto maior a irregularidade da bacia, maior será o coeficiente. Uma bacia circular corresponde a valor igual a 1,0, sendo que este valor tende a aumentar à medida que a bacia torna-se irregular. A forma mais alongada da bacia indica que a precipitação sobre ela se concentra em diferentes pontos, o que ameniza a influência da intensidade de chuvas, diminuindo as variações da vazão do curso d'água (Torres *et al.*, 2009).

O Coeficiente de Compacidade (K_c) da Bacia do Rio Jequitinhonha é de 1,77, sendo maior que o da bacia do Rio São Francisco que é equivalente a 1,42. Portanto, analisando os dados brutos (Fig. 07) a primeira bacia é mais alongada e, teoricamente, menos suscetível à cheias do que a segunda. Contudo, ao se considerar novamente a área de ambas as bacias (Tab. 05) nota-se que mesmo sendo o valor do K_c maior para a Bacia do Jequitinhonha, este é alto por ser uma área muito menor, tendendo a uma maior concentração de água pluvial do que na bacia do São Francisco.

O índice de circularidade tem valor adimensional, variando com a forma da bacia. Quanto mais irregular for a forma da bacia, maior será o índice de circularidade e menores são as tendências de ocorrência de cheias. Quando este índice for igual ou próximo de 1,0 indica que a bacia hidrográfica tem a forma circular (Filho e Lima, 2007).

Os valores do Índice de Circularidade para as bacias hidrográficas do Rio Jequitinhonha e do Rio São Francisco são 0,31 e 0,48 respectivamente (Tab. 05). De acordo com Schumm (1956, *apud* ALVES E CASTRO, 2003), quando o valor do I_c é menor que 0,51 a bacia é mais alongada, ou seja, ambas as bacias aqui analisadas são alongadas o que favorece o escoamento. Porém, comparando o IC de ambas, observa-se que o I_c da Bacia do Jequitinhonha está mais distante da unidade (1,0) que o da outra bacia e, portanto, ao ser considerado juntamente com o valor do KVA, reforça a observação de que esta bacia é mais alongada. Essa forma mais alongada da bacia do Jequitinhonha indica um relevo mais escarpado e com menos superfícies aplainadas, ao contrário de uma mais circular.

A amplitude altimétrica corresponde à diferença altimétrica entre a altitude da desembocadura e a altitude do ponto mais alto situado em qualquer lugar da divisória topográfica (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 119). Na Tabela. 05, pode-se verificar que a Bacia do Rio São Francisco possui maior amplitude altimétrica (996 m) do que a Bacia do Jequitinhonha (880 m). Existe semelhança do valor das bacias, mas, a bacia do Jequitinhonha possui maior amplitude distribuída em uma área bem menor que a da outra bacia.

Através dessa análise morfométrica, fica nítido o papel da estrutura na morfologia do relevo da área estudada, contribuindo para a formação de superfícies aplainadas em determinadas porções da Serra do Espinhaço Meridional. É importante chamar a atenção para o fato de que o esvaziamento geoquímico ocorre com grande intensidade em todo o Espinhaço Meridional a diferença é na morfologia do relevo.

6.7. Análise Química das Rochas e dos Solos

As análises químicas das rochas e solos estão divididas em duas partes: a primeira, corresponde aos elementos grandes: o alumínio, ferro, Sílica, titânio, magnésio, manganês, cálcio, potássio e fósforo em parte por milhão (ppm). A segunda, refere-se aos elementos traços encontrados: a prata, céσιο, cobre, európio, gálio, túlio, nióbio, samário, enxofre, estrôncio, tântalo, zinco, zircônio, rubídio, ítrio, vanádio, ouro, cromo, bário, chumbo, amostrados (Tab. 07), em parte por bilhão (ppb).

As análises químicas foram feitas no Laboratório do CDTN para as amostras dos perfis 01, 04, 06, 08, 09, 10, 12, 15, 16, 17, 18 com o uso do método da Absorção Atômica.

Os resultados das análises dos solos realizadas nas amostras dos perfis acima citados, como descritas na Metodologia, são mostrados na TABELA 06:

TABELA 06: Elementos maiores em partes por milhão (ppm).

Perfis/Elemento em ppm	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	MgO	CaO
P01. Hor A	3,37	0,176	94,774	0,16	0	0	0	0	0
P01. Hor C1	2,616	0,207	95,287	0,102	0	0	0	0	0
P01. Hor C2	3,986	0,113	93,697	0,139	0	0	0	0	0
P01.Rocha/Perfil	14,025	0,983	80,2	0,22	3,411	0,02	0	0	0
P04. Hor A	15,782	2,401	79,501	0,834	0	0	0	0	0
P04. Hor C1	18,887	2,006	77,153	0,676	0	0	0	0	0
P04. Hor C2	24,556	2,919	67,265	0,437	3,388	0	0	0	0
P06. Hor. A	2,645	0	95,176	0,122	0	0	0	0	0
P06 Hor C1	2,374	0	95,716	0,108	0	0	0	0	0
P06 Hor. C2	2,616	0,207	95,287	0,102	0	0	0	0	0
P06.Rocha/Perfil	3,807	0,78	92,272	0,046	0,251	0,106	0,553	0	0
P08 Hor A1	29,449	7,485	59,279	1,903	0	0	0,152	0	0
P08. Hor A2	30,835	7,861	57,795	2,076	0	0	0,157	0	0
P08. Hor. AB	31,886	8,608	54,212	2,265	0	0	0,778	0	0,146
P08.Hor. B	29,665	8,254	58,495	2,092	0	0	0	0	0
P08.Hor.C	33,683	9,516	52,503	2,291	0	0	0	0	0
P08. Rocha/Pefil	26,333	48,821	21,81	1,507	0	0,078	0	0	0
P09. Hor A.	23,49	5,689	67,077	1,303	0,126	0,024	0	0	0
P09. Hor B1.	24,725	5,738	66,291	1,359	0,133	0,019	0,137	0	0
P09. Hor B2.	26,022	5,644	65,744	1,299	0	0,015	0	0	0
P09. Hor. C	26,094	5,062	66,326	1,368	0	0	0	0	0
P10 Hor A.	5,111	0,407	92,261	0,252	0	0	0	0	0
P10 Hor. C1	0	0	97,972	0,095	0	0	0	0	0
P10 Hor. C2	3,506	0,292	94,113	0,264	0	0	0	0	0
P13 Hor A.	30,349	9,592	53,884	0,96	2,949	0,205	0,275	0	0
P13 Hor B1.	29,809	11,548	51,729	1,118	3,181	0,169	0,227	0	0
P13 Hor.B2	32,631	10,634	50,859	1,044	2,54	0,075	0,22	0	0
P14 Hor. A	51,626	21,73	22,608	2,94	0,746	0,058	0	0	0
P14 Hor. B	50,061	21,73	22,817	2,994	0,735	0,058	0	0	0
P15 hor. A.	40,047	10,468	42,663	1,896	3,026	0,025	0	1,303	0
P15 hor. B.	40,615	11,061	41,462	2,162	3,143	0,011	0	1,334	0
P17. Hor. A	3,304	0,241	95,827	0,124	0,128	0	0	0	0
P17. Hor. C	3,102	0,074	96,361	0,098	0,119	0	0	0	0
P18. Hor. A	3,142	0,145	96,096	0,147	0,08	0	0	0	0
P18. Hor. Cr	5,769	1,757	91,792	0	0,066	0	0	0	0

6.7.1. A Sílica

Nas amostras dos perfis que se encontram sobre as rochas quartzíticas da Formação Galho do Miguel, analisadas quimicamente para determinados elementos maiores, os resultados dos teores em sílica variam entre 21,81 ppm e 97,9 ppm, como pode ser observada na Tabela 06. Ressalta-se, no entanto, que o valor de 21,81 ppm de sílica foi encontrado em uma formação laterítica.

A mesma Tabela mostra que os maiores teores de sílica foram encontrados nos perfis 01, 06, 10, 17 e 18, sendo que valores deste elemento sempre ficaram acima de 90 ppm. Para o perfil 01 os valores foram de 93,6 ppm para o horizonte C2, 95,2 para o horizonte C1 e 94,7 para o horizonte A. Já no perfil 06, todos os horizontes possuem 95 ppm de sílica, pois a variação entre os horizontes ocorre nas casas decimais. No perfil 10 o horizonte C1 possui a maior concentração de sílica com 97,9 ppm, seguido do horizonte C2 com 94,1 ppm e do horizonte A com 92,2 ppm. O perfil 17 o horizonte A apresenta 95,8 ppm e o horizonte Cr 96,3 ppm. O último perfil dentro dessa classe acima de 90 ppm de sílica é o perfil 18, com 96 ppm de sílica no horizonte A e 91,7 no horizonte Cr.

Esses valores elevados de sílica são facilmente explicáveis, uma vez que esses perfis encontram-se sobre rochas da Formação Galho do Miguel que, como visto anteriormente, são compostas por quartzitos puros. As exceções nesse quadro são: o perfil 04, mas que também se encontra sobre as rochas da Formação Galho do Miguel, e cujos teores de sílica são mais baixos, atingindo 67,2 ppm para o horizonte C2, 77,1 ppm para o horizonte C1 e 79,5 ppm para o horizonte (Tab 06). A ocorrência desses valores mais baixos pode ser explicada pelo aumento considerável do alumínio, com 24,5 ppm para o horizonte C2, 18,8 ppm para o horizonte C1 e 15,7 ppm para o horizonte A. Os horizontes 01, 06, 10, 17 e 18 que ficaram acima dos 90 ppm o alumínio variou entre 5,7 ppm a 2,3 ppm.

Também os perfis 08 e 09, que estão sobre rochas da Formação Galho do Miguel, mas que apresentam baixo teor de sílica quando comparado com os perfis que se encontram na mesma área. O perfil 08 possui 59,2 ppm no horizonte A1, 57,7 ppm no horizonte A2, 54,2 no horizonte AB, 58,4 ppm no horizonte B, 52,5 no horizonte C, e 21,8 ppm para a laterita encontrada no fundo do perfil. No perfil 09 o horizonte A possui 67 ppm, o horizonte B1 66,2 ppm e 65,7 ppm no horizonte C.

Uma das possíveis causas para a presença desses valores mais baixos nesses dois perfis seria a ocorrência, em ambos, de processo de laterização, bem desenvolvido no perfil 08, com 48,8 ppm de ferro, 26,3 ppm de alumínio, e apenas 21,8 ppm de sílica, indicando um estágio avançado de laterização. Situações semelhantes foram reportadas por Maignien (1966), que atribuiu essas características geoquímicas aos resultados de um produto de alteração intensa da rocha.

Dentro deste contexto, Leprun (1979) afirma que a laterização é formada a partir da acumulação relativa do ferro como o último estágio da alteração e lixiviação, de tal forma que até mesmo a sílica é lixiviada para que ocorra a formação das lateritas.

McFarlane (1976) observa que até a própria estrutura da rocha pode ser um controle a mais no processo de intemperismo, visto que um ambiente poroso e de boa drenagem são fatores importantes na alteração dos elementos químicos. Podem ser incluídos nessa categoria os quartzitos, que são rochas porosas e permeáveis, facilitando o processo de laterização quando há certa concentração de ferro. O Perfil 09 não se encontra no mesmo estágio de laterização quando comparado com o perfil 08, mas os valores de sílica nele encontrados: 66 e 67 ppm (Tab 06), são baixos para a região onde este perfil se encontra. Mesmo estando em um estágio inicial de laterização, é possível identificar elevados teores médios de ferro e alumínio com 5,0 ppm e 25 ppm respectivamente nesses perfis.

Nos perfis 13, 14 e 15, formados por solos formados sobre xistos e rochas de embasamento da Depressão do Riacho Fundo, os valores de sílica variam entre 22 a 53 ppm (Tab. 06). Esses são xistos de granulometria fina, mas com a presença de com grãos de quartzo visíveis a olho nu e com planos de xistosidade bem definidos. Em função dessa presença significativa de quartzo, é de se esperar tais valores de sílica acima apresentados para os solos da depressão do Riacho Fundo.

Dentre os perfis acima citado, o perfil 13 é o que possui a maior quantidade de sílica, com 53,8 ppm para o horizonte A, 51,7 ppm para o horizonte B1 e 50,8 ppm para o horizonte B2 (Tab. 06). Uma possível causa para esses valores relativamente anômalos, seria o fato deste solo apresentar menor grau de evolução, quando comparado com os demais, uma vez que neste perfil foi possível encontrar algumas relíquias de rocha.

O perfil 15 é o que mais se assemelha ao perfil 13 em termos de cor e estrutura, mas geoquimicamente parece possuir maior grau de evolução, por apresentar menor quantidade de sílica, sendo 42,6 ppm no horizonte A e 41,4 ppm no horizonte B.

O solo que apresenta menor concentração de sílica entre esses últimos perfis analisados é o perfil 14, com ambos os horizontes apresentando 22 ppm. Mas cabe ressaltar que este perfil apresenta o maior percentual de ferro com 21 ppm para ambos horizontes e 50 ppm de alumínio para o horizonte B e 51,6 ppm para o horizonte A (Tab. 06), o que demonstra, portanto seu maior grau de evolução.

6.7.2. O Ferro e o Alumínio

Conforme pode ser visto na Tabela 06, os teores em Al_2O_3 e Fe_2O_3 são variados e se situam respectivamente na faixa de 2,61 a 33,68 ppm para Al_2O_3 e 0, 113 a 48,82 ppm para Fe_2O_3 . O alumínio é o segundo elemento mais abundante na área, seguido do ferro. Quando há diminuição da sílica, ocorre o aumento relativo do alumínio. Tal fato pode ser explicado em parte porque os compostos químicos liberados dos minerais apresentam-se estabilizados na forma de compostos solúveis ou insolúveis (THORNBUR, 1992).

Os perfis que apresentam os maiores percentuais de alumínio e ferro são os perfis, 04, 08, 09, 13, 14 e 15 (Tab. 06). No perfil 04, o alumínio variou entre 15,7 a 24,5 ppm, e o ferro entre 2,0 a 2,9 ppm. No perfil 08, o alumínio ficou entre 29,4 a 33,6 ppm e o ferro entre 7,4 a 48,8 ppm. Já o perfil 09 apresenta valores de alumínio entre 24,7 a 26,0 ppm e o ferro entre 5,0 a 5,7 ppm. o alumínio ficou entre 32, 6 a 29,8 ppm e o ferro possui entre 11,5 a 10,6 ppm no perfil 13. O perfil 14 possui 51 ppm de alumínio no horizonte A e 50 ppm no horizonte B.

O ferro possui 21,73 ppm nos dois horizontes deste perfil. Finalmente, o perfil 15 possui nos dois horizontes 40 ppm de alumínio e os valores do ferro variaram entre 10,4 a 11,0 ppm nos mesmos horizontes.

Esses valores relacionam-se à maior ou menor solubilidade dos elementos químicos presentes no material analisado na área de estudo. Isto é explicado por Paton (1978), que associa essa maior ou menor solubilidade ao potencial iônico dos mesmos. Para o autor, cada íon pode ser caracterizado pela sua carga elétrica e pelo seu raio iônico. Deste modo, os elementos que possuem baixo potencial iônico permanecem em solução durante o intemperismo, enquanto os elementos de potencial iônico intermediário são precipitados pela hidrólise formando os óxidos insolúveis, já os elementos com potencial iônico maior são solúveis.

Levinson (1980), por sua vez, propõe que os elementos químicos possam ser divididos em três grupos de solubilidade de acordo com o potencial iônico e solubilidade: o grupo dos cátions, o grupo complexos aniônicos, sendo estes dois solúveis, e o grupo dos óxi-hidroxidos de ferro, que é insolúvel, o que explica o aumento relativo do alumínio e do ferro em perfis muito intemperizados, como é o caso de alguns perfis da área de estudo.

Da mesma maneira, o ferro apresenta os teores mais elevados apenas quando há formação de concreções ferruginosas no perfil, demonstrando tratar-se de um aumento relativo, ou seja, devido à lixiviação dos outros elementos do perfil. Valores acima de 30 ppm são considerados elevados, sendo típicos de formações lateríticas, segundo Maignien (1966). Millot (1964) identifica também várias couraças ferruginosas no continente africano identificando as lateritas como resultantes da acumulação relativa dos óxidos de ferro e alumínio. O mesmo foi observado por Zanone (1969) na Costa do marfim em couraças bauxíticas como resultantes do aumento relativo do alumínio.

6.7.2. O Cálcio

Os percentuais de CaO chamam bastante a atenção, devido a sua baixa concentração 0,146 ppm, encontrada apenas na amostra do perfil 08, no horizonte AB (Tab. 06). Este baixo percentual é inesperado, visto que este elemento, em algumas partes do Espinhaço Meridional, apresenta perdas significativas nos canais fluviais, principalmente na estação úmida, tanto na bacia do Rio São Francisco quanto na bacia do Rio Jequitinhonha, sendo maior perda para a primeira bacia, como visto anteriormente, nas análises geoquímica das águas.

A fonte do calcário nos canais fluviais é decorrente das lentes de carbonato mapeado por Fogaça e School (1979), em algumas localidades do Espinhaço Meridional. Como pode ser visto na Tabela 06, as rochas e o solo não possuem teores de cálcio compatíveis com os valores dos canais fluviais. Assim pode-se pensar também que a fonte carbonato esteja abaixo da sequência das rochas quartzíticas da SdEM.

6.7.4. O Potássio

O potássio apresenta valores que variam de 3,41 a 0,126 ppm e pode ter sua fonte associada, em parte, aos minerais filosilicatados e nos feldspatos, como indicado por Resende *et al.* (2005), encontrados tanto nas rochas quartzíticas, quanto nas rochas do embasamento da Depressão (Tab. 06). O valor de 3,41 ppm foi encontrado em rocha quartzítica do perfil 01, enquanto nos horizontes deste mesmo perfil este elemento já se encontra lixiviado. Outro valor significativo foi no horizonte C2 do perfil 04, com 3,38 ppm, que corresponde ao horizonte de menor alteração, não tendo sido encontrado nos horizontes superiores A e C1.

No perfil 06, o potássio foi identificado apenas na rocha presente no fundo do perfil com o valor de 0,25 ppm, sendo que nos horizontes superiores este elemento não foi encontrado. Os valores de potássio no perfil 09, correspondem aqueles medidos nos horizontes A e B1 com 0,12 e 0,13 ppm respectivamente. Este elemento está presente em todos os horizontes dos perfis 13, 14 e 15, sendo que o perfil 13 possui valores de 2,94, 3,18 e 2,54 para os horizontes A, B1 e B2 respectivamente; o perfil 14 possui 0,7 ppm para o horizonte A e B e o perfil 15 possui o valor de 3,0 ppm para o horizonte A e 3,1 ppm para o horizonte B. Nesses perfis os valores de potássio são mais abundantes (Tab. 06), quando comparado com os dos perfis que se encontram localizados sobre rochas quartzíticas. Possivelmente, isto é resultante do fato destes terem sido formados sobre xistos e rochas de embasamento que são rochas que possuem maior percentual deste elemento.

Os perfis 17 e 18, que se encontram sobre rochas quartzíticas, possuem valores muito baixos. O perfil 17 possui 0,12 ppm e 0,11 ppm para os horizontes A e C respectivamente. O perfil 18 é o que apresenta os menores percentuais com 0,08 ppm e 0,06 ppm para os horizontes A e Cr respectivamente.

6.7.5. O Manganês e o Fósforo

A Tabela 06 mostra que o manganês possui valores entre 0, 205 a 0, 015 ppm, sendo que este é encontrado mais comumente nos perfis 13, 14 e 15, ou seja, nos perfis localizados na Depressão do Riacho Fundo. Nesta localidade encontram-se jazidas de manganês, exploradas por mineradoras na região. No perfil 13, os valores medidos são de 205 ppm, 0,169 ppm e 0,075 ppm, para os horizontes A, B1 e B2 respectivamente. No perfil 14, tanto o horizonte A, quanto o B apresentaram 0,058 ppm. O perfil 15 o horizonte A possui 0,025 ppm e o horizonte B com 0,011 ppm.

O manganês também é encontrado nos locais onde existem lateritas, por ser também um elemento formado por processos de oxidação por acumulação relativa, como observado por Milliot (1964), na África., que também destaca que este elemento ocorre de forma mais restrita quando comparado com o ferro e o alumínio devido à sua maior solubilidade. Por isto, a explicação para a concentração deste elemento nos perfis 08 e 09, encontra respaldo na literatura, uma vez que são justamente estes os perfis em processo de laterização. No perfil 08, este elemento foi encontrado apenas no horizonte laterizado com 0,078 ppm. Já no perfil 09, o manganês foi encontrado nos horizontes, A, B1, B2, com 0,024, 0,019 e 0,015, respectivamente. Além destes perfis ele está presente apenas nas rochas da base do perfil 01 e 06, com 0,02 ppm e 0,106 ppm, respectivamente (Tab. 06).

O fósforo possui teores que variam de 0, 137 a 0, 778 ppm na área estudada, como pode ser observada na Tabela 06. Segundo Troeh e Thompson (2007), este elemento torna-se mais ou menos disponível com o ferro e o alumínio, o que aparentemente responde pelo fato dele ocorrer abundantemente no perfil 08, que se encontra em processo mais avançado de laterização, nos horizontes A1, A2 e AB, com 0,152 ppm, 0,157 ppm e 0,778, respectivamente. No entanto, no perfil 09, que também conta com laterização, o fósforo foi encontrado apenas no horizonte B1. O perfil 13, que possui altos percentuais de ferro e alumínio (Tab. 06) tem, da mesma forma, valores significativos deste elemento, com 0,27 ppm no horizonte A e 0,22 ppm no B1 e B2. Nos demais, não foi detectado a presença do fósforo, com exceção da rocha na base do perfil 06, com o valor de 0,55 ppm.

6.7.6. O Titânio

Os valores de TiO_2 variam entre 0,46 e 2,291 ppm (Tab. 06). De acordo com Bittencourt Rosa (1988), este elemento está associados à presença do rutilo nas concentrações abaixo de 1, e ao anatásio, nas concentrações são acima de 1. A mesma Tabela 06 mostra que

o titânio é um elemento que aparece em todas as amostras com exceção da rocha sã 01. Este elemento é importante do ponto de vista geoquímico por apresentar baixa mobilidade frente ao intemperismo, sendo utilizado como um elemento traço para separar coberturas superficiais alóctones e autóctones, além de poder ser utilizado no balanço de massa (TAYLOR E ENGGLETON, 2001). Sobre a questão da utilização desse elemento como traço Thornber (1992) ressalta que o intemperismo depende do controle da solubilidade em soluções aquosas. Da mesma maneira Butt *et al.* (2000), lembram que nenhum mineral é inteiramente inalterado pelo intemperismo, nenhum elemento é inteiramente lixiviado do regolito, e que nenhum elemento é inteiramente imóvel.

Assim é que para Taylor e Enggleton (2001), o titânio, mesmo considerado imóvel, pode se movimentar como partícula coloidal como anatásio; nessa forma, este seria o mineral secundário formado a partir pela precipitação do titânio.

Por causa da sua relativa imobilidade, o titânio é utilizado como elemento geoquímico para realização de balanço de massa, largamente usado por Wells *et al.* (1990), Cooper *et al.* (2002), Touni *et al.* (2003), Brown *et al.* (2004) entre outros.

6.8. Análise Geral dos Perfis

Os solos dos perfis 13, 14 e 15 são Latossolos/Cambissólicos encontrados na depressão do Riacho Fundo, e se destacam dos demais por apresentarem a menor concentração de sílica. São também os que contam com a mais alta concentração de alumínio, sendo que, no perfil 15, estes superam os valores a sílica (Tab. 06). O ferro também possui valores elevados quando comparado os demais perfis, excluindo, como era de se esperar áreas onde as lateritas são encontradas.

Outra observação importante é que os perfis 08 e 09 estão sobre rochas quartzíticas (Fig. 05), mas mostram evidências de processos de laterização e, por esse motivo, tendem a se assemelhar geoquimicamente com os perfis 13, 14 e 15. Isso mostra como o intemperismo químico é intenso nas zonas tropicais quentes e úmidas, pois duas litologias totalmente diferentes resultam em solo geoquimicamente semelhantes, devido à lixiviação de praticamente todos os elementos, restando apenas o ferro e o alumínio por acúmulo relativo, como visto e discutidos anteriormente.

Os perfis 01, 04, 06, 10, 17 e 18, apresentam semelhanças entre si, tendo a sílica como principal elemento. Todos estes perfis são encontrados sobre rochas quartzíticas, sem sinais de laterização, ou em solos incipientes (Tab. 06). O perfil 04, contudo, tende a sair um pouco do

padrão encontrado, pois, os valores de alumínio são elevados quando comparados com os demais.

6.8.1. Elementos Traços

As amostras não apresentaram resultados quantitativos significativos para os seguintes elementos traços: prata, céσιο, európio, gálio, túlio, nióbio, rênio, samário, tântalo, rubídio, Ítrio, vanádio, ouro, bário e chumbo, em razão da baixa concentração dos mesmos (Tab. 07).

No entanto, a mesma Tabela mostra que foram medidos valores representativos para o enxofre, além do zircônio, cobre, estrôncio, zinco e cromo, em todos os perfis analisados. A interpretação desses valores, bem como seu tratamento estatístico, será feita posteriormente, devido ao grande número de elementos e valores resultantes das análises efetuadas em laboratório. Abaixo serão apenas apresentados as quantidades medidas por perfil.

A Tabela 07 mostra que a prata foi encontrada apenas no perfil 01, no horizonte A (0,019 ppb) e no perfil 10 também no horizonte A (0,025 ppb), enquanto o magnésio foi apareceu somente no perfil 13 nos horizontes A e B com 1,303 ppb e 1,334 ppb, respectivamente. Já o Césio está restrito ao perfil 04 no horizonte A com 0,06 ppb e nos horizontes A e B do perfil 18 com 0,073 ppb e 0,148 ppb, respectivamente. O európio foi encontrado no perfil 01 no horizonte A (0,05 ppb). O gálio foi encontrado no horizonte A, do perfil 01 com 0,004 ppb. O túlio está restrito ao horizonte B do perfil 14 com 0,09 ppb e o nióbio, aos horizontes A e B do perfil 14 com 0,007 ppb em ambos os horizontes. O rênio ocorre no perfil 01, no horizonte C1 com 0,019 ppb, no perfil 06 no horizonte C2 com o mesmo valor.

O samário foi encontrado no perfil 04 nos horizontes A e C1 com 0,068 ppb e 0,074 ppb, no perfil 10 no horizonte C2 com 0,066 ppb e no horizonte Cr do perfil 18, com 0,068 ppb. Também, foi medido nos horizontes A, com 0,068 ppb e C1, com 0,074 ppb do perfil 04; no horizonte C2 do perfil 10, com 0,066 ppb, além de ainda estar presente no horizonte Cr do perfil 18, com 0,068 ppb.

O tântalo foi encontrado no perfil 01 no horizonte C2, com 0,033 ppb e no horizonte A do perfil 14 com 0,055 ppb, e o rubídio, foi medido na rocha da base do perfil 01, com 0,005 ppb; no horizonte C2 do perfil 04, com 0,008 ppb e no perfil 15 nos horizontes A e B com 0,013 ppb. O ítrio foi encontrado no perfil 04, no horizonte C2 com 0,003 ppb, no perfil 13 nos horizontes A, B1 e B2, com 0,007 ppb, 0,009 ppb, 0,008 ppb, respectivamente, além do perfil 15, nos horizontes A (0,006 ppb) e B (0,007 ppb).

O vanádio está presente na laterita do perfil 08 com 0,129 ppb, no horizonte B2 do perfil 09 com 0,037 ppb, no horizonte A do perfil 14 com 0,081 ppb e no horizonte B do perfil 15 com 0,07 ppb. O ouro ocorre no horizonte A do perfil 06 com 0,016 ppb, nos horizontes A, C1 e C2 do perfil 10 com valores respectivos de 0,009 ppb, 0,009 e 0,012 ppb, e no perfil 17 nos horizontes A (0,377ppb) e C (0,246ppb).

O bário foi encontrado apenas no perfil 13 nos horizontes A, B1 e B2 com 0,368 ppb, 0,611 ppb e 0,491 ppb, respectivamente, enquanto o chumbo também está presente no perfil 13, nos mesmos horizontes nos quais ocorre o elemento anterior, com valores de 0,052 ppb, 0,039 ppb e 0,054 ppb, respectivamente (Tab. 07).

Como pode ser verificado nessa mesma Tabela, as diferenças mais significativas nos valores dos elementos menores são encontradas nos perfis da Depressão do Riacho Fundo, que são geoquimicamente mais diversificados quando comparados com aqueles das rochas quartzíticas. Portanto, os solos da depressão possuem elementos menores em maior quantidade, com destaque para o zircônio, o cobre, o estrôncio, o zinco e o cromo

A Tabela 07 também mostra a presença do zircônio nos perfis 01, 04, 08, 09, 10, 13, 14, 15, 17 e 18. O Zircônio foi encontrado no perfil 01 no horizonte C2 com 0,026 ppb e na rocha no fundo do perfil com 0,02 ppb. Já no perfil 04, ele ocorre apenas no horizonte C1 com 0,022 ppb. Sua maior concentração foi no perfil 08, onde está presente foi o que apresentou a maior concentração deste elemento, sendo possível identificá-lo em todos os horizontes: no A1 (0,031 ppb), no A2 (0,045 ppb), no AB (0,03 ppb), no B (0,026 ppb), e o horizonte C com 0,036 ppb. O perfil 09 também registrou este elemento em todos os horizontes, exceto o horizonte B2. No horizonte A encontrou-se 0,023 ppb, no B1, 0,02 ppb e no horizonte C, 0,021 ppb. No perfil 10 o zircônio também foi encontrado em todos os horizontes, com valores de 0,011 ppb, 0,009 ppb, 0,009 ppb, para os horizontes A, C1, C2, respectivamente. No perfil 13 ele ocorre no horizonte B, com 0,039 ppb, enquanto no perfil 14, ele foi encontrado nos horizontes A e B, com o valor de 0,10 ppb para ambos horizontes. O mesmo ocorre no perfil 15, onde ele foi encontrado nos horizontes A e B com 0,085 ppb e 0,097 respectivamente. No perfil 17, o zircônio está presente no horizonte A, com um valor de 0,026 ppb e de 0,013 ppb para o horizonte C. O último perfil analisado é o 18, onde foram medidos 0,023 ppb para o horizonte A e 0,012 ppb para o horizonte C.

O zircônio e o Titânio, apresentam baixa mobilidade, tendo grande importância para o balanço de massa dos solos, como apontado por Resende *et al.* (2002), trata-se de elementos químicos que demonstram uma curva de espécie mineral mais resistente frente aos processos

de intemperismo. Por isto, segundo Taylor e Enggleton (2001), estes elementos tendem a permanecer mais constantes no perfil intemperizado.

O enxofre, com valores variando entre 2,26 a 0,068 ppb (Tab. 07), é outro elemento presente em todos os perfis analisados e, por isto, merece ser destacado em relação aos demais elementos traço medidos nos perfis da área de estudo. Apenas os perfis 14, 15, 17 e 18 indicaram valores abaixo de 1,0 ppb. Este fato auxilia a explicar o baixo pH destes solos, porque os sulfuretos são oxidados em sulfatos, de acordo com Troeh e Thompson (2007). Para Alvarez *et al.* (2007), a fonte do enxofre no solo está nos minerais primários, sobretudo o sulfeto de ferro, ou ainda como resíduos de animais e vegetais. Assim a fonte do enxofre parece estar ligada a matéria orgânica que é representativa na área de estudo, desta forma o enxofre ocorreria a grupos ligados ao carbono.

A Tabela 07 mostra que o zinco foi encontrado nos perfis 01, 06, 09, 10, 13, 15, 17 e 18, e, em todos os perfis e horizontes, seu valor foi constante entre 0,006 a 0,005 ppb, exceção feita para o perfil 13, onde o valor do horizonte A foi de 0,011 e no B de 0,012.

O Cobre foi medido nos perfis 01, 04, 06, 08, 10 e 17, com poucas variações em termos de quantidade e valores compreendidos entre 0,005 ppb e 0,007 ppb, exceto para a laterita do perfil 08, com 0,024ppb e o horizonte A do perfil 17, com 0,009 ppb (Tab. 07).

O estrôncio aparece, como pode ser visto na Tabela 07, nos perfis 01, 06 e 10, com valores variando entre 0,003 e 0,018 ppb. A mesma Tabela mostra que o cromo foi encontrado nos perfis 06, 08, 14 e 15. Enquanto no perfil 06, este ocorre apenas na rocha do fundo do perfil com 0,03, os maiores percentuais foram medidos no perfil 08, já que este elemento foi encontrado nos horizontes A1, AB, B e C, com valores de 0,028 ppb, 0,033 ppb, 0,03 ppb, 0,036 respectivamente. No perfil 14 os valores do cromo foram de 0,058 ppb para o horizonte A e de 0,0048 ppb para o horizonte B e, no perfil 15, ele aparece apenas no horizonte A com 0,019 ppb.

Neves (2005), ao realizar um estudo geoquímico ambiental na bacia do Ribeirão das Pedras, no Planalto Diamantina, região que faz parte da área atual de estudo encontrou lítio em seus solos. Segundo Neves (*op. cit.*), este elemento está associado à constituição dos quartzitos do Supergrupo Espinhaço e que permanece no solo como um resistato, pois é representativo da atuação de climas secos, sendo, assim, utilizado como um grande indicativo de um clima árido a semi-árido durante o período da formação pedológica dos solos. O lítio, no entanto, não detectado nos perfis analisados no âmbito da nossa pesquisa

TABELA 07 – Elementos traços em partes por bilhão (ppb).

Perfil/Elemento	Ag ₂ O	Cs ₂ O	CuO	Eu ₂ O ₃	Ga ₂ O ₃	Tm ₂ O ₃	NbO	ReO ₂	Sm ₂ O ₃	SO ₃	SrO	Ta ₂ O ₅	ZnO	ZrO ₂	Rb ₂ O	Y ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Au ₂ O	Cr ₂ O ₃	BaO	PbO
P01. Hor. A	0,019	0	0,006	0,050	0	0	0	0	0	1,433	0,011	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P01. Hor. C1	0	0	0,006	0	0	0	0	0,019	0	1,759	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P01. Hor. C2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,994	0,006	0,033	0,006	0,026	0	0	0	0	0	0	0
P01. Rocha/Perfil	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0	1,109	0	0	0	0,02	0,005	0	0	0	0	0	0
P01. Total	0,019	0	0,018	0,05	0	0	0	0,019	0	6,295	0,021	0,033	0,006	0,046	0,005	0	0	0	0	0	0
P04. Hor A	0	0,06	0,006	0	0	0	0	0	0,068	1,348	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P04. Hor C1	0	0	0	0	0	0	0	0	0,074	1,204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P04. Hor C2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,402	0	0	0	0,022	0,008	0,003	0	0	0	0	0
P04. Total	0	0,06	0,006	0	0	0	0	0	0,142	3,954	0	0	0	0,022	0,008	0,003	0	0	0	0	0
P06. Hor. A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,042	0	0	0	0	0	0	0	0,016	0	0	0
P06. Hor C1	0	0	0,007	0	0	0	0	0	0	1,785	0,003	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0
P06. Hor. C2	0	0	0,006	0	0	0	0	0,019	0	1,759	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P06. Rocha/Perfil	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,152	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0,03	0	0
P06. Total	0	0	0,013	0	0	0	0	0,019	0	7,738	0,01	0	0,006	0	0	0	0	0,016	0,03	0	0
P08. Hor. A1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,674	0	0	0	0,031	0	0	0	0	0,028	0	0
P08. Hor. A2	0,007	0	0	0	0	0	0	0	0	1,231	0	0	0	0,045	0	0	0	0	0	0	0
P08. Hor. AB	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,042	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0,033	0	0
P08. Hor. B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,439	0	0	0	0,026	0	0	0	0	0,03	0	0
P08. Hor.C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,933	0	0	0	0,036	0	0	0	0	0,036	0	0
P08. Rocha/Perfil	0	0	0,024	0	0	0	0	0	0	1,19	0	0	0	0	0	0	0,129	0	0,107	0	0
P08. Total	0	0	0,024	0	0	0	0	0	0	9,509	0	0	0	0,168	0	0	0,129	0	0,234	0	0
P09. Hor. A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,263	0	0	0,006	0,023	0	0	0	0	0	0	0
P09. Hor. B1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,578	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0
P09. Hor. B2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,239	0	0	0	0	0	0	0,037	0	0	0	0
P09. Hor. C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,13	0	0	0	0,021	0	0	0	0	0	0	0
P09. Total	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6,21	0	0	0,006	0,064	0	0	0,037	0	0	0	0
P10. Hor. A	0,025	0	0,005	0	0	0	0	0	0	1,912	0	0	0,006	0,011	0	0	0	0,009	0	0	0

P10. Hor. C1	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0	1,903	0	0	0,005	0,009	0	0	0	0,009	0	0	0
P10. Hor. C2	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0,066	1,726	0	0	0,006	0,009	0	0	0	0,012	0	0	0
P10. Total	0,025	0	0,017	0	0	0	0	0	0,066	5,541	0	0	0,017	0,029	0	0	0	0,03	0	0	0
P13. Hor. A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,333	0,017	0	0,011	0	0	0,007	0	0	0	0,368	0,052
P13. Hor. B1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,49	0,018	0	0,012	0,039	0	0,009	0	0	0	0,611	0,039
P13. Hor. B2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,428	0,017	0	0	0	0	0,008	0	0	0	0,491	0,054
P13. Total	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4,251	0,052	0	0,023	0,039	0	0,024	0	0	0	1,47	0,145
P14. Hor. A	0	0	0	0	0,004	0	0,007	0	0	0,065	0	0,055	0	0,102	0	0	0	0	0,058	0	0
P14. Hor. B	0	0	0	0	0	0,09	0,007	0	0	0	0	0	0	0,109	0	0	0,081	0	0,048	0	0
P14. Total	0	0	0	0	0,004	0,09	0,014	0	0	0,065	0	0,055	0	0,211	0	0	0,081	0	0,106	0	0
P15. Hor. A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,087	0	0	0	0,085	0,013	0,006	0	0	0	0	0
P15. Hor. B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,006	0,097	0,013	0,007	0,07	0	0,019	0	0
P15. Total	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,087	0	0	0,006	0,182	0,026	0,013	0,07	0	0,019	0	0
P17. Hor. A	0	0	0,009	0	0	0	0	0	0	0,342	0	0	0	0,26	0	0	0	0,377	0	0	0
P17. Hor. C	0	0	0,007	0	0	0	0	0	0	0,22	0	0	0,006	0,013	0	0	0	0,246	0	0	0
P17. Total	0	0	0,016	0	0	0	0	0	0	0,562	0	0	0,006	0,013	0	0	0	0,623	0	0	0
P18. Hor. A	0	0,073	0	0	0	0	0	0	0	0,289	0	0	0,005	0,023	0	0	0	0	0	0	0
P18. Hor. Cr	0	0,148	0	0	0	0	0	0	0,068	0,388	0	0	0	0,012	0	0	0	0	0	0	0
P18. Total	0	0,221	0	0	0	0	0	0	0,068	0,677	0	0	0,005	0,035	0	0	0	0	0	0	0

6.9. Análises Estatísticas dos Resultados das Análises de Solos e Rochas

A análise estatística dos dados se fez necessária, devido ao grande número de elementos analisados. Além disso, essa técnica permite estabelecer correlações entre os múltiplos elementos analisados, permitindo uma melhor compreensão das associações entre os mesmos. Dentro do universo de possibilidades que a análise estatística pode oferecer foram utilizadas duas técnicas: A Análise de Componentes Principais (ACP) e Clusters. A ACP é uma análise exploratória multivariada que transforma um conjunto de variáveis correlacionadas num número menor de variáveis independentes, através de combinações lineares das variáveis originais, designadas por componentes principais (MAROCO, 2003).

O Cluster, por sua vez, consiste também em uma técnica exploratória de análise multivariada, mas que permite agrupar sujeitos ou variáveis em grupos homogêneos, ou compactos, relativamente a uma ou mais características comuns. (MAROCO, 2003).

6.10. Análise de Componentes Principais (ACP)

De acordo com os resultados da Análise dos Componentes Principais (ACP), apresentados na Tabela 08, percebe-se que a componente 01 explica 37,2% da variação total de todas as variáveis, enquanto o componente 2 explica 25,2%. Desta forma, as duas componentes explicam 62,4% da variação total das demais variáveis.

TABELA 08 – Variação dos Componentes Principais

Dimensão	Cronbach's Alpha	Variação medida por	
		Total Obtido	% de variação
1	,895	6,327	37,215
2	,815	4,295	25,265
Total	,962(a)	10,622	62,480

TABELA 09: Variação dos Componentes Principais

Elementos químicos medidos	Dimensão	
	1	2
Al ₂ O ₃	,885	-,301
Fe ₂ O ₃	,932	-,221
SiO ₂	-,574	-,677
TiO ₂	,885	-,301
K ₂ O	,256	,909
MnO	,466	,722
P ₂ O ₅	,341	,148
CuO	-,461	-,499
Sm ₂ O ₃	-,539	-,264
SO ₃	,155	-,306
SrO	-,096	,621
ZnO	-,536	,633
ZrO ₂	,857	-,010
YO ₃	,244	,910
V ₂ O ₅	,906	-,129
Au ₂ O	-,313	-,127
Cr ₂ O ₃	,793	-,421

A análise permite afirmar que existe uma grande relação de proximidade entre os elementos: alumínio, ferro, titânio, zircônio, vanádio e cromo, agrupados na dimensão 01, uma vez que quanto mais próximo de 1 for o valor alcançado, maior é a relação de proximidade. O alumínio obteve o valor de 0,885, o ferro 0,932, o titânio 0,885, o zircônio 0,857, o cromo 0,793 e o vanádio de 0,906 (Tab. 09). Esses resultados são esperados, pois, o ferro e alumínio são elementos residuais no solo e representam o estágio final de processo de alteração química da rocha, formando, portanto, óxidos. As presenças do titânio e o zircônio nessa componente principal 01 também são esperados, por serem estes elementos de baixa mobilidade e, por isto, usados como elementos chaves no balanço de massa.

O vanádio, segundo Branco (2008) é um subproduto do urânio, titânio, alumínio, ferro e fósforo. (U, Ti, Al, Fe e P). Desta forma, este elemento pode ser um subproduto de qualquer um destes elemento com exceção do urânio. Além disso, Costa (1987) ao estudar minerações do tipo supergênico em ambientes lateríticos encontrou o vanádio associado à algumas formações lateríticas. Para este autor o enriquecimento ocorre em direção a parte superior do perfil, no qual este elemento se associa ao ferro. Ao observar a tabela 07 dos elementos traços, nota-se que este elemento aparece apenas nos perfis 08, 09, 14 e 15, justamente nos locais

onde há predominância de ferro e alumínio. Observa-se ainda, que a sua maior concentração ocorre na laterita do perfil 08 com 0,129 ppb.

No caso do cromo, ainda segundo Costa (1987), este possui ocorrência significativas em formações lateríticas ferruginosas, em estágios de menor grau de evolução onde a concentração de alumínio é baixa. Ao observar a tabela 07 dos elementos traços, nota-se que o cromo aparece com maior representatividade no perfil 08, no qual ocorre praticamente em todos os horizontes.

A segunda componente da ACP é formada por agrupamento dos seguintes elementos: zinco, estrôncio, potássio, ítrio e manganês (Tab. 09). O zinco é encontrado principalmente nos perfis dos pontos 09, 13, 15, 16. Sua presença encontra-se associada, de acordo com Neves (2005), às zonas de sulfetação ou veios hidrotermais nas rochas ígneas, o que parece ser o caso dos perfis 13, 14 e 15, localizados na depressão do Riacho Fundo e vinculados à ocorrência de Latossolos.

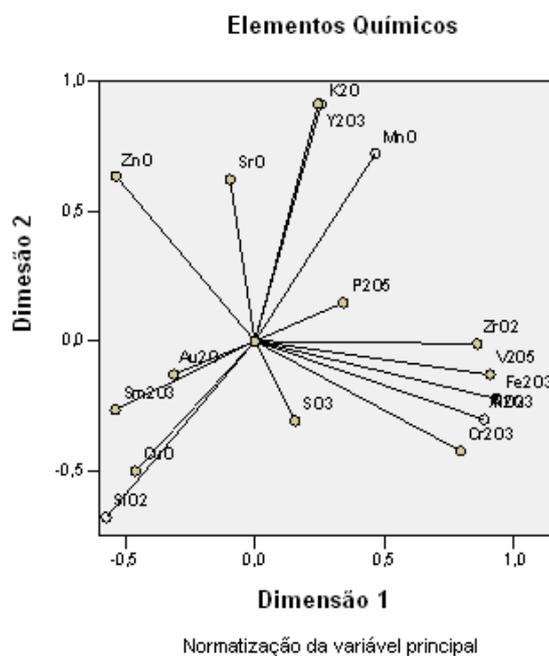
Neves (2005) ao estudar os solos próximos essa região, associou a presença do estrôncio à complexação da matéria orgânica, o que é facilitado pela extensa cobertura, na área estudada, de gramíneas, elevando os de matéria orgânica, o que favorece a complexação deste elemento. Ao estudarem a geoquímica de elementos terras raras na superfície de rochas lateríticas, Angélica e Costa (1993) associaram estes elementos à presença de Al, Fe, Ti, F, Ca e Na, com maior ocorrência em horizontes alumínicos. Ao observar a tabelas 07 dos elementos traços, nota-se que o estrôncio aparece mais significativamente nos perfis 01, 06 e 14, justamente nos locais onde o alumínio é abundante.

O manganês, na área estudada, aparece em geral associado aos Latossolos da Depressão do Riacho Fundo. Contudo, nas proximidades de Conselheiro Mata, sua concentração permite exploração mineral. Em ambos os casos, sua origem é supergênica, que está ligada a ação dos agentes intempéricos.

Por fim, o potássio aparece em alguns perfis de quartzito, onde a há presença principalmente de muscovita (Tab. 09). Uma outra possibilidade, é devido à formação de minerais de argila do tipo caulinita, um argilo mineral derivado do alumínio, na qual há perda do potássio e enriquecimento do Alumínio (Resende *et al.*, 2005).

Este elemento é muito comum nos Latossolos Nota-se pela Tabela 09, que a componente 2 está mais associado a esse tipo de cobertura pedológica, que são os principais tipos de solo encontrados na depressão de Gouveia e do Riacho Fundo.

FIGURA 15: Análise de Componentes Principais



O fósforo é um elemento que ocorre entre a componente 01 e 02. Segundo Costa (1987), ele está associado à presença do Fe, Al, Mn, Ni, e Co. De acordo com a Tabela 07 dos elementos traços, o fósforo aparece significativamente, nos perfis 08, 09 e 13, locais onde o valor de ferro e alumínio também é elevado.

Já o enxofre tem uma pequena relação com a componente 01, e não possui nenhuma correlação com a componente 02. Isso ocorre porque os solos onde estão os quartzitos possuem maior percentual de matéria orgânica e este elemento encontra-se ligado aos compostos de carbono. O enxofre não tem nenhuma correlação com a componente 2, pois é encontrado em solos muito lixiviados e com baixo teor de matéria orgânica, o que é reportado, entre outros, por Troeh e Thompson (2007).

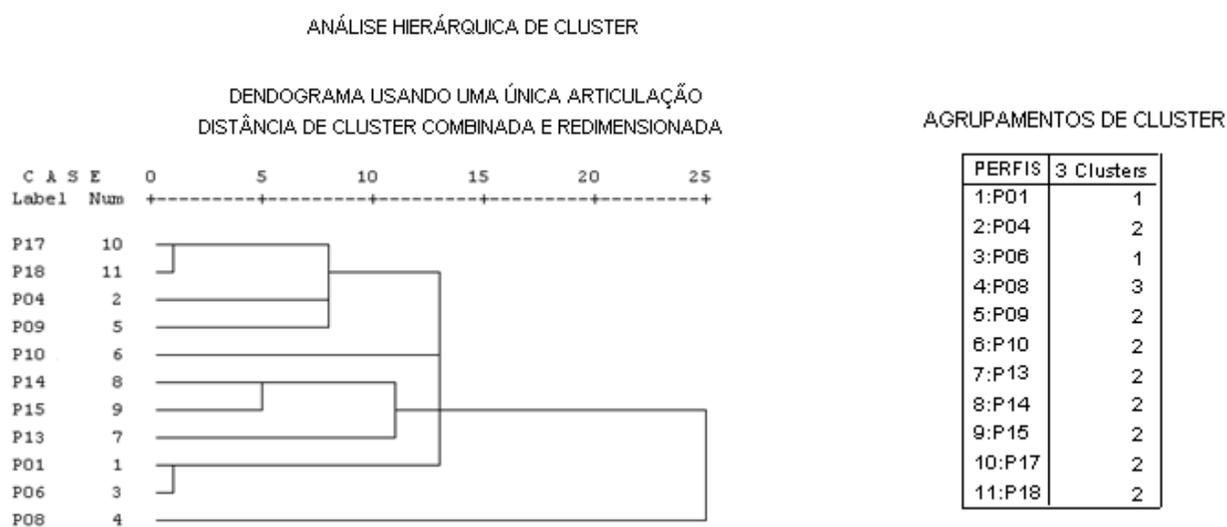
Não foram identificadas nenhuma relação dos elementos samário, ouro, cobre e sílica, com outros componentes (Fig.15). Como o ferro e alumínio apresentam as maiores correlações nos perfis, é de se esperar que a sílica não tenha correlação com estes elementos, pois para a formação de óxidos, é necessário que a sílica seja lixiviada.

6.10.1. Análise de Cluster

Os resultados das análises de Clusters permitiram a geração de três grupos: Cluster 01 formado pelos dados dos perfis 01 e 06, o Cluster 02 pelos perfis 04, 09, 10, 13, 14, 15, 17, 18, e o Cluster 03 formado apenas pelo perfil 08.

O Cluster 01 é formado pelos perfis 01 e 06, que estão dentro do mesmo agrupamento provavelmente por serem os dois perfis, localizados sobre quartzitos muito puros, que possuem as menores proporções de ferro e alumínio entre todos os analisados (Fig.16). O Cluster 02, como pode ser observado pela mesma figura 16, tem perfis que apresentam uma maior proporção de alumínio e ferro, enquanto o Cluster 03 é formado por um único perfil laterítico, bem desenvolvido, e que conta, naturalmente com elevadas concentrações de ferro e alumínio.

FIGURA 16: Agrupamentos de Cluster



A análise dos Clusters mostra, no entanto, que mesmo dentro de cada Cluster há perfis com maior, e menor semelhanças (Fig. 16). Este é o caso dos perfis 17 e 18, que mostram uma grande semelhança, pois os dois fazem parte da mesma topossequência. Os perfis 4 e 9, por sua vez, também possuem semelhança, possivelmente decorrente do fato de que ambos apresentem teores próximos de alumínio, apesar de não estarem na mesma topossequência. Os perfis 13, 14 e 15, por tratar-se de Latossolos com valores elevados de ferro, alumínio e zircônio, localizados na Depressão do Riacho Fundo, são semelhantes. Aparentemente os teores de ferro dão a proximidade entre o P8 e os perfis 13, 14 e 15.

6.10.2. Modelo de Interpolação de Variáveis

O modelo de interpolação das variáveis permite identificar a abrangência de cada elemento, determinando assim a região de ocorrência dos mesmos. A maior concentração de ferro e alumínio localiza-se na depressão do Riacho Fundo (Fig. 17 e 18). Estes elementos encontram-se, praticamente ausentes nas áreas dos quartzitos puros, como é o caso dos perfis 01, 04, 10, 17 e 18, a exceção são os perfis 08 e 09 onde há processos de laterização.

FIGURA 17: Modelo de Interpolação do Ferro

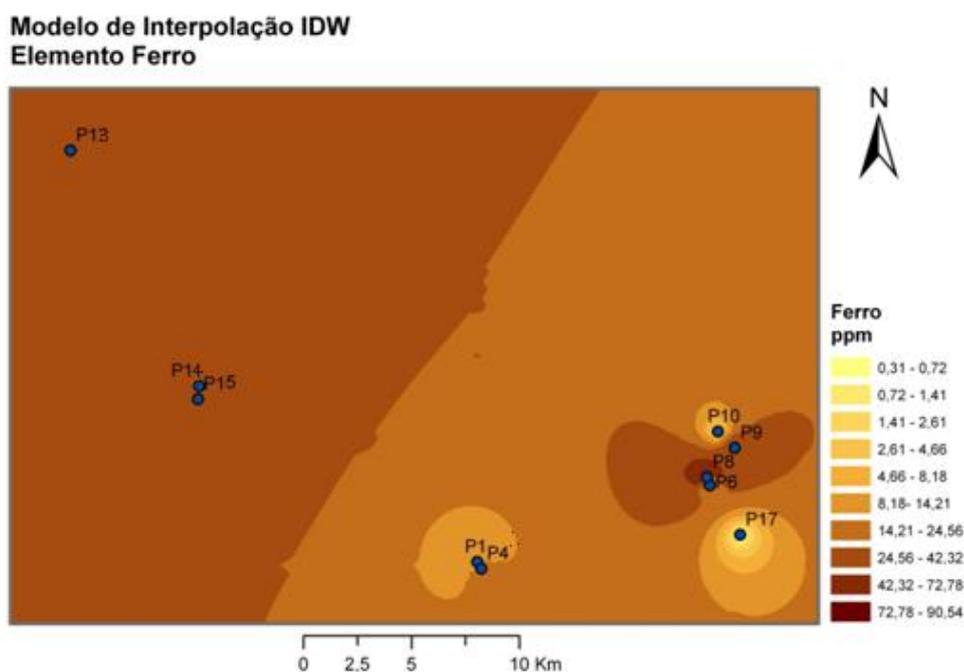
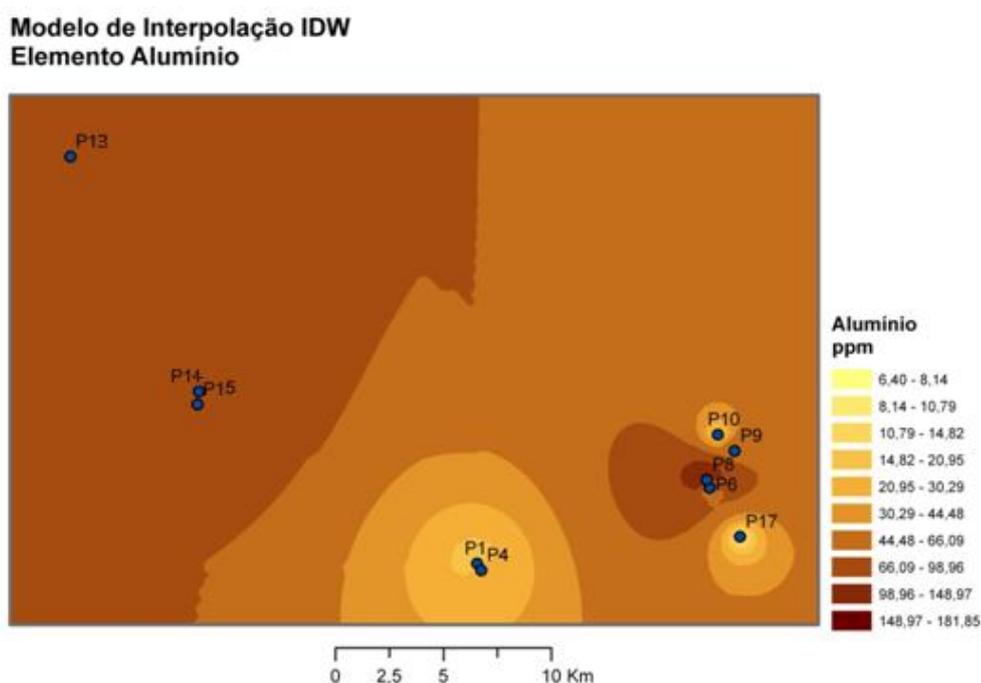
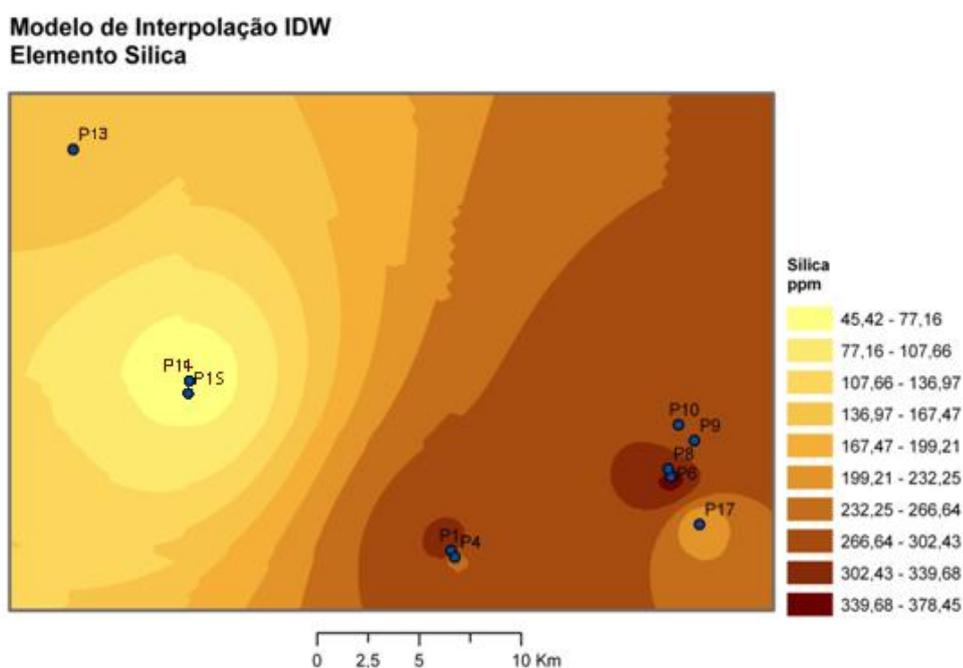


FIGURA 18: Modelo de Interpolação do Alumínio



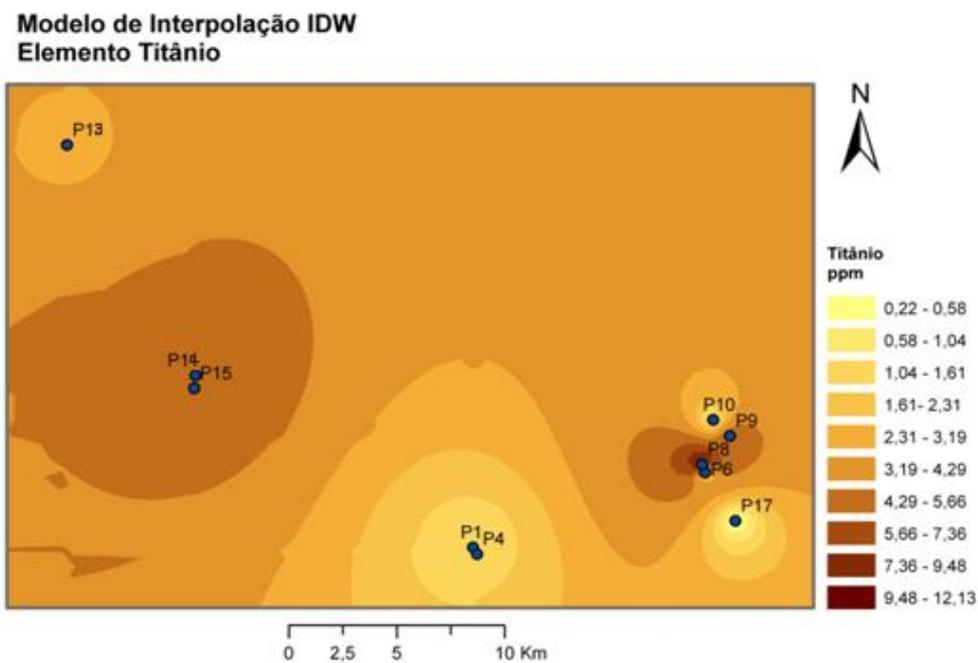
Os teores de sílica são menores na área na Depressão do Riacho Fundo e, por motivos óbvios, são mais elevados nos perfis localizados sobre as rochas quartzíticas (Fig. 19). Esses valores são mais baixos na Depressão do Riacho Fundo em decorrência desta ter passado por um longo processo de esvaziamento químico, o que resultou em expressiva perda desse elemento; além disso, as rochas da Depressão possuem litologicamente menor percentual de sílica, quando comparado com as rochas quartzíticas, pois se trata de rochas do complexo granítico e de matabásicas e básicas.

FIGURA 19: Modelo de Interpolação da Sílica



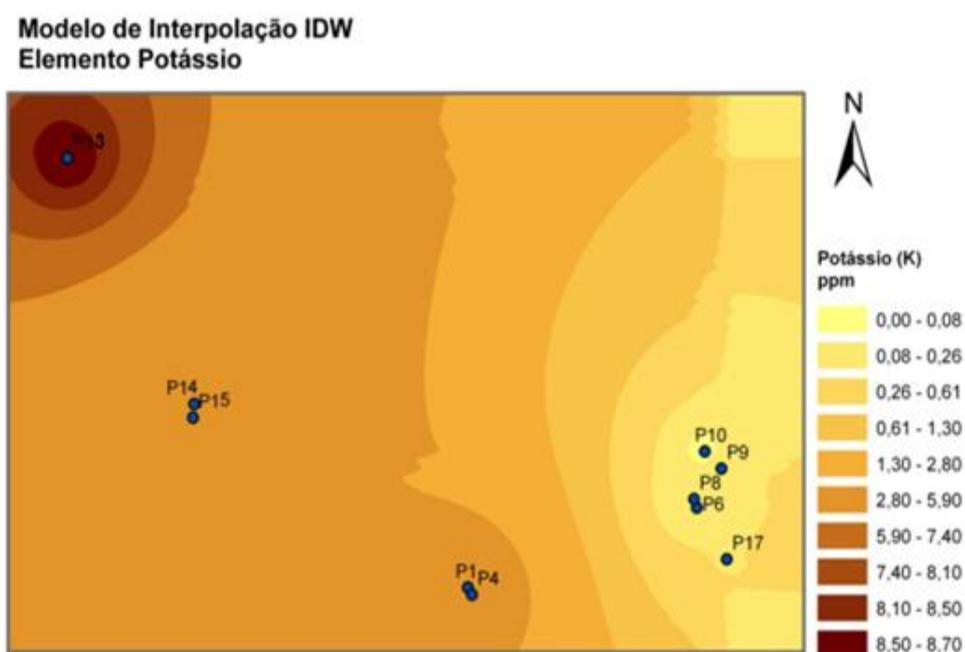
O titânio possui duas áreas de maior concentração, sendo uma a área na depressão do Riacho Fundo, e a outra, nos locais onde há processo de laterização, ou seja, nos locais onde o processo de intemperismo foi bastante intenso, nas quais este elemento permanece remanescente, sob forma residual, em decorrência da sua baixa mobilidade (Fig. 20).

FIGURA 20: Modelo de Interpolação do Titânio



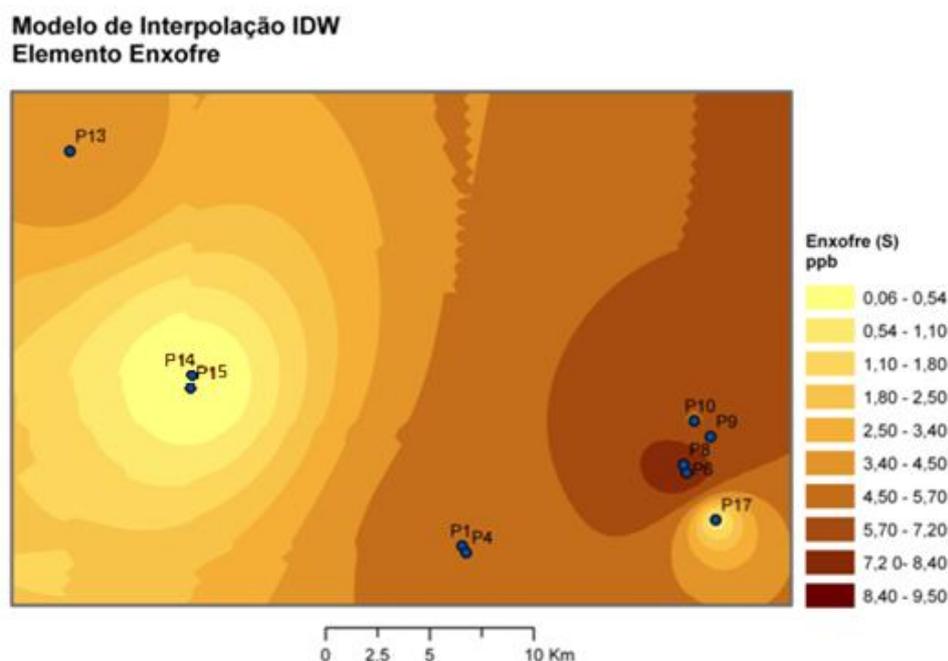
O potássio tem representação espacial apenas nos locais onde há Latossolos, por razões já discutidas anteriormente, pois os valores são muito baixos nas áreas cujo substrato é formado por rochas quartzíticas (Fig. 21). Como apontado por Fernandes (2007), ele somente aumenta, quando é encontrado em quartzitos mais micáceos.

FIGURA 21: Modelo de Interpolação do Potássio



Já a concentração de enxofre ocorre principalmente nas áreas de rochas quartzíticas, porque está associado aos compostos orgânicos, que estão mais presentes nos solos quartzíticos. (Fig. 22)

FIGURA 22: Modelo de Interpolação do Enxofre



6.11. Apresentação e Discussão dos Resultados do Balanço de Massa

A baixa mobilidade de alguns elementos como o titânio e zircônio durante o processo de intemperismo, é utilizada para separar coberturas superficiais alóctones e autóctones, além de ser um elemento que pode ser utilizado no balanço de massa (TAYLOR E ENGGLETON, 2001).

O titânio já foi largamente usado como elemento geoquímico para realização de balanço de massa por Wells *et al.* (1990), Cooper *et al.* (2002), Touni *et al.* (2003), Brown *et al.* (2004) entre outros, utilizando a seguinte formula:

$$\frac{Si \div Ti(solo)}{Si \div Ti(rocha)} - 1$$

Foi realizado o balanço de massa para os perfis 01, 06, 10 e 17, pois apenas nesses locais foi possível amostrar todo o perfil de solo até a rocha sã (Tab. 10). Para este método, utilizou-se o elemento titânio para calcular o balanço de massa, como indicado por Wells *et al.* (1990), Cooper *et al.* (2002), Touni *et al.* (2003), Brown *et al.* (2004), pois este foi o único elemento encontrado em todos os perfis de solo e na rocha. O zircônio também é utilizado como elemento indicador, mas o mesmo não foi encontrado em todos os perfis analisados. A análise da Tabela 10 mostra que o alumínio foi muito lixiviado em todos os perfis, fato que não era esperado, visto que a solubilidade do alumínio é muito baixa.

TABELA 10: Balanço de Massa dos Elementos Alumínio, Ferro e Sílica.

Balanço de Massa	Al	Al/intemp.	Fe	Fe/intemp.	Si	Si/intemp.
P01	-0,59	0,41	-0,83	0,17	0,12	0,78
P06	-0,59	0,41	-0,84	0,16	-0,43	0,57
P10	-0,67	0,33	-0,89	0,11	-0,76	0,24
P17	-0,67	0,33	-0,93	0,7	-0,66	0,34

Alguns fatores parecem estar envolvidos neste fato, entre lês, o fato de detecat-se extrema dissolução de vários elementos nos perfis, decorrentes do intenso intemeprismo químico da área, que, em alguns casos, não são tão prolongados. Nos perfis 01 e 06, por exemplo, restam apenas 59% do alumínio no solo, já que 41% foi lixiviado, enquanto nos perfis 10 e 17, a taxa de lixiviação foi de 33% (Tab. 10). Estes valores, bastante representativos para um elemento com baixo grau de lixiviação, mostram o quanto é intenso o intemperismo nessa área da Serra do Espinhaço Meridional.

Também, esta alta solubilidade do alumínio deve-se ao baixo pH dos solos; soma-se a isto, uma ativa ação de ácidos flúvicos originários da matéria orgânica que, de acordo com Thomas (1994), Bigarella (1996) e Resende (2005), têm efeito na dissolução do alumínio. Da mesma forma, também o ácido silícico e o enxofre, presentes na área, parecem interagir aumentando essa lixiviação (ALVARES, 2007).

O ferro ainda possui grande concentração no solo dos perfis analisados, indicando que sua taxa de intemperismo foi muito menor do que a do alumínio, em especial nos perfis 01 e 06, com a perda de 17% e 16% respectivamente (Tab. 10). Estes valores menores possivelmente estão associados não apenas à saída desse elemento, mas também à sua menor concentração nas rochas quartzíticas, visto que a alumínio (Tab. 06) possui maior concentração. Além disso, observa-se também uma laterização recente nos perfis 03, 08, 09 onde o ferro é acumulado.

A sílica apresenta também perdas significativas principalmente no perfil 06, onde 43% deste elemento foi lixiviado. Já os perfis 10 e 17, tiveram 24 e 34% de lixiviação (Tab. 10). Mas nota-se uma pequena elevação da sílica no perfil 01 do solo (12%), com relação aos valores encontrados na rocha. Isto, no entanto, parece não se tratar de acumulação residual, pois se assim fosse, o titânio também teria se acumulado na mesma proporção. Além disso, o valor da sílica teria sido próximo de 1,0, ou seja, de 100% (BROWN *et al.* 2004). Nesse caso, assume-se que tenha ocorrido um aporte de Si, que pode ter relação com a ação da flora, fato também observado por Lucas, (1988) na Amazônia, e que, segundo este autor, é responsável por um grande aumento do teor de Si nos horizontes superficiais. Outra possível explicação é que o invariante, no caso o titânio, não seja tão invariante assim, e tenha, por alguma razão, se tornado mais móvel que a sílica neste horizonte. Também não pode ser desconsiderada a atividade biológica das térmitas e formigas, entre outros.

6.12. Mineralogia das Argilas

Ao analisar a mineralogia das argilas (Tab. 11) nota-se que o quartzo é o mineral predominante nos perfis 01, 06, 10 e 17, com valores superiores a 60%. Nestes perfis, além do quartzo, aparecem outros minerais em proporções inferiores a 3%, a gibbsita, a magnetita, a hematita e a goethita, em todos os horizontes dos perfis 01,06 e 10. Já no perfil 17, apenas o quartzo foi encontrado em todos os horizontes.

O quartzo é também o elemento predominante nos perfis 04 e 18, com teores acima de 60% em todos os horizontes. A diferenciação está nos horizontes inferiores, pois no perfil 04, além do quartzo, foi encontrada a caulinita e a hematita com valores inferiores a 3%. Assim, no horizonte C1, está presente o quartzo, a caulinita, a gibbsita e a muscovita, como menos de 5%, e a hematita e a magnetita, com menos de 3%. No horizonte C2, o quartzo e a caulinita perfazem valores aproximados de 20%, enquanto a muscovita atinge o máximo de 10% e a goethita fica abaixo de 3%. No perfil 18, no horizonte A, além do quartzo, encontra-se a caulinita, gibbsita, goethita e muscovita, todas com valores inferiores a 10%, e, finalmente a albita, magnetita, microclina e rutilo abaixo de 3%. Para o horizonte Cr, além do quartzo, a caulinita e a gibbsita, com valores superior a 20%, aparece também a goethita, a 10%, enquanto a albita, magnetita, microclina e rutilo atingem valores abaixo de 3% (Tab. 11).

No perfil 08 e 09, o quartzo também é elemento predominante, acima de 60% em todos os horizontes. No entanto, devido ao processo de laterização, estes perfis apresentam algumas diferenças em relação aos demais perfis. Assim é que, no perfil 08 é encontrada a

gibbsita e goethita, com valores menores do que 10% em todos os horizontes, enquanto a caulinita é superior a 5% em todos os horizontes. No horizonte A1, a magnetita e a muscovita possuem valores inferiores a 3% e, nos horizontes A2 e AB, a hematita e a magnetita também são encontradas abaixo de 3%. Já nos horizontes B e C, apenas a magnetita, com o teor abaixo de 3%. O que chama a atenção nesse perfil é a presença de uma laterita na base do perfil, na qual a goethita é o mineral predominante com mais de 60% seguido da caulinita, com valor superior a 20%, enquanto o quartzo não passa dos 5% e a gibbsita, a hematita e a magnetita não superam os 3% (Tab. 11).

No perfil 09, o horizonte A, além do quartzo, da caulinita e da gibbsita com valores inferiores a 5%, ocorrem também a magnetita e a muscovita, com menos de 3%. O horizonte B1 apresenta o quartzo e a gibbsita, em quantidade inferior a 10%, a caulinita e goethita menor que 5% e magnetita e muscovita abaixo de 3%. No horizonte B2, além do quartzo, encontra-se a caulinita e gibbsita, com valores menores do que 10%, goethita menor a 5% e hematita e magnetita com menos de 3%. O horizonte C é idêntico ao horizonte B1, com exceção dos elementos com valores abaixo de 3%, já que neste horizonte, são encontradas magnetita e muscovita (Tab. 11).

Conforme pode ser visto na (Gráf. 13, 14 e 15) os perfis 13, 14 e 15 são aqueles que se encontram fora das formações quartzíticas. No entanto, mesmo estando sobre xistos e rochas de embasamento, o quartzo é o elemento predominante, com mais de 60% em todos os perfis e em todos os horizontes. No horizonte A, do perfil 13, a gibbsita e a microclina atingem valores inferiores a 10%, enquanto a albita, a caulinita, o diopsídio e a goethita apresentam valores menores do que 5% e a magnetita, a muscovita e turmalina, são elementos com menos de 3%. Nos horizontes B1 e B2, a gibbsita e a hematita possuem valores em torno de 10%, goethita e muscovita menos de 5%, albita e magnetita com menos de 3% para o horizonte B1 e o mesmo valor para a hematita e magnetita no horizonte B2.

No perfil 14, além do quartzo, os horizontes A e B possuem gibbsita e hematita com aproximadamente 20%, a caulinita e a goethita não ultrapassam 10%, e, ainda, a microclina, menos de 3% está restrita ao horizonte B. A albita, a microclina e o rutilo também são encontrados abaixo de 3% nos dois horizontes (Tab. 11).

O último perfil analisado é o 15 (Tab. 11), no qual, no horizonte A, encontra-se o quartzo com valores acima de 60%. A caulinita, a gibbsita, a goethita e a muscovita com menos de 10% e albita, magnetita, microclina e rutilo com valores inferiores a 3%. No horizonte B, o quartzo também possui valor acima de 60%. A caulinita e a gibbsita atingem

aproximadamente 20%, a goethita menos de 10%, a albita, a magnetita, a microclina e o rutilo possuem valores inferior a 3%.

Uma análise geral desses valores encontrados nas amostras dos perfis estudados (Tab. 11) mostra uma presença preponderante do quartzo em todos eles. De acordo com Branco (2008), ele é o elemento mais comum de todos os minerais, ocorrendo em abundância tanto nas rochas ígneas, principalmente graníticas, quanto nas sedimentares e metamórficas, constituindo aproximadamente 12% da crosta terrestre. É o principal constituinte dos quartzitos e da maioria das areias e arenitos. Como a área de estudo encontra-se sobre substrato quartzítico e em rochas de embasamento, este elemento está presente em todos os perfis analisados com valores superiores a 60%. (Tab. 11).

Outro elemento bastante comum encontrado nos perfis estudados é a caulinita que, segundo Resende *et al.* (2005), é um silicato básico de alumínio, do grupo da caulinita. São argilo-minerais, formados pelo intemperismo de feldspatos e feldspatóides, ou alteração hidrotermal de minerais aluminosos. Nos solos estudados, a caulinita ocorre onde os minerais parentais originalmente eram micas ou feldspatos alcalinos, o que ocorre comumente na natureza, conforme Branco (2008), Fernandes (2007) e Resende *et al.* (2005).

Para este último autor (*op. cit.*) a caulinita pode ser considerada o argilo mineral de maior presença nos solos, principalmente em locais de regime tropical a subtropical úmido. Tal fato ocorre, porque a caulinita se forma a partir de uma grande variedade de litologias. Os autores acima citados, destacam ainda que a caulinita é resultante de intemperismo ácido. Assim, é necessário que ocorra alta perda de sílica e de bases do sistema. Essas condições podem ser identificadas na área de estudo já que o ambiente estudado é de grande acidez, com elevadas perdas de sílica e de bases, como pode ser observada pelos valores constantes das Tabelas 01,02,06,07,10 e 11 e gráficos 01 a 18.

Em relação ao grupo das micas, apenas a muscovita foi encontrada. Trata-se de um aluminossilicato básico de potássio, muito comum em xistos, gnaisses, granitos, pegmatitos e arenitos (BRANCO, 2008). Ela é classificada no grupo das micas claras, sendo a que é mais comumente encontrada (FERNANDES, 2007). A muscovita é bastante resistente ao processo de intemperismo, estando presente em solos desenvolvidos em rochas alteradas, nas quais os demais constituintes já foram afetados.

Em rochas sedimentares, como conglomerados e arenitos, a muscovita é comum, sendo um remanescente das rochas originais, das quais o material das rochas sedimentares é derivado (BIGARELLA, 1996, FERNANDES, 2007). Com a degradação das micas, verifica-se a perda ou a substituição do potássio não trocável, presente na estrutura de outros cátions

trocáveis, constituindo parte dos argilos-minerais do tipo 2:1 (TROEH E THOMPSON, 2007; RESENDE *ET AL.*, 2005).

Já os óxidos, após os silicatos, correspondem ao grupo mais comum de minerais no material quimicamente intemperizado, sendo os óxidos metálicos os mais abundantes. Os principais óxidos de ferro encontrados nos perfis analisados foram a goethita, a hematita e em menor concentração a magnetita. Para Kerr (1995), a magnetita apresenta uma boa frequência nos solos brasileiros, principalmente aqueles resultantes da pedogênese sobre rochas máficas.

TABELA 11 – Mineralogia dos Solos e Rochas.

Perfis	Predominante (>60%)	Maior (<20%)	Menor (<10%)	Menor (>5%)	Minoritária (<3%)
Mineralogia					
P01 Hor. A	Quartzo	-	-	-	Gibbsita, Magnetita
P01 Hor C1	Quartzo	-	-	-	Gibbsita, Hematita, Magnetita
P01 Hor C2	Quartzo	-	-	-	Hematita, Magnetita
P04 Hor A	Quartzo	-	-	-	Caolinita, Hematita
P04 Hor C1	Quartzo	-	-	Caolinita, Gibbsita, Moscovita.	Hematita, Magnetita
P04 Hor C2	Quartzo	Caolinita	Moscovita	-	Goethita
P06 Hor A	Quartzo	-	-	-	-
P 06 Hor C1	Quartzo	-	-	-	Goethita, Hematita
LR06 Hor C2	Quartzo	-	-	-	Goethita, Hematita
P06 Rocha Fundo	Quartzo	-	-	-	Hematita, Magnetita
P 08 Hor A1	Quartzo	-	Gibbsita, Goethita	Caolinita	Magnetita, Moscovita
P 08 Hor A2	Quartzo	-	Gibbsita, Goethita	Caolinita	Hematita, Magnetita
P 08 Hor AB	Quartzo	-	Gibbsita, Goethita	Caolinita	Hematita, Magnetita
LR08 Hor B	Quartzo	-	Gibbsita, Goethita	Caolinita	Magnetita
P 08 Hor C	Quartzo	-	Gibbsita, Goethita	Caolinita	Magnetita
P 08 Rocha Fundo	Goethita	Caolinita	-	Quartzo	Gibbsita, Hematita, Magnetita.
P 09 Hor A	Quartzo	-	-	Caolinita, Gibbsita	Magnetita, Moscovita
P 09 Hor B1	Quartzo	-	Gibbsita	Caolinita, Goethita	Magnetita, Moscovita
P 09 Hor B2	Quartzo	-	Caolinita, Gibbsita	Goethita	Hematita, Magnetita
P 09 Hor C	Quartzo	-	Gibbsita	Caolinita, Goethita	Hematita, Magnetita
P 10 Hor. A	Quartzo	-	-	-	Magnetita, Moscovita
P 10 Hor. C1	Quartzo	-	-	-	Hematita, Moscovita
P 10 Hor. C2	Quartzo	-	-	-	Hematita
P 13 Hor. A	Quartzo	-	Gibbsita, Microclina	Albita, Caolinita, Diopsídio, Goethita.	Magnetita, Moscovita, Turmalina.
P 13 Hor. B1	Quartzo	-	Caolinita, Gibbsita	Goethita, Moscovita	Albita, Magnetita
P 13 Hor B2	-	-	Caolinita, Gibbsita	Goethita, Moscovita	Hematita, Magnetita
P14 HorA.	Quartzo	Gibbsita hematita	Caolinita, Goethita	-	Albita, Microclina, Rutilo
P14 Hor B	Quartzo	Gibbsita hematita	Caolinita Goethita Microclina	-	Albita, Magnetita, Rutilo
P15 Hor A	Quartzo	-	Caolinita, Gibbsita, Goethita, Moscovita	-	Albita, Magnetita, Microclina, Rutilo
P15 Hor B	Quartzo	Caolinita, Gibbsita	Goethita	-	Albita, Magnetita, Microclina, Rutilo
P17 Hor A	Quartzo	-	-	-	-
P17 Hor. C	Quartzo	-	-	-	-
P18 Hor. A	Quartzo	-	Caolinita, Gibbsita, Goethita, Moscovita	-	Albita, Magnetita, Microclina, Rutilo
P18 Hor. Cr	Quartzo	Caolinita, Gibbsita	Goethita	-	Albita, Magnetita, Microclina, Rutilo

Para Fernandes (2007), a magnetita ocorre com mais frequência em rochas produzidas por metamorfismo de contato e em xistos cristalinos, sendo que estes são comuns na área de estudo. É comum também em rochas sedimentares não metamorfasadas. A magnetita é resistente ao intemperismo, mas pode se alterar para limonita, a qual não foi encontrada nos solos estudados.

Há, nos solos estudados, uma maior presença da goethita, que apresenta maiores proporções quando comparadas com a hematita (Tab. 11). Esse fato pode estar relacionado à ação dos compostos orgânicos, que possuem valores relevantes nos solos estudados como visto anteriormente, com evidências de podzolização. Essa ação dos compostos orgânicos, aparentemente está levando a xantização, o que explicaria a elevada presença da goethita.

De acordo com Resende *et al.* (2005), a xantização é o processo de transformação da hematita em goethita, pela intermediação de compostos orgânicos, ou até mesmo pela destruição da hematita. Desta forma, tem-se a maior concentração relativa, da hematita, da goethita ou até mesmo de ambas nos solos. A xantização é favorecida, portanto, pela maior atividade pedobioclimática e pelos menores teores de ferro presentes no solo. É importante ressaltar, no entanto, que nem toda hematita se transforma em goethita com facilidade, principalmente quando a hematita forma película em volta dos grãos de areia, o que a deixa com maior resistência à transformação (HODSON, 2001).

Outra possível explicação, é que área pode estar sob a influência prolongada de um clima úmido, o que levaria à hidratação das hematitas. Segundo Ollier (1991), Summerfield (1991) e Thomas (1994), uma das evidências que comprova essa hipótese é a presença significativa de gibbsita, que são minerais típicos de ambientes tropicais quentes e úmidos, para a qual mas é preciso um longo período de tempo para a sua formação, o que explicaria a presença deste argilomineral nos solos estudados (Tab. 11). Também Meijer e Burrman, (2003) afirmam que a gibbsita é encontrada apenas em locais de elevada umidade.

A microclina é um aluminossilicato de potássio do grupo dos feldspatos alcalinos, que, geralmente, contém sódio e é mais comumente encontrada em rochas graníticas e pegmatíticas (PRICE E VEBEL, 2003). Este elemento foi mais comumente encontrado nos perfis 13, 14 e 15, por estes perfis estarem sobre rocha de embasamento.

Nas rochas sedimentares, a microclina está presente em arenitos arcósios e conglomerados. A sua alteração se dá quando atacada por águas ligeiramente ácidas, ou por águas quentes e profundas, dando origem a um argilo-mineral, a moscovita, acompanhada da separação da sílica livre de álcalis em solução (CERYAN, 2009). Este elemento aparece no perfil 18, uma rocha quartzítica que é derivada do arenito podendo, portanto, ser um elemento

herdado das condições pretéritas. Em outros perfis quartzíticos, as muscovitas podem ser resultante da alteração da microclina, como visto anteriormente.

A albita é um aluminossilicato de sódio, do grupo dos feldspatos, subgrupo dos plagioclásios, e que ocorre em todos os três grupos de rochas, ígneas, metamórficas, sedimentares (BRANCO, 2008). A albita ocorre associada ao ortoclásio e a microclina em granitos, sienitos, riolitos, traquitos e também em pegmatitos (FERNANDES, 2007). Este último elemento foi mais comumente encontrado em mantos de intemperismo profundos, na Depressão do Riacho Fundo, pelas razões acima explicadas.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Partindo do objetivo central desta tese, é possível reconhecer que um conjunto de fatores interage para que a desnudação geoquímica da Serra do Espinhaço Meridional seja intensa. Primeiro, porque os solos arenosos, não possuem cargas elétricas. Estas, por sua vez, não atraem íons. Nesse sentido, teoricamente as perdas por lixiviação em solos arenosos tendem a ser muito maiores quando comparados com solos argilosos.

O fato do percentual de silte ser um pouco mais elevado que o percentual de argila na maioria dos perfis analisados não significa que estes solos sejam jovens. As baixas concentrações de argila decorrem do fato de que as rochas quartzíticas, dominantes na área de trabalho, possuem baixa quantidade desta fração granulométrica. Ao mesmo tempo, a grande quantidade de areia fina indica o intemperismo na fração areia grossa, resultando na sua fragmentação.

A sílica somente tende a deixar o manto de alteração nas fases mais avançadas do intemperismo. No perfil 06, este elemento teve uma taxa de intemperismo de 57%, restando 43%, ainda presos à rede cristalina da rocha quartzítica, predominantemente (Tab.10). Isso mostra que a sílica é bastante lixiviada em clima tropicais quentes e úmidos desde que haja condições para isso, fato reconhecido pela literatura técnica pertinente.

Na Serra do Espinhaço Meridional as condições para lixiviação intensa da sílica são: baixo pH dos solos, a junção do ácido silícico e com ácido húmico; a hidratação da sílica, a presença de planos de acamamento horizontalizados da rocha matriz que permitem a retenção de água, a ocorrência de quartzitos porosos, fraturados, permitindo alta taxa de infiltração; a predominância de clima quente e úmido por um longo período de tempo da região e grande período de estabilidade tectônica relativa.

O intemperismo superficial em quartzitos na região estudada atua na dissolução do quartzo junto ao arranjo dos cristais. Esses arranjos são progressivamente quebrados, até que o quartzito perde a coesão e se reduza a areia. Em subsuperfície, o intemperismo ocorre preferencialmente nos planos de estratificação. O esvaziamento geoquímico é capaz então de desagregar os quartzitos. Este fato promove o rebaixamento do relevo, levando à formação de superfícies aplainadas na Serra do Espinhaço Meridional. Processo semelhante foi descrito por Büdel (1982), no qual este autor mostra a dupla superfície de aplainamento como fator determinante para formar os etchplanos. Deste modo, sugere-se uma significativa relação entre a desnudação geoquímica e a morfoestrutura na região em questão.

A lixiviação da sílica ocorre em mantos de alteração em estágios avançados de intemperismo, proporcionando a formação dos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio que, quando em quantidades suficientes, podem conduzir a processos de laterização, como identificado na SdEM. A laterização e a intensa lixiviação, por sua vez, favoreceram a formação de goethita, hematita e gibbsita, elementos estes encontrados na área de estudo, que permitem sugerir tem estado por muito tempo sobre a influência de um clima quente e úmido. Estes mesmos elementos favorecem a translocação da matéria orgânica em solos nos quais o material de origem é pobre em argila (rochas psamíticas). Neste sentido, a goethita, por exemplo, facilita a retenção da matéria orgânica devido a sua ligação com ácidos húmicos, levando ao processo de podzolização, como detectado na área analisada, propiciando a formação de espodossolos. A formação destes aumenta a acidez dos solos devido à decomposição da matéria orgânica.

A ação conjunta dos processos geoquímicos leva, assim, a uma perda generalizada de grande parte de todos os elementos encontrados, com exceção daqueles de baixa mobilidade como o titânio e o zircônio, o que foi comprovado pelo balanço de massa efetuado. Isto fica nítido quando se observa os valores de perda do alumínio nos perfis 01 e 06, que registram uma perda de 41%, restando apenas 59% deste elemento, enquanto nos P10 e P17, a taxa de lixiviação foi de 33%. Estes valores, elevados para um elemento com baixo potencial de lixiviação, mostram o quanto é intenso o intemperismo nessa região. Tais fatos sugerem que Serra do Espinhaço Meridional apresenta um expressivo esvaziamento geoquímico na atualidade, significando uma progressiva perda de volume, manifestada mais intensamente nos mantos de intemperismo.

As depressões do Riacho Fundo e de Gouveia são muito dissecadas, mostrando que o trabalho da erosão acelera ainda mais as taxas de intemperismo. Assim, quanto maior for a dissecação de uma área, mais intensas poderão ser as suas taxas de lixiviação.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU *et. al.* Fertilidade do Solo. Editores: NOVAIS, R. F. *et. al.* Sociedade Brasileira de Ciência do solo. Viçosa – MG. 1017 p. (2007).
- ABREU, A. A. Análise Geomorfológica: reflexão e aplicação uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina MG. São Paulo. Tese (Livre docência) - Universidade de São Paulo. 247p. 1982.
- ALKMIM, F.F. O Anticlinório de Gouveia: Exemplo de culminação antiformal nucleada pelo embasamento. In: SBG. Simp. Geol. Minas Gerais, 8, Anais, p. 1-2. 1995.
- ALMEIDA ABREU, P.A. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Tese Doutorado, Univ. Freiburg, 150 pp. 1993.
- ALMEIDA ABREU, P. A. Relatório de Quadrículas São João da Chapada (SE-23-Z-A-III-2NO) Projeto de Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional. Diamantina – MG. 1981.
- ALMEIDA ABREU, P. A. Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): O Rife, a Bacia e o Orógeno. GEONOMOS - Revista de Geociências. Vol. 3, nº 1, Julho. Pág. 1-18. 1995.
- ALMEIDA ABREU, P. A. 1989. A Geologia das quadrículas do Onça e Cuiabá (Gouveia-MG), região mediana central da Serra do Espinhaço Meridional. DEGEO/UFRJ, Rio de Janeiro (Dissertação de Mestrado)
- ALVAREZ, V. H. V. *et all* (2007). Enxofre. In: Fertilidade do solo. Org. Novais, R. F. *et all.* Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Viçosa – MG. 2007.
- ALVES, J. M. P.; CASTRO, P. T. A. de. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do Rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. Revista Brasileira de Geociências, jun. 2003. Volume 33, 2003. 33 v. p. 117-124.
- AUGUSTIN, C. H. R. R. Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. In: Anais do VIII Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Vol. 1, pág. 3-4. 1995a
- AUGUSTIN, C. H. R. R. Geoökologische Studien im Sudlichen Espinhaço gebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien unter Besonderer Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung. 1995, 247p. Doctoral Thesis-Departamento de Geografia Física, J. W. Goethe Universität- Frankfurt AM Main-Alemanha. 1995.
- AUGUSTIN, C. H. R. R. “The relationship between gully erosion and land use in Gouveia, Minas Gerais”. In: Abstracts of Regional Conference on Geomorphology, IAG, Rio de Janeiro, July 17-22, p. 88. 1999.
- AUGUSTIN, C.H.R.R & FOGAÇA, A.C.C. 1994. Gênese das coberturas superficiais vermelho-amarelas sobre o Grupo Macaúbas (Espinhaço Meridional /MG). In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriu-SC. Anais SBG, 1994. (3):276-278.

AUGUSTIN, C.H.R.R. Structural Control on Slope Form and Evolution in the Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brazil). Anais do 2nd. International Conference on Geomorphology, 3-7 September, Frankfurt. 1995c.

AUGUSTIN, C.H.R.R. 1999. Tropical landscape evolution: weathering and erosion processes in Gouveia, Minas Gerais, Brazil. 1999. In: Regional Conference on Geomorphology - The Brazilian Geomorphological Union (UGB). Abstracts. Rio de Janeiro - RJ. p. 67.

BARBOSA, V.C.C. 2004. Análise dos Processo Erosão Laminar e em Ravina Sob Diferentes Condições de Cobertura de Solo e Micro-Topografia na Bacia do Córrego do Quebra, Gouveia/MG: Um Ensaio Sobre o Método de Medida da Micro-Topografia Aplicada ao Estudo do Processo Erosivo. Dissertação de Mestrado – IGC/UFMG, Belo Horizonte.

BARROS, L. L.; STEINKE, V. A. Análise morfométrica automatizada para bacia do rio Maranhão. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, INPE, p. 4655-4661. 2009.

BIGARELLA, J.J. *et al.* 1994. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Sub-tropicais. Florianópolis. Ed. UFSC.

BIGARELLA, J.J. *et al.* 1996. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Sub-tropicais. Volume 2. Florianópolis. Ed. UFSC.

BIRD, M. I. & CHIVAS, A. R. Stable Isotope geochronology of the Australian regolith. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 53: 3239 -3256. 1989.

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

BITTENCOURT, ROSA, D. (1988). Les Gisements D' Opales Nobles De La Region de Pedro II Dans L'Etat de Piauí (Region Nord – Est Du Bresil. L'Institut National Polytechnique de Lorraine. Tese de Doutorado. 230 p.

BORNHARDT, W. 1900. *Zur Geologie und oberflächengestaltung Deutsch – Ostafrikas*. Berlin.

BRADY, P. V. & WALTER, J. V. (1990). Kinetics of quartz dissolution at low temperature. *Chemical Geology*. 82: 253 – 264.

BRICENO, H. O. (1991). Table mountain geology and superficial geochemistry: Chimantá Massif, Venezuelan, Guyana Shield: *Journal South American Earth Sciences*. V. 3. 179 – 194 .

BRICENO, H. O. e SCHUBERT, C. (1990). Geomorphology of the gran sabana, Guyana Shield, south eastern Venezuela, *Geomorphology*, v.3 p. 125 – 141.

BRIMHAALI, G. H. & DIETRICH, W. 1986. Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol, 51. 567-587.

BROWN, D. J. *et al.* (2004). Statistical, Geochemical and morphological analyses of stone line formation in Uganda. *Geomorphology*, 62: 217 – 237.

BÜDEL, J. 1948. Das System der Klimatischen Geomorphologie(Beilage zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeit – Klimate V) Verhandlungen Deutscher Geographentag, München, 27, 65-100.

BÜDEL, J. 1963. Klima – Genetische Geomorphologie, *Geographische Rundschau*, 15, 269-85.

BÜDEL, J. 1982. *Climatic Geomorphology*. Princeton. Princeton University Press. 443p.

BURLEY, S. D. & Kantorowicz, J. D. (1986). Thin section and S.E.M. textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones. *Sedimentology*, 33: 587 – 604.

BUTT, C. R. M. *et al.* (2000). Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain – implication for geochemical exploration. *Ore Geology Reviews*. 16: 167 -183.

CAPISTRANO, F.A. DE & NOGUEIRA NETO, J. DE A. 1980. Relatório de Quadriculas Campo Sampaio (SE-23-Z-A-III-INE) Projeto de Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional. Diamantina – MG.

CARDOSO, C. A. *et al.* Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do Rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. R. *Árvore*, Viçosa-MG, v.30, n.2, p.241-248, 2006.

CASTRO, S. B.; CARVALHO, T. M. Análise morfométrica e geomorfologia da bacia hidrográfica do rio Turvo-GO, através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. *Scientia Plena*. Vol.5, n.2. 2009. 7p.

CHALCRAFT and PYE. Humid tropical weathering of quartzite in south eastern Venezuela: *Zeitschrift fur Geomorphologie*. V. 28. P. 321 – 332. 1984

CHAVES, M.L.DE S. C. *et al.* Relatório de Quadriculas Sopa (SE-23-Z-A-III-2SO). Projeto de Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional. Diamantina – MG. 1985.

CHEREM, L. F. S. Análise Morfométrica da Bacia do alto Rio das Velhas – MG. 2008. 96 f. Dissertação (Programa de pós-graduação em análise e Modelagem de Sistemas Ambientais) Instituto de Geociências, Universidade federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.

CHESWORTH, W. *Weathering, Soils and Paleosols*. Elsevier. p. 379 – 401.

CHORLEY, R. J. *Geomorphology and general system theory*. Geol. Surv. Nº 500. 1962.

CHORLEY, R. J. *et al.* *The History of the Study of Landforms*, 2nd. Methuen, London. 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. 2. ed. São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1980, 179 p.

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

- COOPER *et al.* Stratigraphical discontinuities, tropical landscape evolution and soil distribution relationships in a case study in Se-Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 26: 673 – 683. 2002
- CORTIZAS, M. A. *et al.* Distribution of some selected major and traces elements in four Italian soils developed from deposits of the Gauro and Vico Volcanoes. 2003
- COSTA, M.L. Lateritos e Laterização. Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal. Anais de Congresso, p. 404 – 421. 1990.
- COSTA, M.L. Proposta de sistematização do estudo de lateritos. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica. Anais de Congresso, p. 95 – 97. 1993.
- COTON, C. A. 1942. Climatic Accidents in Landscape Making, Whitcombe and Tombs. Wellington, New Zealand. 1942.
- CRUZ, L. O. M. Comportamento desnudacional e evolução de curto-termo em voçorocas na microbacia do Córrego do Quebra em Gouveia - Espinhaço Meridional MG. Instituto de Geociências da UFMG. Fevereiro. Monografia de graduação. 62 p. 2003.
- DAVIS, W. M. The geographical cycle, *Geographical journal*, 14, pp. 481 – 504. 1899.
- DINIS, H.B. & Pinheiro, R.M. Relatório de Quadrículas Conselheiro Mata (SE-23-Z-A-III-3SO) Projeto de Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional. Diamantina – MG. 1980.
- DINIZ, A D. Levantamento Pedológico da Porção Norte da Bacia do Ribeirão do Chiqueiro-Gouveia, MG, e a Relação Entre as Classes de Solos e a Erosão. Belo Horizonte: IGC/UFMG 132p. (Dissertação de Mestrado). 2002.
- DOSSIN, I.A.; GARCIA, A.J.V.; UHLEIN, A. & DOSSIN, T.M.. Facies eólica na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço-MG. *Simp. Sist. Dep. Pré-Cambriano*, Anais, pp. 85-96, Ouro Preto. 1987
- DUCHAUFOR, P. *Pedology: pedogenesis and classification*. London. 448p. 1982.
- DUSSIN & DUSSIN. Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. *GEONOMOS - Revista de Geociências*. Vol. 3, nº 1, Julho. Pág. 19-26. 1995.
- EMPRES BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA).. *Manual de métodos de análise de solos*. Rio de Janeiro. 212p. 1997
- ERHART, H. Sur l'importance phénomènes biologiques dans formation des cuirasses ferrugineuses en zone tropicale. Paris. 804p. 1973
- ERNANI, P. R. *et al.* Potássio. In: *Fertilidade do solo*. Org. Novais, R. F. et al. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Viçosa – MG. 2007. 2007.
- FANIRAN, A & JEJE, L.K. *Humid Tropical Geomorphology*. Longman. New York. 414p. 1983.

FIGUEIREDO, M. A. *et al.* Alteração superficial e pedogeomorfologia no sul do Complexo Bação – Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 28: 713 – 729. 2004.

FIGUEIREDO, M. do 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. 95 p. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais. 1999.

FILHO, A. F.; LIMA, E. F de. Considerações morfométricas da bacia do Rio Uberabinha – Minas Gerais. *Sociedade e Natureza, Uberlândia*. V. 19. n.1, p. 65-80. 2007.

FOGAÇA, A.C.C. & ALMEIDA ABREU, P.A. Depósitos de planícies de mares na Formação Sopa Brumadinho, Proterozoico Inferior da Cordilheira do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. V Cong. Latinoamer. Geol., Actas 2: 373-388, Buenos Aires. 1982.

FOGAÇA, A.C.C.; SCHÖLL, W.U. Estratigrafia e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da região de Guinda e Gouveia (MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, 1984. Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG, 1984, v.2, p.2638-2653.

FOGAÇA, A. C. & SCHOLL, W. U. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: I Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 55-73, Diamantina. 1979.

GEORGE, U. Venezuela's island in time. *National Geographic*, 526 – 561. 1989.

GHOSH, S. K. Dissolution of silica in nature and its implications. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 39, 212. 1991.

GOUDIE, A.. *Duricrust in tropical and subtropical landscapes*. Oxford. 174p. 1973

GREGORY, K. J. & WALLING, D. E. *Drainagem basin. Form and process*. Edward Arnold Ltd. London. 1973.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Amer. Jour. Sci. (Bradley volume)* 258 A; 80 – 97. 1960.

HEIMSATH, A. M *et al.* *Eroding Australia: rates and process from Bega Valley to Arnhem land*. Geological Society, London, Special Publication. V. 346. P. 225-241. 2010

HERBILON & NAHON Laterites and laterization process. In: *Iron in soils and clay minerals*, Stucki, J. W, Goodman, B. A. & Schwertmann, U. *Advanced Science Institutes Series*. Reidel Publish, The Netherlands, 217. P. 779-796. 1988.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 56. n° 1, p. 275 – 370. 1945.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Diamantina, MG*. Escala 1:100.000. 1977.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Normais Climatológicas, Diamantina, 1992.

JASEN, B. NIEROP, K. G. J. Verstraten, J. M. Mechanisms controlling the mobility of dissolved organic matter, aluminium and iron in podzol B horizons. 2005.

KING, L. C. Canons of landscape evolution. Geol. Soc. of American Bulletin, nº 64, p. 721 - 732. 1953.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, 18 (2): 147 – 256. KNAUER, L. G. & SCHRANK, A. 1993. A Origem dos Filitos Hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Revista Geonomos, 1 (1): p. 33-38. 1956.

KNAUER, L.G. Evolução geológica do Precambriano da porção centro leste da serra dos Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Dissertação de mestrado, Unicamp. 298p. 1990.

KNAUER, L.G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Considerações Sobre sua Estratigrafia e seu Arranjo Estrutural. GEONOMOS – Revista de Geociências. Vol. 15, nº 1, 2007. Pág. 81-63. 2007.

KNAUER, L.G. & SCHRANK, A. A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. GEONOMOS, 1(1): 33-38. Belo Horizonte. 1994.

KUKAL, Z. The rate of geological processes. Earth Science Review. Vol. 28. Number 1, 2, 3 July. Especial Issue. Ed. Elsevier. 1990.

LATERISATION PROCESSES: Proceedings of the II International Seminar on Laterisation, Processes held in São Paulo, Brasil, July 4-12, 1982. São Paulo: Instituto Astronomico e Geofísico, USP, 590 p. 1983.

LEPRUN, J. C. Some Principal Features of Ironcrust in Dry Western Africa. Institute de Geologie. ORSTOM. 1979.

LEPRUN, J.C. Les Cuirasses Ferrugineuses des Pays Cristallins de L' Afrique Occidentale. Transformation et Degradation. Thèse de Doctorad. 224p. 1981.

LEVINSON, A. An introduction to exploration geochimistry. 2a. ed Applied Publishing Ltd. Wilmette, Illinois, USA. 924p. 1980.

LOPES, J. C. de Barros & Souza, N.P.R. Mapeamento Geológico da Região Entre Batatal e Conselheiro Mata. Trabalho de Graduação. Diamantina – MG. 1988.

MAIGNIEN, R. Compte rendu de recherches sur les latérites. 7^a. Ed. Paris: Unesco, 1966. 155p. 1966.

MARTINI, J. E. J. Dissolution of quartz and silicate minerals. Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers. National Speleological Society. Hunstisville, Alabama. Usa. 527 p. 2000.

MARTINS NETO, M. A. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma Bacia Rifte –Sag do Paleo/mesoproterozóico. Revista Brasileira de Geociências, vol. 28, nº 2, Julho de 1998. Pág. 151-168. 1998.

McFARLANE, Laterite and Landscape. New York. 151p. 1976.

Millot Geologie des argiles. Paris. Masson. 490 p. 1964.

MONIZ, A C. Elementos de Pedologia. São Paulo: Polígono-Editora da USP. 1972.

MOURA, C.G. Relatório de Quadriculas Morro do Capim (SE-23-Z-A-III-ISE) Projeto de Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional. Diamantina – MG. 1982.

MUNSELL, Soil color charts. Baltimore. 1954.

NAHON, D. B. Introduction to the Petrology of soils and Chemical Weathering .John Wiley. New York. 313p. 1991.

NEVES, S. C. Caracterização Geoquímica Ambiental das Águas, solos e Sedimentos de Corrente da Bacia Hidrográfica do Ribeirão das Pedras, Diamantina-MG. IGC/UFMG. Tese de Doutorado. 2005.

NOGUEIRA JR. J. Boletim técnico. 47p. São Paulo. 1985.

OLIER, C.D. Weathering. Longman. London. 1975.

OLIVEIRA, J.B. Pedologia Aplicada, Piracicaba: FEALQ, 2008.

OLIVEIRA, S.A.; SOUSA, D.M.G.; MIRANDA, L.N. Acidez do Solo e sua Correção. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ, V.H.; BARROS, N.F.; FONTES, CANTARUTTI, R.B.; NEVES, J.C.L. Fertilidade do Solo, Viçosa. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2007.

OLLIER, C.. Ancient Landforms. London ; New York : Belhaven Press, 1991. 233 p. 1991

PASSARGE, S. Adamuana. Berlin. 1895.

PATON, T.R. The Formation of Soil Material. George Allen & Unwin. London. 143p. 1978.

PELTIER, L. C. The Geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology, Ann. Ass. Am. Geog. 40, 214-36. 1950.

PENCK, W. Morphological analysis of landsforms.. Macmilan and Co. Londres, Inglaterra (tradução da Obra originalmente publicada em alemão em 1924). 1953.

PFLUG, R. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. DNPM/DGM, Bol. 226: 1-51, Rio de Janeiro. 1965.

PORTILHO, S. Perda de Solo por Escoamento Superficial e os Padrões de Infiltração e Percolação da Água no Solo, Microbacia do Córrego do Quebra, Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. Belo Horizonte: IGC/UFMG, 2003. (Dissertação de Mestrado).

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

RENGER, F. E. & KNAUER, L. G. Espinhaço – Quo vadis? (Onde está? – Onde vai?) A evolução dos conhecimentos sobre a cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. Geonomos. Revista de Geociências. Vol.III. N. I. Pág. 31 a 39. Julho. 1995.

RESENDE, M. Pedologia base para distinção de ambientes. Viçosa, UFV. 304p. 1997.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B. de; COREA, G.F. Pedologia: base para distinção de ambientes. Viçosa: NEPUT, 1997. 304p.

RESENDE, M. *et al.* Mineralogia dos Solos Brasileiros. Interpretações e Aplicações. Editora da UFLA. Lavras. 187p. 2005.

ROBERTSON, I. D. M. KING, J. D. ANAND, R. R. Regolith geology and geochemical exploration around the Stellar and Quasar gold deposits, Mt Maganet, Western Austália. 2001.

ROCHA, L. C. & COSTA, R. D. Determinação de paleotensões a partir de planos estriados na bacia do córrego Gameleira, Espinhaço Meridional, Gouveia – MG. Simpósio de Geologia do Sudeste. Anais de Congresso, p 158. Diamantina – MG. 2007.

ROCHA, L. C. AUGUSTIN, H.R.R. CRUZ, L. O. M. O Papel Geomorfológico das Lateritas no Espinhaço Meridional. In: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino Americano de Geomorfologia. Belo Horizonte. Dinâmica e Diversidade de Paisagens. Belo Horizonte : UFMG, 2008. v. 1. p. 5-215. 2008

SAADI, A, & VALADÃO, R. C. Evolução geomorfológica quaternária da região de Gouveia, Serra do Espinhaço. In: Simpósio de Geologia MG. BHTE-MG 1987. Anais. SBG-MG, 1987. Bol. SBG, (7): 434-448. 1987 b.

SAADI, A. & VALADÃO, R. C. O Cenozóico da porção mediana central do Espinhaço Meridional, primeira síntese, in Congresso da ADEQUA 1, Porto Alegre-RS, 1987. Anais. 1987 a.

SAADI, A. A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. GEONOMOS - Revista de Geociências. Vol. 3, nº 1, Julho de 1995. Pág. 41-63. 1995.

SALGADO, A. A. R. & VALADÃO, R. C. Contribuição da Desnudação Geoquímica na Evolução da Erosão Diferencial no Espinhaço Meridional/MG. Revista Brasileira de Geomorfologia. Vol. 04. N. 02. Pag. 31-40. 2003.

SALGADO, A. A. R. Desnudação Geoquímica e Evolução do Relevo no Espinhaço Meridional/MG. Belo Horizonte: IGC/UFMG, 2002. 189p. (Dissertação de Mestrado). 2002

SALGADO, A. A. R. Estudo da Evolução do Quadrilátero Ferrífero, MG-Brasil, através da quantificação de processos erosivos desnudacionais. Tese. (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais. 2006.

SCHAEFER, C. E. R. *et al.* Pedogenesis on the uplands of the Diamantina Plateau, Minas Gerais, Brasil: a chemical and micropedological study. *Geoderma* 107, p. 243-269. 2002

SCHELLMANN, W. Considerations on the definitions and classification of laterites. International seminar on Laterization Processes. India. 1 a 10 p. 1981

SCHELLMANN, W. On the Geochemistry of Laterites. *Erde*. V. 45, p. 39-52. 1986.

SCHOLL, W.V & FOGAÇA, A.C.C. Relatório de Quadrículas Guinda/Gouveia (SE-23-Z-A-III-4NO/SE -23-Z-A-III-4SO) Projeto de Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional. Diamantina – MG. 1981.

SCHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. I Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 55-73, Diamantina. 1979.

SILVA, I.R. & MENDONÇA, E.S. Matéria orgânica do solo. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ, V.H.; BARROS, N.F.; FONTES, R.L.F.; CANTARUTTI, R.B. & NEVES, J.C.L. Fertilidade do solo. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2007.p.374-470.

SILVEIRA, J. S. & PESSOA, G.C. Mapeamento Geológico da Porção Centro-Leste da Quadrícula Diamantina.(SE-23-Z-A-III-2SE) Trabalho de Graduação. Diamantina – MG. 1987.

SPERA, S.T.; REATTO, A.; CORREIA, J.R. Solos do Bioma do Cerrado: Aspectos Pedológicos. In: SANO, S.M.; ALMEIDA, S.P. Cerrado: Ambiente e Flora. Planaltina-DF: Embrapa Cerrado, 1998. p. 47-83.

STRAHLER, A. N. Dynamic basis Geomorfology, *Geol. Soc. America Bulletin*, 63, pp. 923 – 938. 1952.

STRAKHOV, N. M. Lithology and Mineral Resources. Vol. 39. N.01. 1962.

STRAKHOV, N. M. Principles of lithogenesis, 1, Oliver & Boyd, Endiburg. 1967.

SUMMERFIELD, M. A. Isovolumetric weathering and silcrete formation, southern Cape Province, South Africa. *Earth Surface Process and Landforms*, 9: 135-141. 1984

SUMMERFIELD, M.A. *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*. New York: Longman Scientific & Technical, 537 p. 1991.

SZABÓ, G.A.J; BABINSKI, M.; TEIXEIRA, W. Rochas Ígneas. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHIL, T.R.; TAIOLI, F. *Decifrando a Terra*. São Paulo, 2007.

TARDY, Y. Diversity and terminology of Laterites Profiles. In: Martini, I. P. & Chesworth, W. Weathering, Soils and Paleosols. Elsevier. p. 379 – 401. 1992.

TAYLOR, G. e ENGGLETON, R. A. Regolith geology and geomorphology. Chinchester, England. John Wiley, 2001. 375p. 2001.

THOMAS, M. F. Geomorphology in the tropics: study of weathering and denudation in low latitudes. Ed; Wiley.460p. 1994

THORNBUR, M. R. The chemical mobility and transport of elements in the weathering environment. In Butt, C. R. M. & Zeegers, H. Handbook of exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. V. 04. Amsterdam. Netherlands. Elsevier Science Publishers. P. 79-96. 1992.

TONELLO, K. C. *et al.* Análise Hidroambiental da Bacia Hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães – MG. 69p. Tese de Pós-Graduação em Ciência Florestal Viçosa – MG: UFV. 2005

TORRES, J. L. R. *et al.* Morfometria e qualidade da água da microbacia do Ribeirão da vida em Uberaba-MG. Global Science and Technology., v. 02, n. 01, p.01-09, jan/abr. 2009.

TOUNI, E. *et al.* Micromorphology and Chemical weathering of a K – rich trachyandesite and an associated sedimentary cover, Parkes SE Australia. Catena. 53: 181 – 207. 2003.

TRICART, J. & CAILEUX, A. Introduction à la Géomorphologie Climatique, Paris, S.E.D.E.S. 1965.

TRICART, J. The Landforms of the Humids, Forests and Savanas. Longman. London. 1972.

TROEH, F. R & THOMPSON, L. M. Solos e Fertilidade dos Solos Tradução: Durval Dourado Neto & Manuella Nóbrega Dourado. Ed. Organizações Andrei LTDA. São Paulo. 2007.

TWIDALE, C. R. Analyses of Landforms. J. Wiley, Sydney, 572 p. 1976.

VALADÃO, C. R. Estudo Sedimentológico das Formações Superficiais do Sistema Alveolar do Córrego dos Pereiras. (Bacia do Ribeirão do Chiqueiro-Espinhaço Meridional-MG). Belo Horizonte: IGC/UFMG, 78p. (Monografia de Graduação B). 1986.

VALADÃO, R. Evolução de Longo termo do Relevo do Brasil Oriental (Desnudação, superfícies de aplanamentos e soerguimentos Crustais). Salvador: UFBA, Departamento de Geologia, (Tese de Doutorado). 1998.

VILLELA, S.M.; MATTOS,A. Hidrologia aplicada. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.245p.

WELLS, *et al.* in O. H. W. SIEGMUND and H. S. Hudson (eds.), EUV, X-Ray and Gamma-Ray Instrumentation for Astronomy, Proceedings of the International Society for Optical Engineering, 11-13 July 1990, San Diego, California, USA, Vol. 1344, pp 230-243, Society of the Photo-Optical Instrumentation Engineers, Box 10, Bellingham, WA 98227, USA. 1990.

YOUNG, A. R. M. Salt as an agent in the development of cavernous weathering. *Geology*, 15: 962 -966. 1987.

YOUNG, G. M. & Nesbitt, H. W. Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments a sedimentary rocks. *Journal Sedimentary Research*, Vol.68. n. 3. P.448-455. 1998.

YOUNG, R. W. Quartz etching and sandstone karst: Exemples from the east Kimberleys, northwestern Australia. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 32: 409 – 423. 1988.

ZANONE, L. La bauxite en Côte D'voire. Bauxitisation et paléocuirasses. Tese de Doutorado. Universidade de Paris. (1969).

ANEXOS

Perfis	pH em KCl	pH em H ₂ O	M.O.	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Total	Silte	Argila
P01. Hor. A	3,52	3,91	2,08	1,20%	8,80%	90%	80%	14,90%	5,10%
P01. Hor. C	3,78	3,94	1,1	0,60%	8,40%	91%	83%	12,40%	4,60%
P01. Hor. Cr	4,04	3,99	1,8	0,70%	10,60%	88,70%	80%	16%	4%
P02. Hor. A	4,06	4,22	2,75	1,80%	3,90%	94,30%	79%	13,10%	7,90%
P02. Hor. C	4,22	4,58	3,24	0,40%	5,80%	93%	68,50%	22,50%	9,00%
P02. Hor. Cr	4,49	4,5	1,5	9,50%	12,30%	78,20%	80%	15,20%	4,80%
P03. Hor. A	4,25	4,17	4,57	9,30%	35,20%	55,50%	76,50%	12,10%	11,40%
P03. Hor. C	4,35	4,48	2,06	6,40%	16,80%	76,80%	77,50%	15%	7,50%
P03. Hor. C com Laterita	4,39	4,15	1,99	17,40%	27,30%	55,30%	69,50%	21,70%	8,80%
P04. Hor. A	4,27	4,24	3,1	4,50%	9,20%	86,30%	76,50%	14,10%	9,40%
P04. Hor. C	4,42	4,5	2,28	3,30%	7,10%	89,60%	77%	14%	9%
P04. Hor. Cr	4,43	4,4	1,6	1,40%	3%	95,60%	68%	25,50%	6,50%
P05. Hor. A	4,07	4,27	3,4	2%	7%	91%	83%	6,70%	10,30%
P05. Hor. C1	4,11	4,11	1,06	2%	5%	93%	79,50%	11,30%	9,20%
P05. Hor. C2	4,52	4,41	2,06	1%	4%	95%	84%	9%	7%
P06. Hor. A	3,85	4,43	1,37	0,20%	4,80%	95%	90%	6,10%	3,90%
P06. Hor. C1	4,69	4,71	1,43	0,50%	6,50%	93%	91%	5,10%	3,90%
P06. Hor. C2	4,04	4,46	1,78	0,30%	8,70%	91%	91%	4,60%	4,40%
P07. Hor. A	3,4	3,99	2,81	0,60%	6,40%	93%	93%	1,30%	5,70%
P07. Hor. C	4,02	3,95	0,78	0,30%	8,70%	91%	92%	4,30%	3,70%
P07. Hor. Cr	3,34	4,42	1,71	0,10%	7,90%	92%	88,60%	7,50%	3,90%
P08. Hor. A	4,18	4,24	4,62	2,10%	19%	78,90%	73,50%	8,20%	18,30%
P08. Hor. AB	4,3	4,42	4,07	1,30%	18%	80,70%	75,50%	8,20%	16,30%

P08. Hor. B1	4,37	4,4	4,67	2,20%	17,80%	80%	76%	7,30%	16,70%
P08 Hor. B2	4,59	4,31	2,55	2%	20,50%	77,50%	71%	8,70%	20,30%
P08 Hor. C	5,48	4,65	3,68	1,60%	13,80%	84,60%	65%	9,70%	25,30%
P09. Hor. A	4,37	4,42	4,43	2%	7,50%	90,50%	74%	7,80%	18,20%
P09. Hor. B1	4,64	4,08	3,65	1,50%	6%	92,50%	73%	13,50%	13,50%
P09. Hor. B2	5,43	4,23	2,86	2%	5%	93%	75%	7,10%	17,90%
P09. Hor. C	5,45	4,17	1,24	1%	5,40%	93,60%	79%	14,70%	6,30%
P10. Hor. A	3,42	3,82	1,95	0,60%	2,70%	96,70%	91,50%	3,30%	5,20%
P10. Hor. C1	4,53	4,81	0,45	0,20%	3,80%	96%	91,20%	5,20%	3,60%
P10. Hor. C2	4,12	4,6	2,08	0,20%	2,30%	97,50%	86,60%	9,50%	3,90%
P11. Hor. A	4,2	4,52	8,15	1,10%	3,90%	95%	80,50%	8%	11,50%
P11. Hor. C1	4,42	4,34	2,99	0,70%	5%	94,30%	79%	16,50%	4,50%
P11. Hor. C2	4,59	4,58	2,6	0,70%	6,50%	92,80%	84,50%	2,30%	13,20%
P12. Hor. A	4	4,32	14	2,10%	2,10%	95,80%	14,10%	56%	39,90%
P12. Hor. C	3,93	4,57	12	0,80%	6,90%	92,30%	6,50%	58,50%	35%
P13. Hor. A	4,95	4,69	2,86	3,80%	7,80%	88,40%	45%	27,20%	27,80%
P13. Hor. B1	5,21	5,11	2,99	3,60%	5,20%	91,20%	40,80%	29%	30,20%
P13. Hor. B2	5,32	5,16	3,25	2,50%	4,20%	93,30%	36,50%	25,50%	38%
P14. Hor. A	5,35	5,15	2,79	2,98%	2,80%	94,22%	36,78%	32,22%	31%
P14. Hor. B	5,87	5,59	2,89	3,12%	2,20%	94,68%	34,32%	32,68%	33%
P15. Hor. A	5,48	5,26	2,83	2,89%	3,20%	93,91%	39%	29%	32%
P15. Hor. B	5,79	5,53	2,9	2,93%	2,30%	94,77%	35,23%	29,77%	34,00%
P16. Hor. A	5,9	5,73	4,1	10%	5,50%	84,50%	80%	5%	15%
P16. Hor.C	5,6	5,43	3,2	12%	6,80%	81,20%	83%	7%	10%
P 17. Hor. A	3,79	4,23	1,42	0,30%	4,70%	95%	91%	6,10%	2,90%

P17. Hor. C	4,39	4,59	1,59	0,40%	6,60%	93%	92%	7,10%	1,90%
P18. Hor. A	3,88	4,19	1,51	0,20%	4,80%	95%	92%	5%	3%
P18. Hor. Cr	4,19	4,64	1,62	0,80%	7,20%	92%	93%	3,50%	3,50%

Formação Galho do Miguel

Mosaico mostrando Diáclises, Fraturas, Estratificações Cruzadas e Plano de Acamamentos Horizontais



Formação Galho do Miguel



Visão Geral da Planície Circundada pelos residuais



Fraturas



Fraturas



Plano de Acamamentos Horizontais



Estratificações cruzadas



Estratificações cruzadas



Água 'Parada' nos Planos de Acamamento



Água 'Parada' nos Planos de Acamamento



Drenagem estanque



Alteração da rocha



Alteração da rocha e formação do solo



Alteração da rocha e formação do solo



Alteração da rocha e formação do solo (raso)



Visão geral da superfície aplainada



Visão geral da superfície aplainada