

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA**  
**INSTITUTO DE GEOGRAFIA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**  
**ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: ANÁLISE, PLANEJAMENTO E GESTÃO**  
**AMBIENTAL**

**FABIANA CRISTINA DOS SANTOS**

**AS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DO CHAPADÃO DO DIAMANTE - SERRA DA**  
**CANASTRA: Contributos Geoquímicos, Físicos e Geocronológicos**

**UBERLÂNDIA/MG**

**2021**

**FABIANA CRISTINA DOS SANTOS**

**AS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DO CHAPADÃO DO DIAMANTE - SERRA DA  
CANASTRA: contributos Geoquímicos, Físicos e Geocronológicos**

Tese de Doutorado apresentada à banca examinadora do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como requisito parcial à obtenção do Título de Doutora em Geografia.

**Área de Concentração:** Análise, Planejamento e Gestão Ambiental

**Orientador:** Prof. Dr. Sílvio Carlos Rodrigues

**UBERLÂNDIA/MG**

**2021**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
Sistema de Bibliotecas da UFU, MG, Brasil.

---

S237f Santos, Fabiana Cristina dos, 1983-  
2021 As formações superficiais do Chapadão do Diamante - Serra da Canastra [recurso eletrônico] : contributos geoquímicos, físicos e geocronológicos / Fabiana Cristina dos Santos. - 2021.

Orientador: Silvio Carlos Rodrigues.  
Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Uberlândia, Programa de Pós-Graduação em Geografia.  
Modo de acesso: Internet.  
Disponível em: <http://doi.org/10.14393/ufu.te.2021.5526>  
Inclui bibliografia.  
Inclui ilustrações.

I. Geografia. I. Rodrigues, Silvio Carlos, 1965-, (Orient.). II. Universidade Federal de Uberlândia. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

---

CDU:910.1

Glória Aparecida  
Bibliotecária - CRB-6/2047



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA**  
 Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geografia  
 Av. João Naves de Ávila, 2121, Bloco 1H, Sala 1H35 - Bairro Santa Monica, Uberlândia-MG, CEP 38400-902  
 Telefone: (34) 3239-4381/3291-6304 - www.ppgeo.ig.ufu.br - posgeo@ufu.br



### ATA DE DEFESA - PÓS-GRADUAÇÃO

Programa de Pós-Graduação em:	GEOGRAFIA				
Defesa de:	Tese de Doutorado, Número 210, PPGGEO				
Data:	18 de junho de 2021	Hora de início:	14h:00m	Hora de encerramento:	18h:00m
Matrícula do Discente:	11713GEO001				
Nome do Discente:	FABIANA CRISTINA DOS SANTOS				
Título do Trabalho:	AS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DO CHAPADÃO DIAMANTE - SERRA DA CANASTRA: Contributo Geoquímicos, Físicos e Geocronológicos				
Área de concentração:	GEOGRAFIA E GESTÃO DO TERRITÓRIO				
Linha de pesquisa:	ANÁLISE, PLANEJAMENTO E GESTÃO AMBIENTAL/GEOPROCESSAMENTO				
Projeto de Pesquisa de vinculação:					

Reuniu-se no Anfiteatro/Sala [On Line], Campus [Google Meet], da Universidade Federal de Uberlândia, a Banca Examinadora, designada pelo Colegiado do Programa de Pós-graduação em GEOGRAFIA, assim composta: Professores Doutores: Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin - IG-UFMG-MG; Thallita Isabela Silva Martins Nazar - UFCAT-GO; Jorge Luis Silva Brito - IG-UFU; Claudionor Ribeiro da Silva - IG-UFU e Sílvio Carlos Rodrigues - IG-UFU orientador(a) do(a) candidato(a).

Iniciando os trabalhos o(a) presidente da mesa, Dr(a). Sílvio Carlos Rodrigues - IG-UFU, apresentou a Comissão Examinadora e o candidato(a), agradeceu a presença do público, e concedeu ao Discente a palavra para a exposição do seu trabalho. A duração da apresentação do Discente e o tempo de arguição e resposta foram conforme as normas do Programa. Em virtude da Pandemia (COVID-19), todos os membros participaram via on-line.

A seguir o senhor(a) presidente concedeu a palavra, pela ordem sucessivamente, aos(às) examinadores(as), que passaram a arguir o(a) candidato(a). Ultimada a arguição, que se desenvolveu dentro dos termos regimentais, a Banca, em sessão secreta, atribuiu o resultado final, considerando o(a) candidato(a):

Aprovado(a).

Esta defesa faz parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutora.

O competente diploma será expedido após cumprimento dos demais requisitos, conforme as normas do Programa, a legislação pertinente e a regulamentação interna da UFU.

Nada mais havendo a tratar foram encerrados os trabalhos. Foi lavrada a presente ata que após lida e achada conforme foi assinada pela Banca Examinadora.



Documento assinado eletronicamente por **Silvio Carlos Rodrigues, Professor(a) do Magistério Superior**, em 18/06/2021, às 17:35, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Claudionor Ribeiro da Silva, Professor(a) do Magistério Superior**, em 18/06/2021, às 17:35, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Jorge Luis Silva Brito, Professor(a) do Magistério Superior**, em 18/06/2021, às 17:38, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **THALLITA ISABELA SILVA MARTINS NAZAR, Usuário Externo**, em 18/06/2021, às 17:39, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin, Usuário Externo**, em 18/06/2021, às 17:44, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site [https://www.sei.ufu.br/sei/controlador\\_externo.php?acao=documento\\_conferir&id\\_orgao\\_acesso\\_externo=0](https://www.sei.ufu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **2828976** e o código CRC **EC3C7CDF**.

## DEDICATÓRIA

*A todos que amo.*

*Aos meus pais Julieta e Hélio.*

*Ao meu marido Alisson e minhas  
gêmeas Alissa e Antonela.*

***Dedico.***

## AGRADECIMENTOS

A Deus por me abençoar e principalmente, por duas jóias que me concebeu.

Ao meu orientador Sílvio Carlos Rodrigues, pela oportunidade e paciência na orientação e incentivo, as quais tornaram possível a conclusão desta Tese.

Aos amigos e colegas pelo apoio constante.

Ao meu esposo, Alisson, que de forma carinhosa me dá força e coragem, apoiando-me em todos os momentos.

As minhas filhas, Alissa e Antonela, que embora ainda não tenham conhecimento disto, me iluminam de maneira especial.

E não deixando de agradecer de forma grata e grandiosa meus pais, Hélio e Julieta, a quem eu rogo todas as noites a minha existência.

Ao meu irmão Luiz Gustavo e minha cunhada Amanda e o pequeno Théó

Ao cunhado, amigo e afilhado Jordany, pelas grandiosas horas de boas conversas e risadas

Obrigada aos colegas do LAGES, Ana Carolina, Jean, Thalita, Vinícius, Giliander, Paula, Lara e ao Jeferson que contribuiu imensamente com meu campo. E Renato com seu modo carinhoso em apoiar-me e ajudar-me sempre solícito. De modo especial, sou grata a Marina pela amizade construída, ajuda de grande valia nos campos e ensinamentos de geoprocessamento.

Agradeço a FAPEMIG através do projeto **CRA APQ-00231-16.**, pela ajuda no custeio de parte da pesquisa.

Agradeço também, à Professora Cristina Augustin pela enorme contribuição, com importantes esclarecimentos com o tema, desde a banca de qualificação, e por se dispor a fazer parte da banca na defesa final e todos os professores que aceitaram compor a banca para enriquecer com seus conhecimentos esta tese.

MUITO OBRIGADA.

## RESUMO

Esta pesquisa tem como objetivo compreender como os processos geoquímicos atuam na elaboração das formas de relevo do Chapadão do Diamante do Parque Nacional da Serra da Canastra-MG e contribuir no entendimento da distribuição espacial dos atributos químicos, físicos integrados aos geocronológicos. Para isso foram feitos, elaboração de um mapa de esboço geocronológico contendo as idades dos materiais de depósito, análises químicas e físicas dos materiais superficiais, além do tratamento estatístico dos dados geoquímicos para reconhecer os principais componentes e seus agrupamentos, bem como a espacialização dos mesmos. 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. 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. A laterização e a intensa lixiviação favoreceram a formação de goethita, hematita e gibbsita, elementos estes que permitem sugerir que área está sobre a influência de um clima quente e úmido. Estes mesmos elementos favorecem a translocação da matéria orgânica em materiais onde o material de origem é pobre em argila. 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 alumínio e o ferro. Esses fatos sugerem que o Chapadão do Diamante apresenta um expressivo esvaziamento geoquímico, significando uma progressiva perda de volume, manifestada mais intensamente nos mantos de intemperismo, como pode-se observar em cada forma de relevo analisada.

Palavras chave: Geoquímica, Intemperismo químico, Geocronologia



## ABSTRACT

This research aims to understand how the geochemical processes act in the elaboration of the relief forms of the Chapadão do Diamante in the Serra da Canastra National Park-MG and contribute to the understanding of the spatial distribution of chemical and physical attributes integrated to the geochronological ones. To this end, a geochronological sketch map containing the ages of the deposit materials, chemical and physical analyses of the surface materials, and the statistical treatment of the geochemical data were made to recognize the main components and their groupings, as well as their spatialization. Quartzite weathering in the studied region consists of the dissolution of the quartz along with the crystal arrangement. Thus the quartzite loses cohesion and is reduced to sand. In the subsurface weathering occurs preferentially in the stratification planes. The geochemical emptying is then able to disaggregate the quartzite. This fact, together with the subsurface weathering, promotes the lowering of the relief, forming flattened surfaces. The leaching of silica occurs in alteration mantles at advanced stages of weathering, providing the formation of iron and aluminum oxides and hydroxides, when in sufficient quantities, can lead to laterization processes. Laterization and intense leaching have favored the formation of goethite, hematite, and gibbsite, elements that suggest that the area has long been under the influence of a hot and humid climate. These same elements favor the translocation of organic matter in materials where the source material is poor in clay. The union of the geochemical processes leads to a generalized loss of a large part of all the elements found, except for those of low mobility such as aluminum and iron. These facts suggest that the Chapadão do Diamante presents an expressive geochemical emptying at present, meaning a progressive loss of volume, manifested more intensely in the weathering layers, as can be observed in each relief form analyzed.

Keywords: Geochemistry, Chemical Weathering, Geochronology

## ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURA

Figura 2.1 - Diagrama indicando a formação natural do $^{14}\text{C}$ na alta atmosfera, sua incorporação nos seres vivos (vegetais e animais) e o decaimento radioativo após a morte dos mesmos ....	43
Figura 2.2-Representação da textura pelo triângulo .....	50
Figura 2.3 Arranjos estruturais típicos dos três principais grupos de argilo minerais.....	54
Figura 2.4- Limites de acidez de material superficial. ....	56
Figura 3.1(A) Pacote de Quartzitos puros a micáceos (Grupo Canastra Indeterminado), que sustenta o Chapadão do Diamante.....	64
Figura 3.2-A ocorrência das concentrações ferruginosas em blocos indicando modificação, gradual, em profundidade para mosqueado.....	64
Figura 3.3-Afloramentos rochosos em áreas elevadas no chapadão do diamante. Altitude aprox.:1.400 m.....	64
Figura 3.4-Principal reação de dissolução da sílica ocorre a hidrólise, a qual inicia-se quando as superfícies de contato dos minerais silicáticos desequilibram-se em suas valências e permitem a aproximação das moléculas de água, influenciados pelo principal fator que é a temperatura. ....	65
Figura 4.1- Fluxograma metodológico. ....	72
Figura 4.2- Perfil C1: base de afloramento rochoso e alta vertente. ....	76
Figura 4.3- Perfil C2 fundo de vale à 5 metros do canal .....	76
Figura 4.4- Perfil C3 base de afloramento rochoso e fundo de vale .....	76
Figura 4.5-Perfil C4 média vertente divisor secundário.....	76
Figura 4.6-Perfil C5 Média vertente, depósito de lateriatas .....	77
Figura 4.7-Perfil C6 alta vertente junto ao interflúvio principal .....	77
Figura 4.8-Perfil C7 alta vertente abaixo do afloramento rochoso.....	77
Figura 4.9-Perfil C8 média vertente depósito sobre lateritas .....	78
Figura 4.10-Perfil C9/C10 média vertente, murundu .....	78
Figura 4.11-Perfil C11 média vertente, divisor secundário e perfil C12 média vertente .....	78
Figura 4.12-Coleta de amostras de LOE .....	79
Figura 4.13-Amostra acondicionada para análise de C-14.....	79

Figura 4.14-Coleta de amostra indeformada para análise de Densidade aparente e Densidade de partícula. ....	81
Figura 4.15-Amostras indeformadas previamente preparadas após o campo para secagem....	82
Figura 4.16-Pesagem das amostras para o procedimento de densidade de partícula .....	82
Figura 4.17-Amostras acondicionadas em picnômetros prontas para serem levadas ao banho maria, onde há a retirada do ar por termoquímica. ....	82
Figura 4.18-Análise de DP por picnometria utilizando o banho maria a temperatura 100°C. .	83
Figura 4.19-Procedimento de pré pesagem em dessecador para resfriamento da amostra até temperatura .....	83
Figura 4.20-Secagem das amostras em temperatura ambiente pós-campo durante uma semana. ....	84
Figura 4.21-Secagem em estufa a 110°C para retirada total de umidade .....	84
Figura 4.22-Destorroamento das amostras. ....	84
Figura 4.23-Amostras destorroadas e preparadas para pesagem. ....	85
Figura 4.24-Pipetagem e preparo da solução: 10 ml de hidróxido de sódio (NaOH) 1N adicionado na amostra seca, depois agitar um pouco e deixar em repouso por 15 minutos. O NaOH tem ação dissociativa fazendo com que as frações se separem por processo químico. ....	85
Figura 4.25-Solução de NaOH adicionada na amostra seca depois de agitar um e repousar por 15 minutos. O NaOH tem ação dissociativa fazendo com que as frações se separem por processo químico. ....	86
Figura 4.26-Lavagem e coleta da amostra pós agitação físico-química.....	86
Figura 4.27-Coleta da fração areia em água, que será levada para a secagem na estufa a 110°C. ....	86
Figura 4.28-Amostras em repouso para pipetagem após lavagem. ....	87
Figura 4.29-Coleta da fração argila por pipetagem, utilizando pipeta automática.....	87
Figura 4.30-Fração argila após secagem em estufa. ....	87
Figura 4.31--Preparo das amostras para análise granulométrica por peneiramento.....	88
Figura 4.32-Peneiramento por agitação .....	88
Figura 4.33-Retirada das frações peneiradas .....	89
Figura 4.34-Pesagem e acondicionamento das amostras pós peneiramento .....	89
Figura 4.35-Incineração utilizando mufla para análise de matéria orgânica .....	90
Figura 5.1-Concreções ferruginosas demonstrando ação cimentante dos óxidos de ferro.....	95
Figura 5.2-Matacões e carapaças na média vertente estudada. ....	96

Figura 5.3-Erosões em sulcos e ravinamento próximo à nascente do Rio São Francisco.....	97
Figura 5.4-Área hidromórfica com relação equilibrada de silte e argila de acordo com as análises.....	98
Figura 5.5-Morfologia do murundum e termiteiro recente sobre material decomposto .....	103
Figura 5.6-Amostra retirada do perfil C2, evidenciando matéria orgânica em profundidade.	103
Figura 5.7-Corbetura vegetal por gramíneas do Chapadão do Diamante.....	104
Figura 5.8-Cor amarelada dos materiais superficiais associada a presença de goethita.....	105
Figura 5.9-Gráficos de matéria orgânica dos perfis da área de estudo.....	107
Figura 5.10-Tabela periódica dos elementos químicos .....	108
Figura 5.11-Geologia simplificada da Serra da Canastra-MG .....	110
Figura 5.12- Gráficos do elemento ferro g .....	112
Figura 5.13-Gráficos do elemento alumínio dos perfis estudados .....	115
Figura 5.14-Gráficos de pH dos perfis estudados.....	116
Figura 5.15-Localização do Grupo Ibiá e Bambuí na área de estudo.....	118
Figura 5.16-Gráficos do elemento cálcio dos perfis estudados. ....	119
Figura 5.17-Gráficos do elemento potássio dos perfis estudados .....	100
5.18-Gráficos do elemento potássio dos perfis estudados .....	100
Figura 5.19-Gráficos de CTC dos perfis estudados.....	100
Figura 5.20-Gráficos de soma de base dos perfis estudados. ....	100
Figura 5.21-Dissolução da sílica em quartizitos.....	132
Figura 5.22-Presença de goethita(cor amarelada) e hematita (vermelho) nos materiais superficiais.....	132
Figura 5.23-Difratograma do perfil C9/10 prof. 100-110cm.....	133
Figura 5.24-Difratograma do perfil C9/10 prof. 90-100cm.....	133
Figura 5.25-Difratograma do perfil C9/10 prof. 20-30cm.....	134
Figura 5.26-Transectos A, B e C realizado por Nazar (2018), no Chapadão do Diamante ...	137
Figura 5.27-Difratograma do transecto A do Chapadão do Diamante. Alta vertente .....	138
Figura 5.28-Difratograma do transecto A do Chapadão do Diamante. Baixa vertente.....	138
Figura 5.29-Difratograma do transecto B do Chapadão do Diamante. Alta vertente. ....	139
Figura 5.30-Difratograma do transecto B do Chapadão do Diamante. Alta-Média vertente.	140
Figura 5.31-Difratograma do transecto B do Chapadão do Diamante. Baixa-Média vertente. ....	140
Figura 5.32-Difratograma do transecto B do Chapadão do Diamante. Baixa vertente. ....	141

Figura 5.33-Difratograma do transecto C do Chapadão do Diamante. Alta vertente. ....	142
Figura 5.34-Difratograma do transecto C do Chapadão do Diamante. Média vertente. ....	142
Figura 5.35-Difratograma do transecto C do Chapadão do Diamante. Baixa vertente .....	143
Figura 5.36-Dendrograma resultante da análise hierárquica de agrupamentos mostrando a formação de grupos geoquímicos, segundo os atributos analisados na região do Chapadão do Diamante.....	149
Figura 5.37-Proporção da variação no conjunto de dados explicada pelo componente principal (PC) e contribuição de cada variável para explicação da variância total pelo método “scree-plot” para as análises geoquímicas do Chapadão do Diamante.....	151
Figura 5.38-Análise de componentes principais (ACP) (Gráfico scatter plot) com base nas variáveis geoquímicas dos materiais superficiais nos diferentes perfis estudados na região do Chapadão do Diamante.....	154

## MAPA

Mapa 3.1- Padrões de relevo do Chapadão do Diamante.....	67
Mapa 4.1- Pontos amostrais da área de estudo.....	73
Mapa .1-Concentração de Tório no Chapadão do Diamante.....	100
Mapa 5.2-Concentração de Potássio no Chapadão do Diamante .....	101
Mapa 5.3-Mapa Ternário no Chapadão do Diamante .....	101
Mapa 5.4-Idades analisadas das formas de relevo no Chapadão do Diamante. ....	155

## TABELA

Tabela 5.1-Resultados de Densidade aparente, Densidade de partícula e Porosidade total das amostras.....	98
Tabela 5.2-Matriz de correlação de Pearson com valores significativos ( $p > 0,90$ ) realçados, para as variáveis.....	150
Tabela 5.3-Autovalores dos fatores (componentes principais) e das estatísticas correlatas...	150
Tabela 5.4-Contribuição de cada variável, baseada na covariância, para cada um dos oito primeiros componentes principais(fator).....	151

## QUADRO

Quadro 4.1- Caracterização dos pontos amostrais.....	75
Quadro 5.1-Minerais com elemento ferro do Grupo Canastra .....	110
Quadro 5.2- Caracterização dos pontos amostrais e resultados de avaliação por LOE (Dose anual, Paleodose Média e Idade). .....	145
Quadro 5.3-Resultado amostras C14.....	146

## GRÁFICOS

Gráfico 5.1- Gráfico textural do ponto C1 .....	99
Gráfico 5.2- Gráfico textural do ponto C2 .....	99
Gráfico 5.3-Gráfico textural do ponto C3 .....	99
Gráfico 5.4-Gráfico textural do ponto C4 .....	100
Gráfico 5.5- Gráfico textural do ponto C5 .....	100
Gráfico 5.6- Gráfico textural do ponto C6 .....	101
Gráfico 5.7-Gráfico textural do ponto C7 .....	101
Gráfico 5.8-Gráfico textural do ponto .....	101
Gráfico 5.9 - Gráfico textural do ponto C9/10 .....	102

## LISTA DE SIGLAS

ACP – Análise de Componentes Principais

ChD – Chapadão do Diamante

CTC – Capacidade de troca catiônica

DA – Densidade aparente

DP – Densidade de partícula

LAGES – Laboratório de Geomorfologia e Erosão de Solos

LOE- Luminescência Opticamente Estimulada

MO – Matéria Orgânica

OSL- Optically Stimulated Luminescence

PT – Porosidade total

T – Textura

V- Saturação de base

## SUMÁRIO

### CAPÍTULO I

<b>1 APRESENTAÇÃO .....</b>	<b>25</b>
1.1 Introdução.....	25
1.2 Hipótese.....	30
1.3 Objetivos .....	30

### CAPÍTULO II

<b>2 REFERENCIAL METODOLÓGICO .....</b>	<b>33</b>
2.1 Formações superficiais.....	33
2.2 Intemperismo físico-químico.....	36
2.3 Geocronologia .....	39
2.3.1 <i>Datação Absoluta</i> .....	40
2.3.2 <i>Datação por Carbono-14: Histórico e conceitos principais</i> .....	40
2.3.3 <i>Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE)</i> .....	44
2.4 Atributos físicos.....	46
2.4.1 <i>Densidade absoluta</i> .....	47
2.4.2 <i>Densidade de Partícula</i> .....	47
2.4.3 <i>Porosidade total</i> .....	48
2.4.4 <i>Textura</i> .....	49
2.4.5 <i>Matéria Orgânica</i> .....	51
2.5 Aspectos Geoquímicos.....	52
2.5.1 <i>Atributos Químicos</i> .....	52
2.5.2 <i>Capacidade de Troca Catiônica (CTC)</i> .....	55
2.5.3 <i>Elementos minerais das formações superficiais</i> .....	57
2.6 Mineralogia da fração argila.....	59
2.7 Estatística Exploratória Multivariada .....	59



## CAPÍTULO III

<b>3</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>63</b>
3.1	Litoestrutura Regional.....	63
3.2	Tópicos geomorfológicos do Chapadão do Diamante.....	65
3.3	Clima, vegetação e hidrografia.....	68

## CAPÍTULO IV

<b>4</b>	<b>PROCEDIMENTOS MÉTODOS E TÉCNICAS .....</b>	<b>72</b>
4.1	Etapa envolvendo trabalho de gabinete.....	74
4.2	Etapa envolvendo trabalho de campo .....	75
4.2.1	<i>Amostragem</i> .....	75
4.3	Etapa envolvendo análise laboratorial .....	80
4.3.1	<i>Instrumentação e materiais</i> .....	80
4.4	Etapa do tratamento de dados.....	90
4.4.1	<i>Análise estatística</i> .....	90
4.4.2	<i>Difratometria de Raios-X pelo Método do Pó</i> .....	91
4.4.3	<i>Análise exploratória de variáveis (boxplot)</i> .....	91
4.4.4	<i>Espacialização dos dados</i> .....	91

## CAPÍTULO V

<b>5</b>	<b>APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....</b>	<b>94</b>
5.1	Análise dos atributos físicos.....	94
5.1.1	<i>Análise textural, Densidade Aparente, Porosidade Total e Matéria Orgânica</i> .....	94
5.1.2	<i>Matéria orgânica</i> .....	102
5.2	Atributos químicos e suas propriedades periódicas e aperiódicas: uma abordagem geoquímica integrada ao intemperismo .....	108
5.2.1	<i>O elemento químico Ferro</i> .....	109
5.2.2	<i>O elemento químico ALUMÍNIO</i> .....	113
5.2.3	<i>O pH</i> .....	115
5.2.4	<i>O elemento químico CÁLCIO</i> .....	117

5.2.5	<i>Espectrometria de raios gama: a geofísica a favor da geoquímica</i> .....	120
5.2.6	<i>O elemento Potássio: integração geoquímica com a geofísica</i> .....	120
5.2.7	<i>O elemento químico FÓSFORO</i> .....	100
5.2.8	<i>CTC e Soma de base (V%)</i> .....	128
5.3	<b>Mineralogia da fração argila</b> .....	131
5.3.1	<i>Análise de DRX da fração de argila</i> .....	131
5.4	<b>Geocronologia</b> .....	144
5.5	<b>Análises estatísticas multivariada exploratória</b> .....	147
5.5.1	<i>Análise por agrupamento hierárquico – Cluster</i> .....	147
5.5.2	<i>Análise de componentes principais (ACP)</i> .....	149

## **CAPÍTULO VI**

<b>6</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>157</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>159</b>
	<b>ANEXOS</b> .....	<b>177</b>

---

# CAPÍTULO I



# 1 APRESENTAÇÃO

## 1.1 Introdução

As paisagens geomorfológicas são elaboradas por formas de relevo geradas em diferentes transformações ao longo do tempo geológico. Neste contexto, as rochas quartzíticas nos ambiente tropicais pertencem em geral à formas estruturais com altitude, que evidenciam a importância da resistência à erosão do maciço rochosos neste tipo de ambiente. De fato, a elevada resistência das rochas quartzíticas quando comparada com rochas envolventes menos resistentes destacam-se, geralmente, pela formação de relevos que marcam a paisagem, com elevações rigidamente alinhadas onde desenvolvem-se depósitos de vertentes de pequenas espessuras.

Análises geomorfológicas que buscam interpretar e compreender a gênese das formas de relevo apresentam em sua grande maioria 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.

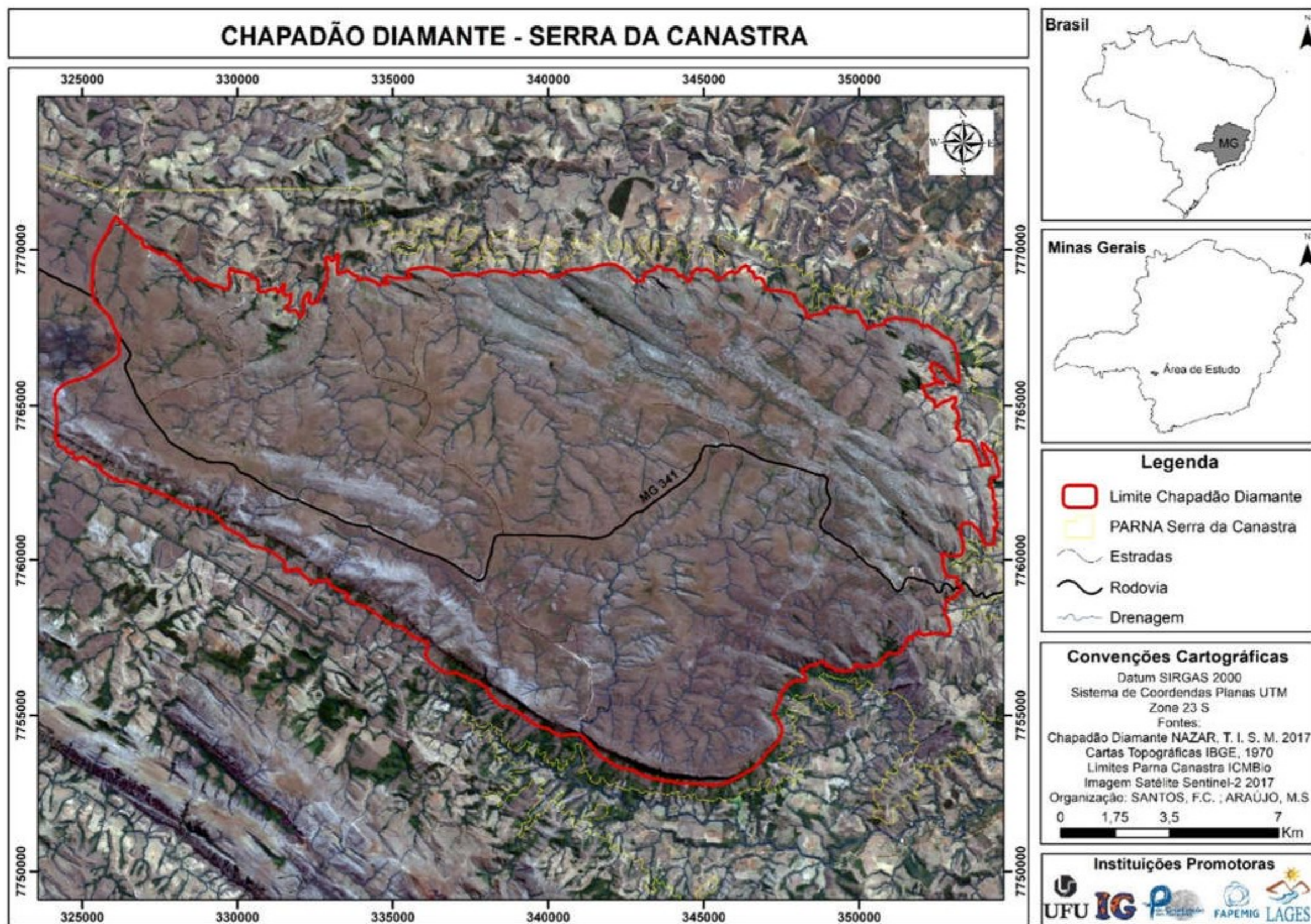
Embora avanços extraordinários do conhecimento, incluindo de técnicas e de instrumentalização utilizadas para a análise da evolução, tenham ocorrido nos últimos anos, ainda não é claro como o clima e outros fatores do meio físico-biótico afetaram e continuam afetando a evolução do relevo. Por isso, há 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 no Chapadão do Diamante região do

Parque Nacional da Serra da Canastra (Mapa 1.1), englobando as áreas do município de São Roque cerca de 320 km de Belo Horizonte, capital do estado de Minas Gerais, e aproximadamente 300 km de Uberlândia, no Triângulo Mineiro (NAZAR, 2018).

Segundo Nazar (2018) e Nazar e Rodrigues (2019), o ambiente do Chapadão do Diamante demonstra ser uma paisagem onde as necessidades ambientais mínimas dão bons resultados de estudos de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e Carbono-14. Isso é devido os materiais ricos em quartzo estarem interligados com os principais tipos litológicos e os materiais de depósitos em colúvios nas vertentes. Para tanto, as formações superficiais encontradas nos depósitos são bastante homogêneas e a área é naturalmente recoberta por fitofisionomias de Campos, Campos Cerrados e Campos Rupestres, uma vez preservada de atividades agrícolas em função do solo pouco fértil e relevo serrano. Os depósitos orgânicos são observados em vários segmentos de vertentes, responsáveis por constituir pequenas turfeiras, além de pequenas planícies alveolares ao longo dos canais fluviais.

Em relação as formações superficiais encontrados no Chapadão do Diamante, pode-se inferir que são produtos do intemperismo local, cujos depósitos estudados estão localizados nas proximidades de sua área fonte, em rampas colúviais situadas a jusante dos afloramentos rochosos (SILVA, 2019; NAZAR; RODRIGUES, 2019; NAZAR, 2018; ARAÚJO, 2017; MAGALHÃES, 2015). Este fato, integrado com a cobertura vegetal de pequeno porte ou inexistente, permite afirmar que a exposição a raios solares sobre estes materiais deve ser uma constante ambiental a longo prazo neste local.

Mapa 1.1- Localização da área de estudo.



Ao descrever o Chapadão do Diamante, Nazar (2018) afirma que suas a variação da altitude compreende o intervalo de 760 m no entorno, a 1496 m na área de topo, totalizando uma amplitude de 736 m.

Estudos, como o de Simões (1995) e Silva et al. (2012), demonstraram na litoestratigrafia pesquisada, que o Grupo Canastra é formado por quartzitos e quartzitos micáceos, apresentando feição característica de preservação dos contornos sedimentares dos grãos de quartzo, situação que indica que os quartzitos são originários de arenitos e os quartzitos micáceos, de siltitos. Referente à posição desses tipos litológicos, os quartzitos puros ocupam a parte superior do Chapadão do Diamante enquanto que os quartzitos micáceos predominam na porção inferior. Interpreta-se que pela presença de estratificação cruzada, boa seleção e grau de maturidade dos quartzitos, tais litologias podem estar relacionadas a ambientes de sedimentação plataformal, marinha rasas ou depósitos fluviais (SIMÕES, 1995; SILVA et al. 2012; NAZAR, 2018).

OS trabalhos de Nazar (2019), Silva (2017) e Silva (2019) foram realizados especialmente no Chapadão do Diamante, área que apresenta especificidades em termos morfoestruturais e litológicos, o que pode constituir um fator de limitação para a interpretação e extrapolação da análise para o domínio das formações quartzíticas do ChD. Assim, um dos objetivos desse estudo é analisar se, sobre as rochas quartzíticas da área, é possível observar as acumulações de Fe e Al, a intensa lixiviação de elementos como o  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$   $K^{+}$  e P , presença de minerais 1:1, processo de laterização e relações de intemperismo, conforme observado por Augustin (1999) 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. 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.

Para que seja possível entender a evolução da área de estudo, é fundamental a análise de dados geoquímicos de materiais superficiais e rochas, como o objetivo de entender a erosão do Chapadão do Diamante. 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 e geocronológicos é possível identificar os processos atuantes e a evolução do relevo da região. Estudos geoquímicos para entender a evolução dos materiais superficiais 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.

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.

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.

Já Aquino (2013), abordou a geocronologia de LOE e  $C^{14}$  de materiais em uma topossequencia na Serra do Espinhaço Meridional-MG, onde apresentou grande complexidade dos materiais de origem sendo alóctones e autóctones, o que permitiu a separação de três compartimentos para caracterização geocronológica.

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, como concebido por Thomas (1994).

Esta pesquisa busca quantificar a perda geoquímica na área dos materiais superficiais do Chapadão do Diamante e analisar através das datações absolutas as implicações desta retirada na evolução do relevo. Ao fazer isto, parte do princípio que os elementos morfoestruturais são importantes para explicarem a evolução e seu reflexo na paisagem.

A realização dessa pesquisa no Chapadão do Diamante reveste-se de um conjunto de justificativas. Primeiro, pela grande importância de estudos geomorfológicos que auxiliem no entendimento das formas de relevo e por consequência a paisagem. Segundo, a necessidade de compreensão de como as formações superficiais influenciam na evolução do Chapadão do Diamante que constitui válido exemplo destas estruturas tanto da Serra da Canastra quanto em outras paisagens tidas como topos quartzíticos. Isso enriquece a contribuição para melhorar as



informações da técnica de datação absoluta de áreas de relevo quartzítico, que auxiliam na geocronologia dos materiais como as idades que permitem separar as compartimentações bem como áreas suscetíveis ao esvaziamento geoquímico, além de novas abordagens nestes ambientes, uma vez que ainda há poucos trabalhos referente ao tema.

Sendo assim, a nova abordagem metodológica da área pesquisada são as análises geoquímicas e geocronológicas que envolvem o intemperismo químico, e como estes contribuem para a evolução das morfologias serranas.

Outro ponto importante a considerar é o fato da área estar inserida no parque que é reconhecido pela beleza e diversidade de atrativos de base abiótica, como quedas d'água, mirantes naturais, serras, nascentes, entre muitos outros. No entanto, mesmo esses atrativos sendo áreas de visitação assim como em muitas outras unidades de conservação. Eles são apenas alvo de contemplação, negligenciando seu potencial para sensibilizar a sociedade quanto à importância desse tipo de patrimônio natural.

De acordo com o Plano de Manejo do Parque da Serra da Canastra (2005), o turismo é uma atividade que vem crescendo na região, na maioria dos casos, de forma desordenada. Esta atividade ocorre no interior do Parque (área não indenizadas) e nas áreas adjacentes, evidenciando o interesse pelo Parque Nacional da Serra da Canastra com fins de visitação, o que justifica a pesquisa no sentido do grande número de pessoas que serão beneficiadas e terão oportunidade de não apenas contemplar os atrativos turísticos, mas compreender sua formação e evolução, contribuindo para a valorização destes locais.

## **1.2 Hipótese**

A associação entre as formações superficiais com os grandes processos de alteração aliadas ao intemperismo químico deram ao relevo da Serra da Canastra uma evolução complexa, mas que pode ser acompanhada e entendida pelo estudo integrado dos indicadores geoquímicos, geocronológicos e componentes físicos, os quais ainda continuam a operar na evolução desse ambiente serrano.

## **1.3 Objetivos**

Diante do exposto na introdução, salienta-se como recorte espacial desta tese o Chapadão do Diamante, na Serra da Canastra onde a configuração dessa paisagem,

associada aos estudos preliminares citados acima, conceberam alguns questionamentos sobre a idade dos materiais e das superfícies encontradas nesta área.

Nesse sentido o objetivo geral dessa pesquisa foi realizar um levantamento das formações superficiais, por meio da interpretação geoquímica, dos atributos físicos e geocronológicos, buscando datar materiais recentes, através da técnica de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) para os depósitos quartzosos e a técnica de Carbono-14 para materiais orgânicos em ambientes de transição erosão-deposição. Pretende-se com isso apresentar dados sobre a questão da evolução pretérita recente nesta região serrana, por se tratar de uma importante localidade de divisores de bacias hidrográficas dos rios Paraná e São Francisco.

Sendo assim, os objetivos específicos são:

- Realizar a datação das formações superficiais do Chapadão do Diamante e apresentar os resultados da evolução pretérita e relacioná-los com a paisagem através de duas técnicas de datação absoluta: LOE e Carbono-14.
- Avaliar as características geoquímicas, geocronológicas e físicas das formações superficiais do Chapadão do Diamante para entender como os principais processos geoquímicos atuam na elaboração das formas de relevo.
- Identificar as relações dinâmicas e de posicionamento dos componentes avaliados (densidade aparente ( $D_a$ ), densidade de partícula ( $D_p$ ), textura (T), granulometria, porosidade total (Pt), análises químicas: pH, K (potássio), Ca (cálcio), Fe (ferro) H+Al (alumínio trocável), CTC, V% (saturação por base), MO e geocronológicas: LOE e carbono-14).
- Analisar sobre a interação geocronológica, geoquímica e física sobre a evolução pretérita recente do Chapadão do Diamante.

---

## CAPÍTULO II



## 2 REFERENCIAL METODOLÓGICO

### 2.1 Formações superficiais

O solo é constituído de camadas ou horizontes de compostos minerais e/ou orgânicos, com diferentes espessuras, que constituem o denominado perfil de intemperismo. Pode ser definido como um conglomerado de corpos naturais ocorrendo na superfície terrestre, contendo matéria viva e capaz de suportar vegetação. É formado por diversas partículas de rochas em diferentes estágios de decomposição, água, substâncias químicas dissolvidas, ar, organismos vivos e matéria orgânica.

Um solo ideal é aquele que apresenta uma boa aeração (porosidade) e consegue reter boa parte da água, além de possuir um bom armazenamento de calor e pouca resistência mecânica ao crescimento de raízes.

Estudos do solo colaboram para analisar a evolução da paisagem e o estágio de seu desenvolvimento é um importante indicador de variações na dinâmica geomorfológica ao longo do tempo.

Conforme Brady (1983) há vantagens em aprender sempre mais a respeito do solo, devido seu significado para o homem, sendo portanto, mais do que um meio ambiente para desenvolvimento de culturas. Ele lembra que as características do solo estão interligadas ao seu local de desenvolvimento, portanto peculiares. Assim, nas vertentes íngremes, o solo não é tão profundo quanto em vertentes suaves.

Segundo a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA (2006), solo é uma coleção de corpos naturais, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, tridimensionais, dinâmicos, formados por materiais minerais e orgânicos que ocupam a maior parte do manto superficial das extensões continentais do planeta, e que contém matéria viva.

Se os conceitos do solo não são meramente contemplativos e apresentam uma finalidade didática podemos associá-lo à estudos pedológicos e geomorfológicos. Esse é o posicionamento de (Lepsch, 2010, p.18) ao afirma que “[...] como em qualquer especialidade do conhecimento natural, na ciência do solo surgiram algumas subdivisões ou especializações, uma vez que o estudo de qualquer ser é normalmente feito segundo certos modelos conceituais [...]”.

Outra designação para alguns autores sobre estudo dos solos é de formação superficial, o qual será utilizado nessa pesquisa.

De acordo com Ramos (2008, p.24), formações superficiais:

[...] compreendem os materiais que recobrem as vertentes, sendo, tanto a sua espessura quanto a sua natureza litológica, variáveis. Trata-se do manto de intemperismo que recobre a rocha sã ou substrato, sendo, em geral, fracamente ou não consolidadas e comumente designadas como regolito. Também são denominadas como perfil de intemperismo, manto de intemperismo ou de alteração. Podem ser de natureza autóctone (eluvial) ou alóctone.

Esta citação corrobora com conceito de Menezes et al. (2006), enfatizando que destes materiais é importante diferenciar sua gênese e evolução, distinguindo-os quanto ao caráter de autoctonia e aloctonia.

Nesse sentido Campy e Macaire (1989 *apud* RAMOS, 2008) explica que a caracterização morfológica das formações superficiais que recobrem as vertentes, possibilita o reconhecimento e a interpretação dos materiais friáveis, intemperizados, e os processos pedogenéticos que nelas se instalam.

Delvigne (1981 *apud* RAMOS, 2008) esclarece que recobrimentos alóctones são os materiais coluvionares que recobrem o embasamento rochoso. Segundo este autor, esses materiais que repousam sem transição sobre a rocha são sede de diferenciação pedológica se o movimento de coluvionamento não for muito rápido, uma vez que permitem uma umidificação semi-permanente ou permanente da superfície rochosa subjacente, que pode, assim, começar um novo ciclo de alteração. É importante destacar que já existem estudos sugerindo que não há uma explicação isolada para as formações superficiais e sim um apanhado de fatores.

Queiroz Neto (2001, p.1) explica que no Brasil, desenvolveram-se duas grandes tendências

“[...] nem sempre convergentes, porém ambas tentando distinguir as autóctones das alóctones: a dos pedólogos, porque as formações superficiais representam os materiais de origem dos solos, e a dos geomorfólogos/geólogos, porque podem representar testemunhos dos processos responsáveis pela elaboração do relevo”.

O autor supracitado argumenta que é preciso lembrar que os caminhos trilhados por pedólogos e geomorfólogos no estudo das formações superficiais nem sempre foram convergentes, por não terem tido pontos de partida, procedimentos e objetivos comuns.

Atualmente o estudo sobre formações superficiais é considerado importante, uma vez que está integrado com a dinâmica das vertentes e sua resultante na evolução do relevo e, neste caso, torna-se perceptível a relação da geomorfologia com a pedologia, revelando que de fato as características geológicas e geomorfológicas de determinadas áreas, são de suma importância no que concerne a história da composição desses locais.

Medina et al.(1995) refere-se a formação superficial como materiais desagregados (ou posteriormente consolidados) que revestem a rocha *in situ* e, algumas vezes podem dar consistência ao solo.

De acordo com Pfaltzgraff (2003) a formação superficial é sempre um produto de processos geológicos-geomorfológicos, não importando na sua cartografia, a espessura da unidade, desde que ocupe espaço geográfico significativo. Sua origem está ligada aos processos de intemperismo superficiais, deposição e diagênese incipiente.

Queiroz Neto (2001) acrescenta que as formações superficiais produzidas pela alteração *in situ* das rochas podem ser remanejadas e/ou retrabalhadas ao longo do tempo. Essas formações testemunhariam processos pedogenéticos e morfogenéticos responsáveis pela evolução dinâmica das vertentes.

Considerando a variável *lugar*, Bigarella (1994) defende que as formações colúviais resultam do deslocamento do elúvio na vertente e limitam-se àquelas em que houve ocorrência de movimento de massa. Porém há autores que relacionam colúvios ao resultado de escoamento superficial. Campy e Macaire (1989 *apud* RAMOS, 2008), por exemplo, relacionam os depósitos colúviais com as forças gravitacionais e afirmam que a maior parte desses depósitos decorre do transporte, tanto por movimentos de massa como por escoamento superficial.

O entendimento da complexidade da evolução geomorfodinâmica e consequente identificação dos depósitos, permite caracterizar e associar as formações colúviais da área e assim direcionar os estudos quanto a aloctonia e autoctonia das formações superficiais do substrato geológico, uma vez que esses materiais podem recobrir a totalidade do relevo, desde os topos até os fundo de vale.

São muitas semelhanças de conceitos relacionados á aloctonia, dispostos sobre as linhas de pedra, pela maioria dos autores. Um deles é Bigarella et al. (1994) ao afirmar que o colúvio encontra-se assentado sobre o elúvio, estando, frequentemente, separado deste ou de outras seqüências colúviais por um horizonte de seixos representativo de um paleopavimento detrítico.

Apesar das similaridades de ideias de muitos autores, conforme mencionado acima, não pode-se afirmar que são regras a aloctonia sobre as linhas de pedra.

Nesse sentido, “[...] deve-se reafirmar que não se trata de uma regra geral, pois, em função de outros condicionantes, é comum observar linhas de pedras angulosas em perfis de solo” (RAMOS, 2008, p.26).

Segundo Rocha (2004), em seu estudo de toposseqüências, ele afirma que houve ocorrência de linhas de pedra localizadas muito próximas à superfície à desintegração de veios de quartzo, com posterior transporte e deposição do material que as recobriu, assim os depósitos coluviais, antes existentes, teriam sido removidos e, a partir de análises de atributos físico-químicos e mineralógicos, considerou parte do material por ele estudado como sendo de provável origem *in situ*.

A partir desses conceitos,

Diante das considerações expostas, há que se ressaltar, portanto, que o conhecimento das características das formações superficiais é um item importante no registro das descrições dos solos, uma vez que deve ser informada a natureza do material a partir do qual o solo se originou. Dessa forma, da mesma maneira que se deve fazer constar na ficha de descrição morfológica a situação, a vegetação, a litologia, dentre outros aspectos, deve-se informar, sempre que possível, se há influência de material autóctone ou alóctone. Trata-se de considerações relevantes que, somadas à classificação do solo estudado, favorecem o entendimento da sua constituição. (RAMOS,2008, p.26).

Pfaltzgraff (2003, p.2) ressalta que “[...] para a definição e espacialização em mapa das formações superficiais, é necessário que se tenha uma visão ampla do espaço físico e das forças naturais e antrópicas que agem sobre esse espaço”.

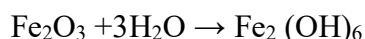
Inferimos, diante da variedade dos conceitos existentes, que as formações superficiais, veio complementar e integrar os estudos dos processos da evolução do relevo, tema de suma importância para a Geomorfologia. E prioriza os fatores abióticos da paisagem, como os elementos geológicos e geomorfológicos, buscando sua caracterização e interpretação.

## **2.2 Intemperismo físico-químico**

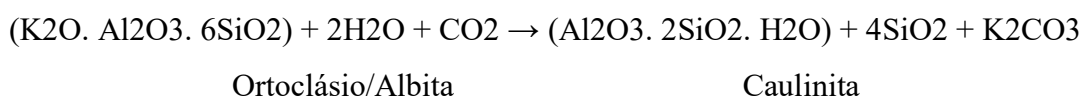
O intemperismo químico nos trópicos úmidos tem papel de destaque na elaboração das formas de relevo, em função da influência das temperaturas e pluviosidade elevadas no desencadeamento desses processos. Esse tipo de intemperismo químico atua sobre os minerais

das rochas, através de várias reações químicas, tais como a hidratação, hidrólise, dissolução e oxidação (TRICART, 1972; Brady, 1983; LEPSCH, 2011).

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  $\text{Al}_2\text{O}_3$  permanece inalterado no produto final, enquanto que parte da sílica e do potássio foram lixiviados. Assim, a combinação ortoclásio/albita transformou-se em caulinita.

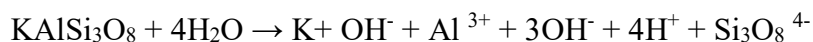
O processo de hidrólise é um dos mais importantes na alteração dos minerais silicatados. Isto ocorre por que a água neste processo atua não somente como um agente de transporte dos elementos lixiviados, mas também como um reagente que promove a reação química dos minerais (NAHON, 1991)

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  $25^\circ \text{C}$ . Mas o poder de dissolução da hidrólise é aumentado quando ocorre um processo de adição de íons de  $\text{H}^+$  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  $\text{CO}_2$  dissolvido na água e representado abaixo é bastante eficiente na produção do  $\text{H}^+$  :



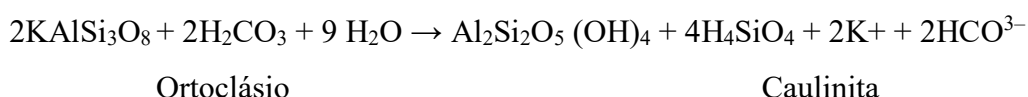


Ele também chama a atenção para o fato de que o ácido carbônico aumenta consideravelmente a constante de solubilização na razão de  $pK_a = 6.35$  a  $25^\circ \text{C}$ . Desta forma, fica claro a contribuição do  $\text{CO}_2$  no processo de hidrólise. Para Bigarella et al. (1994), a hidrólise de 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  $\text{CO}_2$  originando a caulinita é a seguinte:



De acordo com Bigarella et al. (1994), entre os minerais argilosos encontram-se os silicatos hidratados de alumínio: caulinita, haloisita, montmorilonita, illita, 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  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$ , seguidos posteriormente pelos cátions bivalentes de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Si}^{2+}$  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  $Fe^{3+}$

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 ( $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ ). Esta, por sua vez, tende a dar aos mantos de intemperismo uma coloração amarelada.

### 2.3 Geocronologia

A Geocronologia reúne diferentes formas de investigação da escala de tempo em anosaplicáveis não só à evolução da Terra mas também à evolução de todas as formas de vida. Para essas determinações torna-se necessário um relógio geológico, ou seja, o conhecimento de um processo irreversível que seja governado pelo tempo, a uma taxa conhecida (VASCONCELOS *et al.* 1992; CARNEIRO *et al.* 2005; CORRÊA *et al.* 2016).

Conforme Vasconcelos (1992) e Fumiya (2017) nos últimos sessenta anos, o desenvolvimento tecnológico e o surgimento de novos métodos de mensuração de isótopos radioativos, aplicados aos estudos geomorfológicos, têm auxiliado na melhor compreensão e no preenchimento de lacunas dos processos geomorfológicos responsáveis pela elaboração das superfícies aplainadas. Como exemplos de isótopos aplicáveis aos estudos geomorfológicos, podem-se citar: o carbono-14, para datação de matéria orgânica; K-Ar, Rb-Sr, decaimento da série do urânio, para datação de idades de minerais e rochas; a Luminescência Opticamente Estimulada, para a datação do último episódio em que os sedimentos, colúvios, paleossolos estiveram exposto à luz; traços de fissão, para eventos tectônico (soerguimento); isótopos cosmogênicos de  $^{36}Cl$ ,  $^{26}Al$  e  $^{10}Be$ , para estimar taxas de denudação do relevo, eventos de tectônica recente (VASCONCELOS *et al.*, 1992).

Sendo assim, os procedimentos da atualidade para datação de materiais superficiais, viabilizam atribuir períodos específicos da evolução do relevo e a origem de determinadas condições conhecidas ou modeladas. A interpretação geomorfológica do

relevo é primordial para a compreensão da sequência de eventos que atribuíram a ele determinadas características. Assim, o uso da técnica de datação absoluta, corrobora para a revisão de pesquisas sobre a dinâmica geomorfológica e geocronologia dos processos (PEREZ FILHO *et al.* 1980; CORRÊA *et al.* 2002; LIAN; ROBERTS, 2006; SALLUN *et al.* 2007; STORANI; FILHO, 2015).

### 2.3.1 Datação Absoluta

Corrêa (2015) ressalta que antes do advento das datações absolutas (cronométricas), o estudo da evolução do relevo encontrava-se aprisionado em argumentos circulares, nos quais tempo e clima eram compreendidos como equivalentes, isto é, ora uma paisagem era muito antiga e evoluíra sob condições climáticas pretéritas inferidas pela morfologia, ou muito recente e fruto unicamente das condições climáticas hodiernas. Esse tipo de abordagem resultava em interpretações altamente intuitivas que embora bem construídas dentro de um encadeamento lógico mediado pela observação e agrupamento das formas em unidades cronológicas aparentemente coerentes, eram em grande parte impossíveis de serem testadas e reproduzidas (CORRÊA *et al.* 2002, CORRÊA, 2015).

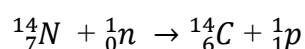
Ainda de acordo com Corrêa (2015), a respeito das técnicas de geocronologia aplicada aos estudos geomorfológicos é necessariamente um campo de aplicações multidisciplinares, sustentando as interpretações sobre a evolução de longo prazo das formas de relevo. Dentre as diversas técnicas de datação se destacam aquelas que permitem a reconstrução de cronologias absolutas completas para determinadas famílias de formas (encostas, terraços e leques aluviais etc.). Neste caso, observa-se que ao longo das últimas décadas a Geomorfologia lançou mão inicialmente da aplicação do carbono-14, seguido por outras técnicas radiométricas com diversas abrangências temporais e, mais recentemente, dos métodos de datação absoluta de sedimentos por luminescência (PEREZ FILHO *et al.* 1980; CORRÊA *et al.* 2002; LIAN; ROBERTS, 2006; SALLUN *et al.* 2007; STORANI; FILHO, 2015).

Em tal contexto, Sallun *et al.* (2007) alerta que embora as técnicas de datação absoluta pareçam de análises simples, é dever do pesquisador, estudar de forma criteriosa o significado da idade fornecida por sua amostra.

### 2.3.4 Datação por Carbono-14: Histórico e conceitos principais

Conforme Pessenda et al.(2004), desde 1950, quando o método de datação por  $^{14}\text{C}$  foi colocado em prática, tornou-se a principal ferramenta para a determinação cronológica de episódios originados a aproximadamente 40.000-50.000 anos passados, nas áreas de arqueologia, geologia, paleobotânica, paleoclimatologia, etc. A invenção do método é creditada a W. F. Libby (1908-1980) pelo qual recebeu em 1960 o Prêmio Nobel em Química. A produção de  $^{14}\text{C}$  realiza-se na estratosfera, a cerca de 12-15 km acima da superfície terrestre conforme reação (1) a partir do  $^{14}\text{N}_7$  apresentada abaixo:

(1)

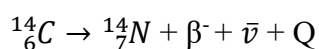


Onde,

 ${}^1_0\text{n}$  = nêutron cosmogênico energético presente na atmosfera ${}^1_1\text{p}$  = próton

Dessa forma, a concentração de  $^{14}\text{C}$  na atmosfera é mantida por um balanço entre a taxa de produção e a taxa de remoção de precipitação meteórica (FAURE;MENSING, 2005). A concentração de  $^{14}\text{C}$  sofreu variações no passado devido às flutuações da taxa de produção natural e pelas interferências antropogênicas no ciclo do carbono. Portanto, o núcleo do  $^{14}\text{C}$  é instável e decai pela emissão de raios  $\beta$  para o estável isótopo  $^{14}\text{N}$ , de acordo com a reação (2) abaixo (FAURE;MENSING, 2005).

(2)



Onde,

 $Q = 0,15648 \text{ MeV}$  $\bar{\nu}$  = antineutrino (partícula com número de massa zero e carga nula)

Ainda em relação a idade do  $^{14}\text{C}$  convencional, ela pode ser calculada com base em 95% da atividade normalizada a -25‰ para o fracionamento isotópico padrão, Ácido Oxálico distribuído pela NIST (National Institute of Standards and Technology), e reportada em anos AP - Antes do Presente -, sendo o presente o ano de 1950 (em inglês a sigla é BP – Before Present) (STUIVER; POLACH, 1977) (Equação 3):

(3)

$$A_{on} = 0,95^{a_{ox}} [1 - (\delta^{13}C_{ox} + 25/1000)]$$

Onde,

$A_{on}$  = atividade normalizada do padrão ácido oxálico (cpm)

$A_{ox}$  = atividade líquida do padrão ácido oxálico (cpm)

$\delta^{13}C_{ox}$  =  $\delta^{13}C$  do  $CO_2$  obtido na síntese do ácido oxálico

A atividade normalizada da amostra é calculada através da equação (4):

(4)

$$A_n = A_a [1 - 2 (\delta^{13}C_{ox} + 25/1000)]$$

Onde,

$A_n$  = atividade normalizada da amostra (cpm)

$A_a$  = atividade líquida da amostra (cpm)

$\delta^{13}C_a$  = fracionamento isotópico da amostra em relação ao padrão PDB

O tempo decorrido em anos AP é dado pela relação (5):

(5)

$$t = - 8033/n \frac{A_n}{A_{on}}$$

Segundo Aquino (2013), a atividade de  $^{14}C$  de uma amostra é determinada empregando-se contadores proporcionais gasosos, espectrômetros de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo e ou a técnica de AMS (Accelerator Mass Spectrometry), que é utilizada para amostras com concentração inferior a 0,1g de carbono. Um aspecto a ser mencionado na determinação da idade  $^{14}C$  é a correção por fracionamento isotópico. Ao absorverem o  $CO_2$  atmosférico para realizar o processo de fotossíntese, as plantas o fazem de forma discriminatória em relação aos isótopos  $^{12}C$  e  $^{13}C$ , o que ocasiona erros no cálculo da idade  $^{14}C$ . O cálculo desse fracionamento é feito empregando-se a seguinte expressão (6):

(6)

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{padr\~ao}}}{R_{\text{padr\~ao}}} \times 1000$$

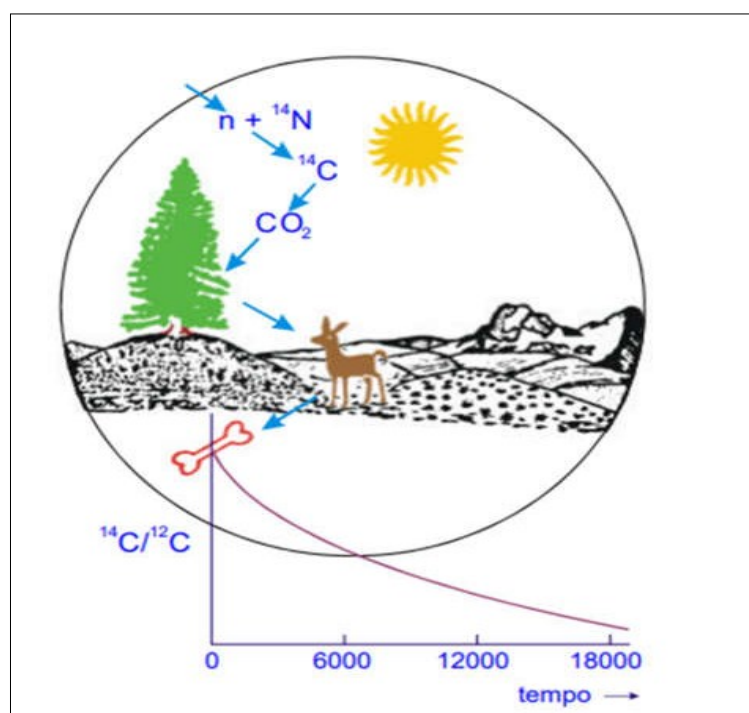
Onde,

$$R = \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$$

O valor de  $\delta^{13}\text{C}$  é expresso por mil (‰) e representa a proporção da razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de uma amostra em relação à do padrão PDB. Amostras orgânicas e inorgânicas que se encontram incorporadas ao ciclo global do carbono devem ser corrigidas para -25‰ (PESSEDA; LISI; GOUVEIA, 2003 ).

De acordo com Pessenda e Gouveia (2000); FARIAS, (2002); Scheel Ybert *et al.* (2003), uma vez formados os isótopos de  $^{14}\text{C}$  são incorporados ao  $\text{CO}_2$  atmosférico e assimilados no ciclo do carbono dos organismos vivos, da mesma forma que os átomos dos dois isótopos estáveis,  $^{12}\text{C}$  e  $^{13}\text{C}$ . O conteúdo em  $^{14}\text{C}$  nos tecidos orgânicos está em equilíbrio com o conteúdo atmosférico, devido às trocas que se efetuam durante toda a vida do organismo. Quando ele morre, essas trocas deixam de existir e o  $^{14}\text{C}$  começa a se desintegrar continuamente, sem ser renovado (Figura 2.1).

Figura 2.1 - Diagrama indicando a formação natural do  $^{14}\text{C}$  na alta atmosfera, sua incorporação nos seres vivos (vegetais e animais) e o decaimento radioativo após a morte dos mesmos



Fonte: Carvalho, 2002.

Por fim, é necessário destacar que a datação por carbono 14 pode ser aplicada para qualquer tipo de matéria orgânica, tal como material esquelético, carvão ou vestígios vegetais. Nos últimos anos tem se tornado uma técnica altamente precisa, com um grau crescente de acurácia, embora não seja necessariamente a escolha mais adequada para grande parte dos estudos geomorfológicos, sobretudo em face de duas razões: a) a sua abrangência temporal não alcança além dos 60 mil anos AP, mesmo utilizando-se as metodologias mais avançadas de detecção; e b) a metodologia se restringe a sedimentos ricos em matéria orgânica, o que não ocorre na maioria dos contextos geomorfológicos, sobretudo nos trópicos (CORRÊA *et al.* 2002; LIAN; ROBERTS, 2006; SALLUN *et al.* 2007; STORANI; FILHO, 2015).

Embora extremamente difundido, o método de datação pelo  $C^{14}$  apresenta uma série de limitações (incorporação diferencial do  $^{14}C$  pelas plantas, variações do teor de  $^{14}C$  na atmosfera, efeito reservatório, efeito de rejuvenescimento entre outros) que devem ser levadas em conta na interpretação dos resultados cronológicos. Diversos fatores de distorção das datas obtidas em laboratório são conhecidos, mas a maior parte deles pode ser corrigida. É indispensável se assegurar, antes de utilizar uma datação para interpretar seqüências cronológicas, se alguma correção, e qual, foi ou deve ser aplicada a este resultado (por exemplo, correção pelo  $d^{13}C$  ou efeito reservatório) (BRADLEY, 1985; SCHEEL-YBERT, 1999).

### 2.3.5 Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE)

Conforme Guidelli (2015) existem muitos relatos sobre o uso da luminescência opticamente estimulada e da termoluminescência em dosimetria das radiações ionizantes, porém vamos nos restringir a apenas aqueles que consideramos mais relevantes. Em 1664, Robert Boyle descreveu a emissão luminescente oriunda de um pedaço de diamante natural quando aquecido. Além disso, os primeiros relatos quanto ao uso da luminescência opticamente estimulada são encontrados em trabalhos de Edmond e Henri Becquerel, datados de 1843 e 1883, quando observaram que a fosforescência de sulfatos de zinco e cálcio diminuía quando iluminados com radiação infravermelha. No ano do descobrimento dos raios-X (1895), foi proposta uma teoria de que a separação de cargas elétricas positivas e negativas daria origem a um fenômeno batizado de "*thermoluminescenz*". Como essas observações foram feitas antes do desenvolvimento da mecânica quântica, não era possível, na época, a compreensão dos processos de armadilhamento e recombinação de elétrons e

buracos. O uso do termo luminescência opticamente estimulada surgiu anos mais tarde, em 1963, em um trabalho sobre técnicas de dosimetria do estado sólido em medicina (GUIDELLI, 2015).

Vários autores abordam que foram os desenvolvimentos realizados nas últimas três décadas que permitiram a expansão da dosimetria OSL em áreas como a dosimetria pessoal, ambiental, espacial, retrospectiva e acidental, além de aplicações em dosimetria médica e datação arqueológica. Foi uma publicação da revista Nature, em 1985, a primeira a propor o uso da técnica LOE para datação e dosimetria ambiental (Huntley, *et al.* 1985), mas foi a introdução do óxido de alumínio dopado com carbono ( $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{C}$ ), durante a década de 1990, que permitiu a difusão da dosimetria LOE. Em 1998 foi introduzido o primeiro sistema comercial de dosimetria LOE (Yukihara; McKeever, 2008) mas foi só em 2014 essa técnica foi aprovada no Brasil pela Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN). Desde a introdução do óxido de alumínio dopado com carbono, nenhum outro material apresentou propriedades mais adequadas para o emprego da técnica. Por isso, Guidelli (2015) afirma o quanto é intensa a busca por novos materiais para utilização em diversas aplicações da dosimetria por luminescência opticamente estimulada.

Stokes (1999) aponta que os métodos de datação por luminescência constituem um conjunto de técnicas que se relacionam com o decaimento radioativo ambiental. Para Sallun *et al.* (2007), as técnicas são baseadas na teoria da interação das radiações ionizantes com a matéria, no caso, com os cristais. A idade da amostra é calculada a partir da medida das concentrações de defeitos induzidos no material por radiações ionizantes (SALLUN, *et al.*, 2007). Esses defeitos estão relacionados com as mudanças nas propriedades físicas de sólidos não condutores (estrutura cristalina de alguns minerais) decorrentes da interação com partículas  $\alpha$  e  $\beta$ , radiação- $\gamma$  e raios cósmicos. Uma parte desses defeitos é reversível, e outra é estável e aumenta linearmente com o tempo de exposição à radiação, podendo ser empregada na datação de eventos geológicos, que podem estar relacionados às idades de deposição de sedimentos (SALLUN, *et al.*, 2007). Os métodos permitem o estudo de amostras sem restos orgânicos (SALLUN, *et al.*, 2007) e são relevantes, pois alcançam idades mais antigas (106 anos) que os métodos do radiocarbono (AQUINO, 2013).

Corrêa (2016) aborda a técnica da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), como boas respostas para a datação do quartzo e do feldspato, sendo o primeiro um mineral extremamente resiliente, presente na maior parte dos sedimentos e em todos os ambientes continentais. Uma vez incorporados a um depósito sedimentar, adequadamente inumado, e protegido da luz solar, o quartzo e outros minerais cristalinos, como o feldspato,



começam a receber radiação do ambiente ao seu entorno. Esta radiação gradualmente provoca mudanças internas na estrutura dos átomos que constituem o cristal, causadas pela mudança na posição de certos elétrons dentro da trama cristalográfica.

Desta forma, um sinal luminescente começa a ser acumulado de forma previsível a depender da dose anual de radiação emitida em cada contexto sedimentar específico. Este acúmulo se dá até que os grãos de quartzo contidos no depósito sejam expostos novamente à luz do sol por meio de subsequentes processos erosivos. Neste caso, os sedimentos expostos à luz perdem o sinal luminescente acumulado desde o último soterramento, e essa perda é chamada de “zeramento” do sinal. Esta propriedade dos sólidos cristalinos nos permite datar a última fase de exposição/soterramento dos sedimentos em boa parte dos contextos continentais, sob condições de deposição sub-aéreas e sub-aquosas (GUEDES, et al. 2011; CORRÊA, et al. 2016; SAWAKUCHI et al. 2016).

Apesar de a datação absoluta ser um dos instrumentos mais relevantes para os estudos de reconstituição paleoambiental e interpretação das condições sindeposicionais de depósitos de materiais, sua aplicação deve ocorrer com cautela. Os resultados são complementares às evidências de campo e não devem ser interpretados como fonte única de comprovação da ocorrência de processos geomorfológicos, sobretudo quando há ciência a respeito de possíveis fatores limitantes à aplicação das técnicas de datação.

A datação de depósitos em ambientes tropicais úmidos e com relevos serranos via LOE pode ser fortemente prejudicada por processos de coluvionamento e pedogênese. Tais processos são capazes de expor novamente o sedimento à luz solar, ocasionando novo zeramento de seu sinal luminescente.

A pedogênese, além de ocasionar as já mencionadas mudanças na concentração de elementos radioativos (conforme apresentado por JEONG et al., 2007), pode redistribuir os sedimentos no perfil, de modo que fica prejudicada a cronoestratigrafia do depósito. Estes processos podem “contaminar” com materiais de outras origens e idades, ou transformar as condições de exposição dos sedimentos à radiação. Neste sentido, é relevante priorizar a técnica SAR, de modo a reduzir a possibilidade de superestimação das idades (OLIVEIRA et al., 2018).

## **2.4 Atributos físicos**

Para Santos (2019), estudar os componentes físicos das formações superficiais que recobrem as rochas que mantêm a vida animal e vegetal na Terra, resultante da ação

conjugada de agentes intempéricos sobre os materiais preexistentes de natureza mineral e orgânica, requer uma reflexão acerca da abordagem de um sistema dinâmico.

Nesse contexto, Suzuki et al. (2008), salienta que a participação das propriedades das formações superficiais relacionadas com condições de estabilidade, ocorre por conta de influência direta de atributos físicos como: densidade, porosidade, textura e matéria orgânica, conforme discussões à seguir.

#### *2.4.1 Densidade absoluta*

Reinert et al. (2006), afirma que a densidade tem sido usada principalmente como indicador da compactação, assim como para medir a porosidade, pelo fato de estarem inversamente relacionadas.

De acordo com Corsine e Ferraudo (1999); Silva et al. (2000), a densidade é calculada pela relação entre a massa da amostra seca e o volume total, sendo afetada pela cobertura vegetal, teor de matéria orgânica e pode ser calculada a partir da expressão (7) abaixo, conforme Embrapa (1997):

(7)

$$D_a = \text{massa da amostra seca (g)} / \text{volume da amostra seca (cm}^3\text{)} \text{ ou}$$

$$D_a = \text{massa da amostra seca (mg)} / \text{volume da amostra seca (m}^3\text{)}.$$

A densidade, portanto é uma propriedade relativamente instável: varia de material superficial para material superficial e dentro de um mesmo espaço, dependendo principalmente do grau de compactação, do teor de matéria orgânica, da ausência ou presença de cobertura vegetal, do sistema de cultivo empregado e da profundidade. (BRADY, 1989; CARVALHO et al., 1999).

#### *2.4.2 Densidade de Partícula*

A densidade de partícula é basicamente o mesmo que a massa específica de uma substância sólida. A composição química e estrutura cristalina de um mineral determinam sua densidade de partículas, portanto não é afetada pelo espaço poroso, e conseqüentemente não está relacionada com o tamanho ou o arranjo das partículas (estrutura) (SANTOS; RODRIGUES, 2019).

A escolha do método para a determinação da densidade de partícula, leva em consideração aspectos como quantidade do material a ser analisado, disponibilidade de equipamentos e exatidão requerida na determinação (EMBRAPA, 1997).

Segundo alguns autores, entre eles Brady (1989), a densidade de partícula depende da natureza do material mineral predominante, portanto apresentando pouca ou nenhuma diferença para a mesma classe de materiais superficiais.

Neste sentido Filho e Francelino (2001), argumentam que considerando a proporção em que esses elementos se encontram nos materiais superficiais e a pouca variação existente, a Sociedade Internacional de Ciência de Solos adota como padrão uma densidade de partículas igual a  $2,65 \text{ g/cm}^3$ .

Relevante lembrar que o arranjo das partículas do solo, que por sua vez define as características do sistema poroso, são todas as manifestações que influenciam a disposição das partículas e refletem diretamente nos seus valores.

#### *2.4.3 Porosidade total*

Araújo (2007), definiu porosidade como sendo a proporção do volume do solo que não é ocupada por partículas sólidas e esse espaço poroso é por onde a água e o ar fluem. No entanto todo material superficial possui poros, mas sua quantidade, tamanho, distribuição e continuidade são variáveis conforme a característica de cada material superficial.

Ribeiro; Ribeiro Filho; Oliveira (2013) em seu estudo verificou diferenças significativas em materiais superficiais entre a porosidade total nos horizontes diagnósticos superficiais como nos subsuperficiais, cujos valores mais elevados foram na superfície, coincidindo nos ambientes de maiores teores de matéria orgânica.

Referente a esse conceito existe uma grande variação nos valores encontrados na porosidade de diferentes materiais superficiais. Ela é função, principalmente, da textura e da estrutura. A matéria orgânica também afeta a porosidade, contribuindo para valores mais elevados.

No entanto para material superficial arenoso:

”[...] apresentam menor porosidade total, uma vez que suas partículas, grosseiras, tendem a se arranjar numa disposição piramidal, que apresenta menor espaço entre as partículas. Já os solos argilosos apresentam, em geral, maiores

porosidades porque suas partículas finas, tendem a assumir um arranjo mais espaçado e, além disto, formam agregados que aumentam sua porosidade”.(FILHO e FRANCELINO,2001, p.24)

Diante dos conceitos acima, podemos acrescentar que estudar porosidade, não é tarefa fácil devido sua complexidade.

Assim podemos inferir que a porosidade total está ligada a uma série de características importantes, tais como o movimento e retenção da umidade, arejamento, reações dos materiais superficiais, movimento de água relacionada à erosão e manejo, além de ser uma importante análise condicionada a dinâmica hidrológica do relevo.

#### *2.4.4 Textura*

O termo textura refere-se à proporção das frações areia, silte e argila no solo. Cada material superficial, recebe uma designação quanto à sua textura, designação esta que nos dá ideia do tamanho das partículas mais frequentes.

Lepsch (2010, p.38) em seu estudo, esclarece que “[...] ao separar os constituintes minerais unitários que compõem os agregados ou torrões, verifica-se que eles são compostos de um conjunto de partículas individuais que estão interligadas em condições naturais”.

Portanto, a textura é uma característica de suma importância, devido grande parte das reações que ocorrem no sistema dos materiais superficiais, serem fenômenos de superfície, que tem sua magnitude dependente do tamanho das partículas envolvidas.

Segundo Lepsch (2010), para que o estudo dessas partículas tornem-se convenientes, é praxe classificá-las em frações, cujos limites usados no Brasil são (Tabela 2.1 ):

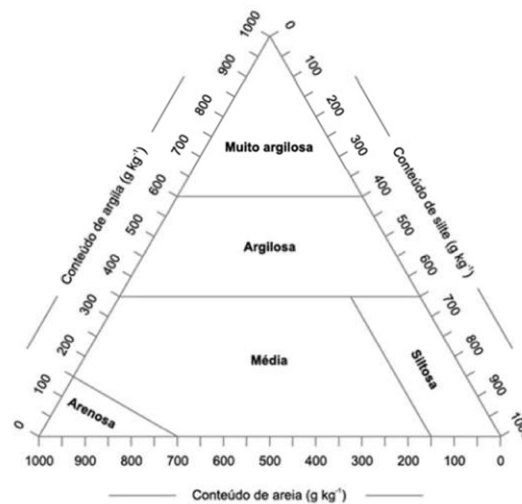
Tabela 2.1- Tamanho das frações mais utilizadas no Brasil.

Fração	Diâmetro médio
Calhaus	200 a 20mm
Cascalho	20 a 2mm
Areia	2 a 0,05mm
Silte(ou limo)	0,05 a 0,002mm
Argila	Menor que 0,002mm

Fonte: Adaptado de Lepsch 2010, p.38.

Dessa forma, conhecida as quantidades relativas destas frações através de uma análise textural, o material superficial recebe uma designação, sendo encaixado em uma classe, determinada com auxílio de um Triângulo (Figura 2.2).

Figura 2.2-Representação da textura pelo triângulo



Fonte: Embrapa, 2018.

Filho e Francelino (2001), ressaltam a questão da textura, argumentando que é ferramenta indispensável para análise dos materiais superficiais,

Os resultados da análise textural são, geralmente, utilizados na classificação textural de materiais, uma vez que estes são formados por diferentes combinações das frações areia, silte e argila. Estas diferentes combinações são agrupadas e denominadas classes texturais, seguindo, em geral, um diagrama triangular. No Brasil, utiliza-se normalmente a classificação adaptada (do USDA) elaborada pela SOCIEDADE

BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO (SBCS), a partir do triângulo equilátero, a partir das frações areia (2,0 – 0,05 mm), silte (0,05 – 0,002 mm) e argila (< 0,002 mm), distribuindo os solos em treze classes texturais, ao invés de doze classes proposta pelo USDA ( Filho e Francelino, 2001, p.17).

Considerando essa temática textural dos materiais superficiais, nota-se a importância de sua participação, para análises quantitativas, uma vez que contribui para classificar os elementos constituintes das amostras, tratando-se de uma característica estável, pois os tamanhos das partículas de material mineral não estão sujeitos à mudanças rápidas, além do fato que a proporção de cada grupo de fração, não poderá ser alterado.

#### *2.4.5 Matéria Orgânica*

Segundo Stevenson (1994), a MO pode ser dividida em três principais componentes, chamadas de Frações Húmicas. Dentre elas estão a fração húmica, a fração de ácidos húmicos e os ácidos fúlvicos, que exercem um papel importante na qualidade das funções dos materiais superficiais. Na prática, pode-se dizer que a MO é a principal fonte de Carbono – C para os microrganismos, no entanto nem todo carbono da MO é convertido para células dos microrganismos (BUSCOT et al. 2005).

Assim pode-se inferir que a matéria orgânica é um fator que contribui para a evolução do relevo, pois o mesmo controla a distribuição dos componentes no sistema solo, utilizando seus atributos, como a declividade, para estabelecer relações com os processos pedogenéticos o que facilita o entendimento da pedogênese. O acúmulo e o grau de humificação da matéria orgânica, por exemplo, correlacionam-se com a declividade do terreno (JENNY, 1980; LEPSCH; BUOL, 1986; SILVA; VIDAL TORRADO, 1999; SILVA et al., 2002).

Geralmente, em áreas de boa drenagem e mantidos constantes os demais fatores de formação dos solos, quanto menor a declividade, maior é a taxa de acúmulo e o grau de humificação da matéria orgânica (SILVA, et al., 2007).

Diante desta perspectiva faz-se necessário analisar os diferentes contextos sob influência do relevo, os quais essas formações superficiais estão influenciados pela matéria orgânica e conseqüente fazer sua análise para fins de caracterização.

## 2.5 Aspectos Geoquímicos

Segundo Oliveira (2015), os métodos geoquímicos vêm sendo praticado desde 1930 e intensificado a partir de 1970 em áreas urbanizadas ou com forte influência antrópica. O sucesso da nova metodologia provocou rápida disseminação por vários países sendo pesquisada e aplicada com êxito em diferentes ambientes geológicos e fisiográficos do planeta (SILVA; GALVÍNCIO; ALMEIDA, 2010). Sua importância se dá ao fato de estudar a química da Terra como um todo e cada um dos seus componentes em particular, bem como a distribuição e migração no espaço e no tempo dos elementos químicos (GUEDES, 2012).

Licht (1998) subdivide esta ciência (a geoquímica) em dois ciclos baseados nos seus respectivos ambientes: o profundo e o superficial. O profundo constitui-se de processos magmáticos e metamórficos que darão origem à cristalização de minerais, formação e transformação das rochas. No superficial, ocorrem processos de modificação por erosão, sedimentação, agentes biológicos e antrópicos, sendo estes, os mais atuantes na crosta e presentes na composição química da água e sedimentos de fundo.

Define-se sedimentos de fundo as partículas não consolidadas de rochas, solos ou restos de biota em decomposição distribuída ao longo dos vales do sistema de drenagem e orientada a partir da interação constante e contínua dos processos de erosão (GUEDES, 2012). As amostras de sedimento de rios, lagos e lagoas representam a relação de todos os processos que ocorrem no ecossistema aquático à montante (OWENS, 2005) e podem elucidar a poluição atribuída aos elementos traço e/ou substâncias tóxicas orgânicas por representar o principal compartimento de geoacumulação ou transferência de elementos.

Reforçando essa teoria, Pereira et al. (2007) ao mencionarem a distribuição dos íons metálicos e os metalóides entre as fases solúveis, coloidal ou material em suspensão, afirmam que apenas 1% das espécies químicas orgânicas e inorgânicas se concentra dissolvidas em água e mais de 99% são estocadas no compartimento sedimentar.

### 2.5.1 Atributos Químicos

De acordo com Santos (2017), as formações superficiais estão constantemente em atividade química, onde inúmeras reações se processam ao mesmo tempo, dentro de cada uma de suas fases (sólida, líquida e gasosa), entre elas e delas com o ambiente. Devido a

sua alta reatividade, a maioria dos fenômenos químicos ocorre nas partículas menores, chamada fração coloidal.

Filho e Francelino (2001) lembram que a influência dos materiais de origem na composição das formações superficiais, decresce à medida que se intemperizam. Ou seja, materiais pouco intemperizados preservam ainda minerais primários tornando fontes de nutrientes para materiais superficiais. Formações superficiais tropicais, o que irão nortear esse estudo, muito intemperizados não contêm minerais primários, sendo formados quase exclusivamente por minerais secundários (argilas e óxidos).

Oliveira (2009), explica que as reações químicas também alteram o tamanho e a composição do material de origem que participam do processo de “construção dos materiais superficiais”. Reações químicas de hidratação, dissolução, hidrólise, oxidação e redução promovem o intemperismo químico de rochas e minerais (SANTOS; RODRIGUES, 2019).

Pequenos fragmentos de rochas expostos a condições atmosféricas podem ter elementos de alguns de seus constituintes oxidados; isto é, podem, sob ação do oxigênio do ar, transformar-se quimicamente, propiciando a formação de outros compostos. Um exemplo desse tipo de alteração é o surgimento de crosta amarelada ou avermelhada na superfície daquelas rochas de cor escura. Neste caso, trata-se, principalmente, da oxidação de ferro do estado de oxidação ( $Fe^{2+}$ ) para ( $Fe^{3+}$ ). (SANTOS; RODRIGUES, 2019)

Desta forma, outros constituintes de rochas podem combinar com moléculas de água, resultando em hidratação, dissolução e hidrólise. Frequentemente, as moléculas oxidadas ou hidrolisadas são mais prontamente solúveis em água e, portanto, podem ser removidas pela água que se movimenta em meio aos fragmentos. A água das chuvas é ligeiramente ácida, o que pode facilitar a dissolução dos minerais constituintes das rochas.

Filho e Francelino (2001) explicam que as parcelas mais ativas das formações superficiais são aquelas em estado coloidal e existem dois tipos distintos de matéria coloidal: orgânico e inorgânico. O primeiro está representado sob a forma de húmus e o segundo acha-se presente quase que exclusivamente sob a forma de minerais argilosos de diversas formas. Essa citação corrobora com a de Santos,

[...] Os colóides, que compreendem as partículas com diâmetro entre um micron e um nanômetro, são compostos principalmente pelas argilas e pela fração mais reativa da matéria orgânica (ácidos húmicos e fúlvicos). Partículas menores que um nanômetro são chamadas de solutos e compreendem as moléculas de tamanho médio pequeno, os íons e os átomos. (SANTOS, 2015, p.28)

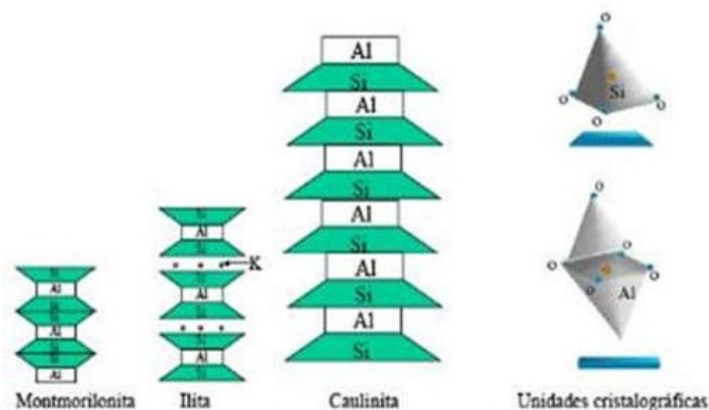


Em relação a composição e natureza da fração coloidal dos materiais superficiais, “[...] os colóides podem ser divididos por sua origem em inorgânicos e orgânicos, relacionados ao surgimento de forças de atração de curta distância entre as partículas e interações do tipo Vander Waals” (FILHO E FRANCELINO, 2001, p.11).

Fontes; Camargo; Sposito (2001) em seu estudo esclarecem que materiais altamente intemperizados são predominantes no território brasileiro, e devido seu alto grau intempérico possuem mineralogia da fração argila dominada por minerais silicatados do tipo 1:1 e óxidos de Fe, Al além de, ocasionalmente, de Mn. Exemplo de argilo-minerais 1:1 são do grupo caulinita e segundo Corrêa et al. (2008, p.1)

“[...] elas estão no elemento estrutural (unidade básica), que é uma camada de composição  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ . Cada uma dessas camadas consiste de uma folha tetraédrica de  $\text{SiO}_4$  e uma folha octaédrica de Al, coordenada por O e OH”. Assim sendo, segue na Figura 2.3, o esquema estrutural da folha tetraédrica e octaédrica:

Figura 2.3 Arranjos estruturais típicos dos três principais grupos de argilo minerais



Fonte: MACHADO, 1997.

A grande diversidade de características como tamanho de partículas, faces expostas, graus de substituição isomórfica, grau de envelhecimento, etc., induz a comportamentos bem diferenciados quanto a importantes reações dos materiais superficiais. A diversidade das características é atribuída, principalmente, aos diferentes ambientes de formação a que esses minerais estão sujeitos (RONQUIM, 2010; REINERT et al., 2008; SANTOS, 2015).

Segundo alguns autores, entre eles Fontes et al. (2001), Reinert et al. (2008), Santos e Rodrigues (2019), a caulinita é o principal e virtualmente o único mineral silicatado em quantidade expressiva; goethita e hematita são os principais óxidos de Fe, e gibbsita é praticamente o único óxido de Al presente nos materiais superficiais tropicais, o que os faz apresentarem, boa profundidade, estrutura estável, boa porosidade e alta permeabilidade. Porém, eles também apresentam propriedades de alguma forma indesejáveis como alta acidez, baixa reserva de nutrientes e consequente baixa capacidade de troca catiônica (CTC).

### 2.5.2 Capacidade de Troca Catiônica (CTC)

De acordo com Ronquim (2010) os argilo-minerais, as substâncias húmicas e os óxidos de ferro e alumínio possuem determinada superfície de troca e são os principais coloides responsáveis pela capacidade de troca de cátions (CTC) das formações superficiais sob condições tropicais. Em razão do maior número de cargas negativas do que positivas desses coloides, a adsorção é principalmente de cátions. No entanto, há alguns sítios nestes coloides com cargas positivas que podem atrair ânions (principalmente nos óxidos de ferro e alumínio).

Machado et al. (2009) esclarece que a capacidade de troca catiônica (CTC) é o principal atributo químico dos materiais superficiais, o qual representa o somatório das cargas elétricas negativas presentes na superfície das partículas responsáveis pela adsorção de íons, água etc. Este é um posicionamento também dos autores (COSTA et al., 1999 ; FONTES et al., 2001) ao ressaltarem a magnitude da CTC, cuja dependência está no teor de argila, matéria orgânica e tipo mineral presente.

O conceito acima é completado com a ideia da formação de cargas nos materiais superficiais, o qual deve ser entendido como

“[...] a capacidade de troca de cátions (CTC) de um solo, de uma argila ou do húmus que representa a quantidade total de cátions retidos à superfície desses materiais em condição permutável ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+ + \text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ ). (RONQUIM, 2010, p.8).

Nesse sentido, mecanismos de formação de cargas diferem entre os constituintes dos materiais superficiais. As cargas podem ser permanentes, como no caso dos minerais de argila 2:1, ou dependentes de pH, como nos demais componentes da fração

coloidal do solo. A Figura 2.4, mostra a capacidade de troca de cátions (CTC), de alguns colóides, sob condições tropicais (SANTOS; RODRIGUES, 2019).

Figura 2.4- Limites de acidez de material superficial.

Acidez	pH em solução de CaCl <sub>2</sub>
Acidez Muito alta	< 4,3
Acidez Alta	4,4 - 5,0
Acidez Média	5,1 - 5,5
Acidez Baixa	5,6 - 6,0
Acidez Muito baixa	6,1 - 7,0
Neutro	7,0
Alcalino	> 7,0

Fonte: Adaptado de Ronquim, 2010.

Conforme Santos e Rodrigues (2019), a CTC pode ser expressa como total, se analisarmos os cátions trocáveis dos materiais superficiais ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^{+} + \text{H}^{+} + \text{Al}^{3+}$ ). Porém o íon hidrogênio  $\text{H}^{+}$ , somente será retirado da reação, se houver presença da hidroxila  $\text{OH}^{-}$  ( $\text{H}^{+} + \text{OH}^{-} \rightarrow \text{H}_2\text{O}$ ), cujo produto da reação é água.

Quando a CTC é expressa sem considerar o íon  $\text{H}^{+}$  ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^{+} + \text{Al}^{3+}$ ) a denominação é “CTC efetiva”. A soma de bases trocáveis (SB) de um solo, argila ou húmus representa a soma dos teores de cátions permutáveis, exceto  $\text{H}^{+}$  e  $\text{Al}^{3+}$  ( $\text{SB} = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^{+}$ ). (RONQUIM, 2010; SANTOS; RODRIGUES, 2019).

Ainda de acordo com os autores acima, denomina-se saturação por bases (V%) a somadas bases trocáveis expressa em porcentagem de capacidade de troca de cátions de acordo com a equação (8):

(8)

$$V = 100 \times \text{SB} \div \text{CTC}$$

É preciso entender a interpretação da saturação de bases como esclarece Ronquim (2010) “[...]Um índice V% baixo significa que há pequenas quantidades de cátions, como  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{K}^{+}$ , saturando as cargas negativas dos colóides e que a maioria delas está sendo neutralizada por  $\text{H}^{+}$  e  $\text{Al}^{3+}$ ”.

Os materiais superficiais, nesse caso provavelmente serão ácidos, podendo até conter alumínio em nível tóxico à vegetação (SANTOS; RODRIGUES, 2019). Essa situação pode ser comum para áreas tropicais, que é o assunto dessa pesquisa.

### 2.5.3 Elementos minerais das formações superficiais

Oliveira (2009) explica, que parte da camada mineral mais superficial contém, normalmente, mais matéria orgânica do que as demais. A espessura pode variar de menos de um centímetro, nas condições íngremes de montanhas, a mais de um metro, em situações de pradarias

Alvarenga e Davide (1999) ressaltam que outros atributos químicos podem ser úteis como indicadores da qualidade dos materiais superficiais, como Alumínio, Cálcio, Magnésio, Potássio, Enxofre, Carbono Orgânico, Boro e Manganês. Essa citação concorda com Ronquim (2010, p.6), em que

“Os macronutrientes P, K, Ca e Mg (também chamados de nutrientes principais) são absorvidos pela planta em maior proporção que os micronutrientes B, Zn, Cu, Fe, Mo, Cl e Mn (também chamados de elementos traço). Ambos são constituintes dos minerais e da matéria orgânica do substrato onde a planta cresce e encontram-se também dissolvidos na solução do solo. Um ou vários nutrientes podem estar quase ausentes no solo ou em uma forma que as raízes não conseguem absorver”.

Miranda et al. (2006) reforçam o conceito acima quando afirma que o conhecimento da composição química, fornece subsídios importantes para o entendimento das alterações físicas e químicas e auxilia nas estimativas das taxas de intemperismo, na taxa de ciclagem desses elementos químicos e no influxo e lixiviação dos mesmos no campo.

São vários os aspectos que envolvem os componentes dos materiais superficiais, revelando sua complexidade. De acordo com Salvador; Carvalho; Lucchesi (2011), o elemento cálcio (Ca) é encontrado geralmente em baixas concentrações nos materiais superficiais, que são típicos do território brasileiro. Seu comportamento, catiônico e secundário é muito importante para o desenvolvimento das plantas, e encontra-se disposto em forma de carbonatos, sulfatos e silicatos. (Santos, 2015).

Para Faquim (2005), o Mg é um macronutriente secundário, componente da estrutura de minerais de argila (ilita, vermiculita e montmorilonita), tem sua origem primária em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Portanto, quanto mais intemperizado for o solo, menor a ocorrência destes minerais, até que reste somente o Mg trocável adsorvido aos colóides e componentes da matéria orgânica.

Dentro da multiciência de possibilidades dos elementos químicos, Santos (2015, p.43), analisa o comportamento do Potássio (K):

O potássio (K) é absorvido pelas plantas na forma de íon  $K^+$ . As plantas absorvem o potássio da solução do solo, cuja concentração é mantida pelo equilíbrio com o potássio retido nos sítios de troca (troçável). Entretanto, quando concentração de K na solução atinge valores muito baixos, pode haver difusão de parte do potássio contido nas estruturas dos argilominerais e dissolução dos minerais primários que contém K, indicando que as formas de K não troçáveis são potencialmente disponíveis para as plantas.

O potássio é retido pelos colóides do solo por meio da capacidade de troca catiônica CTC, portanto não é um nutriente fixado nos solos como o fósforo (P). De acordo com Bernadi et al. (2012), esses fatores regulam a disponibilidade do K, uma vez que regulam a relação entre K na solução do solo e K adsorvido nos colóides.

Ainda sobre essa temática sobre os componentes minerais, Rheinheimer e Anghinoni,(2003), afirma que o fósforo orgânico pode constituir de 5 a 80% do fósforo total dos materiais superficiais e em climas tropicais. Os minerais primários fosfatados comuns em rochas são as apatitas, de onde são liberados durante a intemperização, resultando em minerais secundários mais estáveis termodinamicamente, ou incorporados a compostos orgânicos biologicamente.

Para Santos et al. (2008), nos materiais superficiais altamente intemperizados, predominam as formas inorgânicas ligadas à fração mineral com alta energia e as formas orgânicas estabilizadas física e quimicamente. De acordo com o maior ou menor grau de estabilidade destes compostos, são enquadrados como fosfatos lábeis e não-lábeis. Por isso as frações mais lábeis, dependem da textura, mineralogia, teor de matéria orgânica e características físico-químicas. Sobre o elemento alumínio, pode-se dizer que o material superficial possui tanto mais alumínio, quanto maior for o teor em argila caolinítica, uma vez que o alumínio é parte integrante e predominante dessa argila mineral 1:1(SANTOS, 2017; SANTOS;RODRIGUES, 2019).

Considerando todos aspectos acima explanados, que explicam o comportamento dos elementos minerais, nota-se a complexidade do assunto e a necessidade do estudo para compreender e interpretar como a geoquímica aliada à geocronologia dos materiais superficiais estão integrados com a evolução do relevo.

## 2.6 Mineralogia da fração argila

Dentre os métodos convencionais de caracterização dos minerais, tem-se o método direto de quantificação e identificação da constituição inorgânica dos materiais superficiais, a difração de raios-X (DRX). Apesar de ser a técnica mais utilizada, a DRX apresenta algumas limitações tais como a superposição dos picos de difração, baixa sensibilidade aos baixos teores de ferro dos materiais herdados do próprio material de origem, materiais submetidos à condição de reduções (alteração oxirredução) e elevada substituição isomórfica do Fe por Al (SCHEINOST et al., 1998; TORRENT; BARRÓN, 2008).

Alguns autores argumentam que as dificuldades da DRX na caracterização dos minerais estão associadas a gênese, composição química, textura, tamanho do cristal (orientação preferencial), no qual, essas características interferem na intensidade dos picos (JENKINS; SNYDER, 1996; FABRIS et al., 2009). Além disso, a DRX apresenta alto custo de obtenção do equipamento ficando restrita aos grandes centros de pesquisa e ao procedimento das amostras, no qual exige a necessidade de pré tratamentos com extratores fortes (ácidos) e podem comprometer a saúde humana e ao meio ambiente.

Diante desta exposição, verifica-se que, embora o volume de informações a respeito desses componentes nos dias atuais seja expressivo, não existe uma teoria única sobre seus efeitos na estabilização da estrutura dos materiais. Assim, busca-se no presente estudo avaliar a participação dos constituintes mineralógicos da fração argila no comportamento de propriedades físicas dos materiais superficiais ocorrentes na região estudada do Parque Nacional da Serrada Canastra.

## 2.7 Estatística Exploratória Multivariada

Em muitos casos a distribuição geoquímica dos elementos na superfície reflete simplesmente a distribuição das unidades litológicas. Essa relação estreita é mais fácil de ser observada nos materiais superficiais. O que mais comumente ocorre é a contribuição de diversas litologias para a formação do fundo geoquímico, portanto, ao estudar o panorama geoquímico dos materiais superficiais, há que se levar em conta a contribuição parcial de cada uma das litologias que compõem a geologia da área em estudo.

Os levantamentos geoquímicos geram grande quantidade de dados e a análise estatística dos dados obtidos nesses levantamentos é uma tarefa complexa que se torna grandemente facilitada pelo emprego da estatística multivariada.

A literatura geoquímica registra estudos que utilizam essas técnicas, como no caso de Selinus e Esbensen (1995) em trabalho de pesquisa de métodos estatísticos para tratamento de dados multivariados, estudam processos estatísticos para separar teores geoquímicos naturais de teores de origem antropogênica. Por sua vez, Zhang e Selinus (1998) discutem a utilização de sistemas de informação geográfica e estatística em geoquímica ambiental, acentuando a necessidade de se conhecer bem as funções e limitações, vantagens e desvantagens dessas técnicas para um melhor entendimento de suas aplicações (SELINUS; ESBENSEN, 1995; ZHANG; SELINUS, 1998; CELINO et al., 2007)

Nesse contexto, as análises de distribuição espacial, considerando as diferentes formas de relevo dos materiais superficiais pelo uso da estatística multivariada, podem contribuir para a obtenção de melhor entendimento do ambiente (Boruvka & Kozak, 2001). Dessa forma, a análise de componentes principais pode ser usada para identificar e quantificar a variação dos materiais associada a diferentes processos por intemperismo.

A análise de componentes principais é um método de análise multivariada, utilizado para projetar dados n-dimensionais em um espaço de baixa dimensão. É um método exploratório que auxilia na elaboração de hipóteses gerais a partir dos dados coletados, contrastando com estudos direcionados nos quais hipóteses prévias são testadas. É também capaz de separar a informação importante daquela redundante e aleatória (FERREIRA et al., 2002).

Para Manly (1994), a análise de componentes principais é, resumidamente, um meio de simplificar os dados pela redução do número de variáveis. Assim, ela é muito utilizada para análise de dados de sensores remotos orbitais e tem sido também empregada para análise de atributos do solo.

Splechtna & Klinka (2001), estudando solos florestais em uma região montanhosa do Canadá, utilizaram a análise de componentes principais para examinar as relações entre regimes de nutrientes do solo identificados qualitativamente no campo e atributos de fertilidade do solo medidos em laboratório. Os resultados obtidos mostraram que os três primeiros componentes principais de todos os atributos de fertilidade estudados explicaram 60 % da variância total entre todas as parcelas consideradas.

No Brasil, Couto e Cunha (2002) utilizaram a análise fatorial dos componentes principais para integrar atributos químicos (15) e físicos (5) de materisias superficiais para

identificar pedopaisagens no Pantanal de Mato Grosso. Segundo esses autores, os primeiros quatro componentes explicaram cerca de 77 % da variância total entre as pedopaisagens. Gomes et al. (2004) utilizaram análise de componentes principais para avaliar diferenças de comportamento entre Latossolos e Neossolos Quartzarênicos relacionados com as superfícies geomórficas Sul-Americana e Velhas na região dos Cerrados, com o intuito de permitir a distinção mais detalhada das paisagens em condições naturais. Os autores concluíram que a análise realizada possibilitou melhor entendimento das diferenças e similaridades dos ambientes pedológicos separados no campo.

Assim, este estudo utilizou a análise de componentes principais e a análise por agrupamento hierárquico na avaliação de atributos químicos de perfis da área, com o intuito de permitir melhor separação das diferentes formas de relevo influenciados pela geoquímica.



---

## CAPÍTULO III



### 3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1 Litoestrutura Regional

Nazar (2018), caracterizou em sua pesquisa os aspectos litoestruturais regionais do Chapadão do Diamante relacionando com o arcabouço geológico regional, responsável pela estruturação da Serra da Canastra, situada na porção meridional da Faixa Brasília. Tal caracterização é apresentada a seguir:

Segundo Nazar (2018), Simões (2015) e Silva et al. (2012) referente a conjuntura geotectônica geral do Grupo Canastra, essa formação consiste em sedimentos de plataforma continental depositados, em margem passiva, referente à borda ocidental do Cráton do São Francisco, entre 900-1.000 Ma, na era Neoproterozoica, sendo reconhecido como um conjunto de rochas metamórficas de baixo grau. Ainda de acordo com Nazar (2018) em conjunto com Simões et al. (2015), em relação a litoestratigrafia da região, são consideradas três conjuntos independentes, a) O primeiro, na parte norte, onde ocorre a escama tectônica representada pelo Subgrupo Chapada dos Pilões e Subgrupo Paracatu (Unidades formais do Grupo Canastra), esta última sobreposta pela escama atribuída ao Subgrupo Paracatu Indiviso; b) Na parte central, acontece a escama constituída pelo Grupo Canastra Indeterminado, formado por duas unidades litoestratigráficas, a inferior constituída por um pacote de filitos bandados intercalado por quartzitos (metarenito), e a superior, composta pelo pacote de quartzitos puros a micáceos com raras intercalações de muscovita filito. Essas unidades sustentam a Serra da Canastra, onde está assentado o Chapadão do Diamante (Figura 3.1); c) o conjunto sul que inclui cinco unidades que se alternam sendo três com predomínio de filitos e dois com predomínio de quartzitos (NAZAR, 2018)

Referente a temática de contribuições da litoestratigrafia da região do Chapadão do Diamante, Nazar (2018, p.116) afirma que ainda perduram dúvidas:

[...] isso se deve, em parte, pela variação na distribuição das coberturas superficiais, que podem ser observadas, no sentido SE-NW, com o aumento das aparições de materiais ferruginosos, que não são abordados nas bases litológicas utilizadas, bem como em relação ao aprofundamento do manto de alteração, mudanças de coloração das fases de alteração do amarelo para o avermelhado.

De acordo com a citação acima, pode-se observar esses materiais ferruginosos (Figura 3.2) bem como os afloramentos rochosos nas áreas mais elevadas (Figura 3.3).

Figura 3.1(A) Pacote de Quartzitos puros a micáceos (Grupo Canastra Indeterminado), que sustenta o Chapadão do Diamante



Autoria: Araújo, 2014.

Figura 3.2-A ocorrência das concentrações ferruginosas em blocos indicando modificação, gradual, em profundidade para mosqueado.



Fonte: Santos, 2019

Figura 3.3-Afloramentos rochosos em áreas elevadas no chapadão do diamante. Altitude aprox.:1.400 m



Fonte: Santos, 2019.

Nazar (2018) aponta, que são perceptíveis planos de fratura e microformas desencadeadas pela dissolução da sílica (Figura 3.4), remontando a um processo cárstico não-tradicional, que ocorre em rochas não-carbonáticas, como é o caso dos quartzitos e outras rochas ricas em sílica (NAZAR, 2018; MARQUES NETO, 2008; AVELAR et al., 2006; UAGODA; COELHO-NETO; AVELAR; 2008).

Figura 3.4-Principal reação de dissolução da sílica ocorre a hidrólise, a qual inicia-se quando as superfícies de contato dos minerais silicáticos desequilibram-se em suas valências e permitem a aproximação das moléculas de água, influenciados pelo principal fator que é a temperatura.



Fonte: Santos, 2019

As unidades litológicas concernentes à área do Chapadão do Diamante, no qual são representados o Grupo Canastra e as litologias do entorno, são englobadas pelo Grupo Bambuí, que fazem parte da Bacia Sedimentar do São Francisco.

### 3.2 Tópicos geomorfológicos do Chapadão do Diamante

As classes hipsométricas, representadas no mapas temáticos, são importantes por favorecerem a delimitação das unidades morfoesculturais, tais como planaltos, planícies, depressões, etc.; sendo as mesmas responsáveis pela definição dos limites entre um compartimento e outro.

Nazar (2018, p. 126), em sua tese caracterizou os aspectos geomorfológicos do ChD e atesta que o “entendimento dos aspectos geomorfológicos do ChD passam pela compreensão da morfoestrutura e dos aspectos morfoesculturais que se destacam na configuração geral da área”. Nesse sentido a autora delimitou o limite altimétrico que constitui o ChD e as escarpas adjacentes, comportadas pelos quartzitos puros a micáceos do Grupo Canastra, correspondendo

ao 2º Táxon (Unidade Morfoescultural), circundado pelas áreas rebaixadas denominadas de área de entorno.

Já a densidade topográfica, a autora descreve,

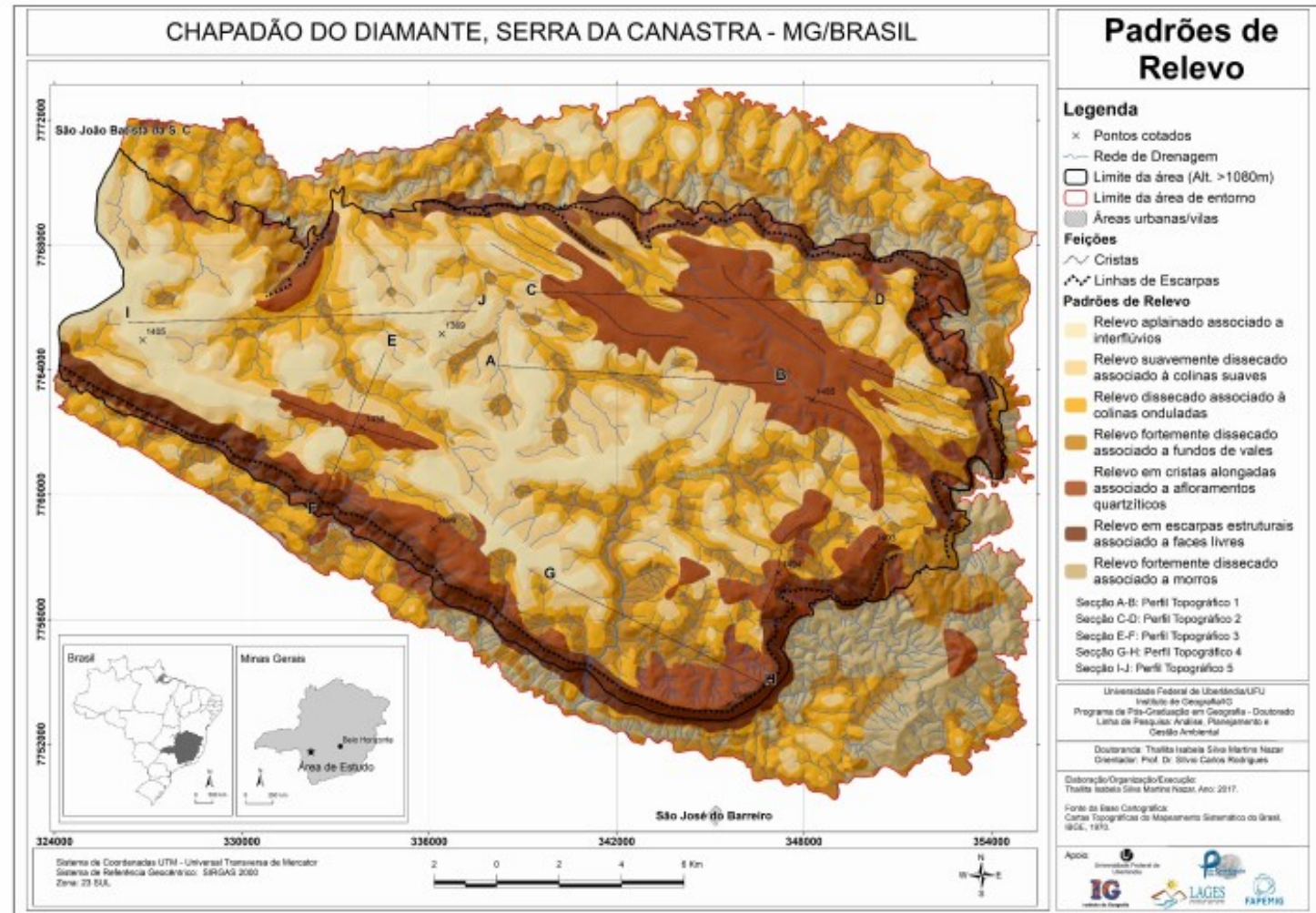
“a variação espacial da diferença altimétrica, indica que na área mapeada, a qual engloba o ChD e entorno, cerca de 42% corresponde a altimetria que varia de 1060 a 1340 m (média densidade), enquanto 11% equivale ao intervalo entre 1340 a 1400 m (alta densidade) e aproximadamente 17% da área é ocupada por altitudes maiores que 1400 m (muito alta densidade), sendo que tais valores correspondem ao ChD propriamente dito e suas escarpas. O restante da área, referente ao entorno, constitui 24% na classe de 920 a 1060 m (baixa densidade) e apenas 6% com altitudes menores que 920 m (muito baixa densidade), esta última que caracteriza o vale do Rio São Francisco, em sua margem direita, pós queda da Cachoeira Casca D’Anta. O ponto mais elevado da área corresponde a 1496 m (Nazar, 2018, p.130.)

Em relação aos padrões de relevo, estas também auxiliam a definição de diferentes compartimentos, embora são mais utilizadas em escalas de detalhe, para definir as vertentes e suscetibilidade a processos geomorfológicos diversos, como erosão e movimentos de massa, além das aptidões agrícolas, potencialidades e fragilidades de uma área. Estes padrões de relevo foram caracterizados morfometricamente, além de serem relacionados com os aspectos geológicos, possibilitando a discussão acerca da gênese.

Sendo assim, na área estudada de acordo com Nazar (2018, p.137), os padrões de relevo se distribuem em:

“Relevo fortemente dissecado associado a fundos de vales; Relevo em cristas alongadas associado a afloramentos quartzíticos; Relevo em escarpas estruturais associado a faces livres; Relevo fortemente dissecado associado a morros, estes últimos que ocorrem sobremaneira nas áreas adjacentes ao ChD. Além dos padrões de formas, foram traçados os limites das escarpas e as cristas referentes ao lineamento do relevo em algumas áreas, como no padrão em cristas alongadas quartzíticas. Este último é assim denominado devido à grande quantidade de afloramentos observados e às altas cotas altimétricas onde ocorrem, entretanto, é possível encontrar afloramentos em todas as classes mapeadas, distribuídos de forma esparsa ou pontual”.

Mapa 3.1- Padrões de relevo do Chapadão do Diamante



Fonte: Nazar, (2018).

### 3.3 Clima, vegetação e hidrografia

De acordo com MMA/IBAMA (2005), o clima da região é caracterizado por clima tropical, o qual apresenta invernos seco e verão chuvoso, com temperatura média anual de 22°C, variando entre médias de 24°C nos meses de Outubro a Março (meses mais quentes) e 18°C nos meses de Junho e Julho (meses mais frios). Em relação à precipitação, a variação se dá entre 1.000 mm a 1500 mm/ano. O trimestre de dezembro a fevereiro, além de mais chuvoso, é o de maior excedente hídrico e o de escoamento superficial mais ativo (SOUSA, 1993).

Segundo Ab'Saber (1977) o Domínio Morfoclimático do Cerrado é caracterizado por chapadões cobertos por vegetação de cerrado e penetrado por floresta-galeria ao longo dos cursos d'água. Diante disso, a vegetação da área de estudo no que tange o ChD apresenta, por pertencer à area de transição do Domínio dos Mares de Morros florestados para o Domínio Morfoclimático dos Chapadões tropicais interiores, predominantemente as características do Domínio Morfoclimático do Cerrado, com variações fitofisionômicas desde campos limpos, sujos e rupestres a formações de cerrado strictu sensu e matas de galeria (MMA/IBAMA, 2005) (Figuras 3.5; 3.6 e 3.7) .No fundo do vale, acompanhando o canal fluvial, observa-se mata galeria adaptada às condições de alta umidade do solo (Figura 3.8).

Figura 3.5-Vegetação herbácea no Chapadão do Diamante



Fonte: Santos, 2019

Figura 3.6 - Campos rupestres predominantes em áreas com extensos afloramentos quartzíticos no Chapadão do Diamante.



Fonte: Santos, 2019

Figura3.7 - Formação de cerrado stritu censu



Fonte: Santos, 2019

Figura 3.8- Matas galerias em fundos de vale



Fonte: Santos, 2019



Conforme Silva (2019) o Chapadão do Diamante é importante pois acondiciona nascentes de importantes rios. No caso do rio São Francisco ultrapassa o número de duzentas, onde as cabeceiras contribuem para a vazão dos seus primeiros quilômetros.

De acordo com MMA/IBAMA (2005) sobre o sistema hidrográfico da região de estudo, Nazar (2018), (Mapa 3.5), atesta que,

“ a área faz parte de uma complexa zona de recarga regional, determinada pelas áreas de altitudes elevadas na região da Serra da Canastra, onde os aspectos litológicos exercem forte influência no comportamento dos fluxos da água, tanto em superfície, quanto em subsuperfície. Tais condições são observáveis em relação às características das coberturas superficiais do ChD, que apresentam ao longo das vertentes uma variação da umidade, a qual, se intensifica na época das chuvas, chegando a formar pontos de exutório das águas meteóricas”(NAZAR, 2018,p.121).

---

## CAPÍTULO IV

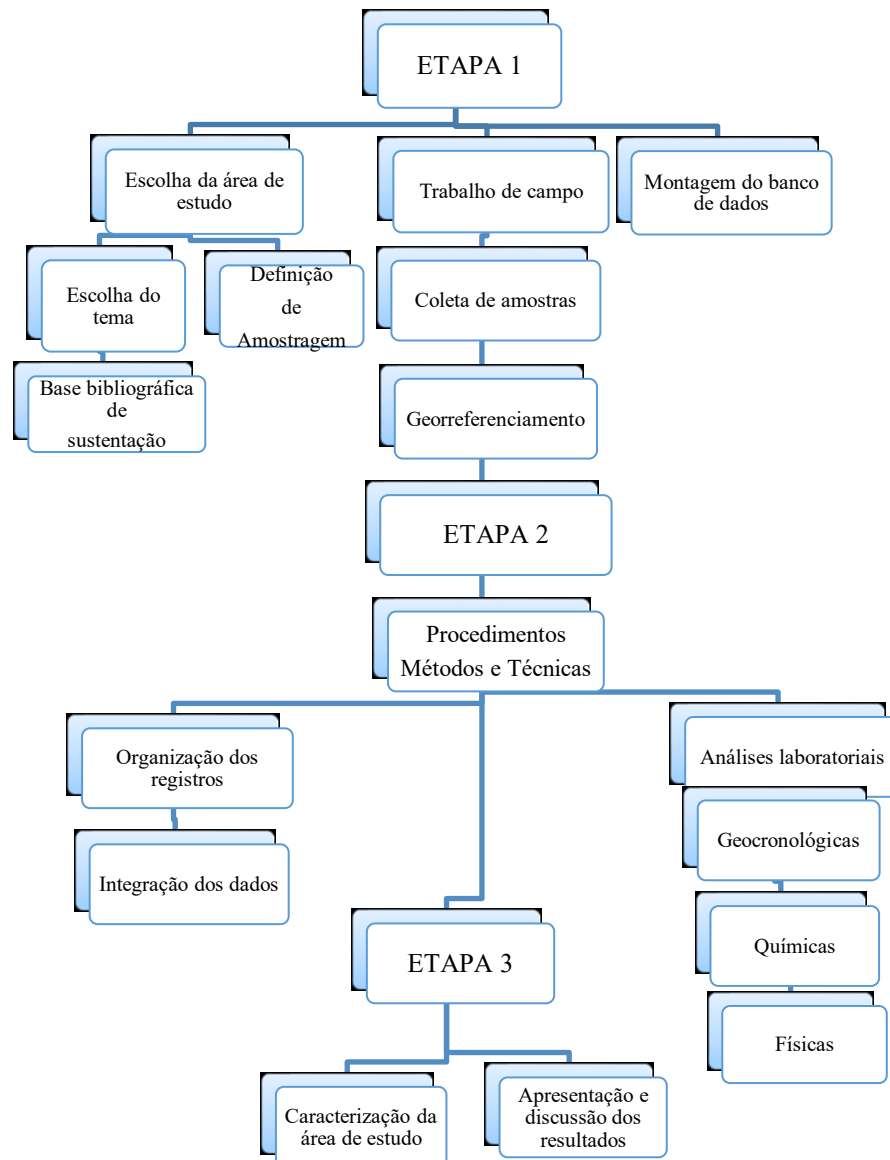


#### 4 PROCEDIMENTOS MÉTODOS E TÉCNICAS

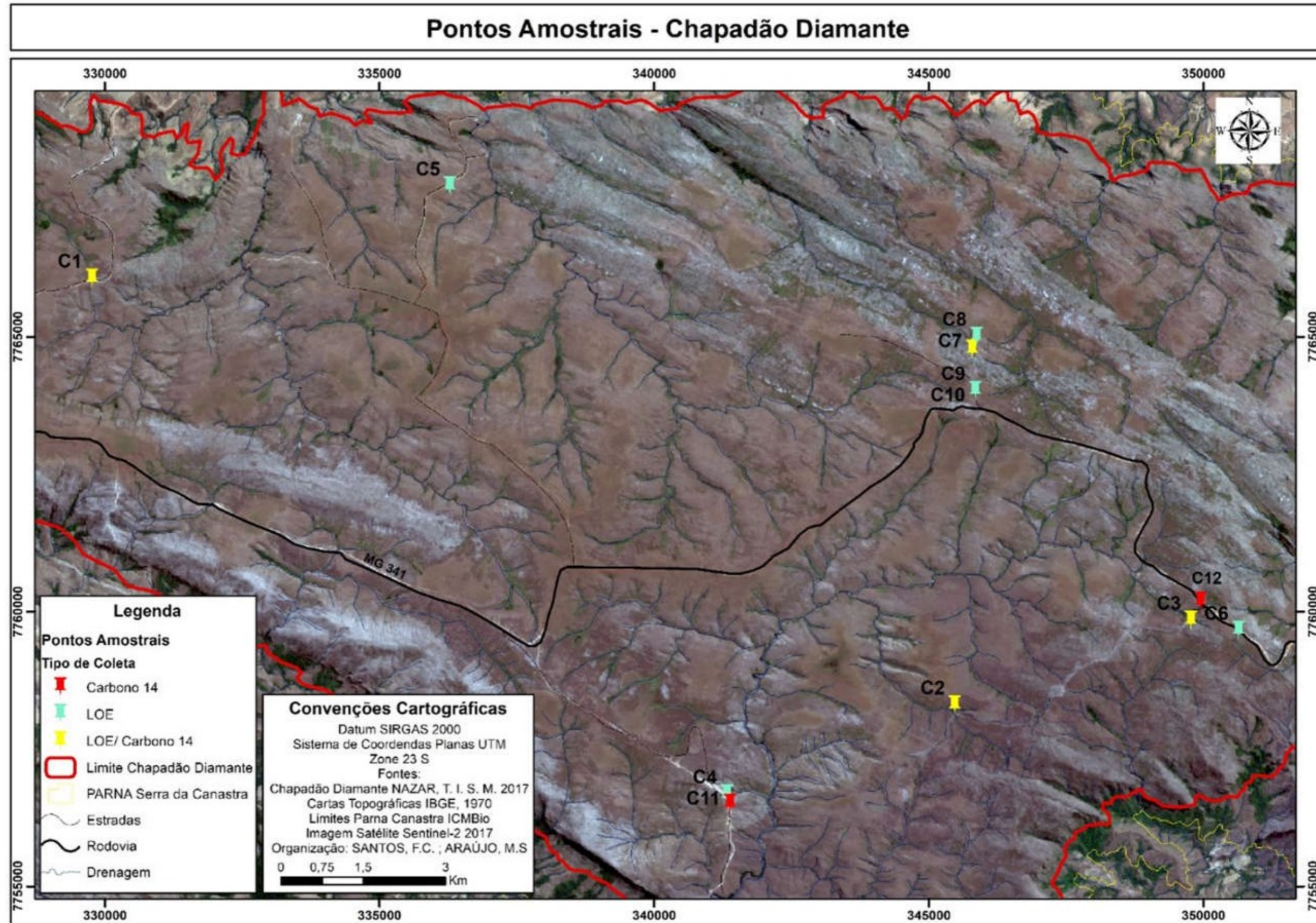
A escolha dos locais para a coleta dos perfis foi feita após o percurso de toda a área do Chapadão do Diamante, com o auxílio de cartas topográficas e do exame de materiais superficiais no campo. Foram selecionadas áreas que apresentavam materiais de origem diferentes e pequenas variações em relação à posição no relevo (Mapa 4.1).

O fluxograma metodológico (Figura 4.1), traz as etapas e técnicas utilizadas neste estudo, com a pretensão de alcançar as metas propostas.

Figura 4.1- Fluxograma metodológico.



Mapa 4.1- Pontos amostrais da área de estudo.



#### 4.1 Etapa envolvendo trabalho de gabinete

Inicialmente após escolha da área de estudo e delimitação do tema, recorreu-se a etapa da elaboração dos procedimentos metodológicos que foram de suma importância, devido à contribuição dos conceitos de vários autores, bem como explicações, modelados teóricos e técnicas já trabalhadas, no que tange a temática deste estudo. Nesta etapa, ocorreram pesquisas em biblioteca, laboratório e internet; a fim de que se pudesse direcionar ao foco principal do trabalho. Utilizou-se para isso, livros, artigos, periódicos, teses, dissertações acerca da temática pertinente; bem como, que abordem a área de estudo no que se refere aos aspectos naturais (geologia, clima, aspectos hidrográficos) e também socioambientais no âmbito do planejamento territorial da região.

A relação dos materiais utilizados na elaboração dessa etapa são:

a) Softwares

- Sistema Operacional Windows 10
- Microsoft Office 2010.
- Família ArcInFO (ArcGIS 10.2.0.3348)
- Aplicativo Triplot versão 4.1.2

b) Fontes de dados

- Complemento OpenLayers – Google Maps/Google Earth
- Cartas Topográficas do Mapeamento Sistemático Brasileiro, IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (1970) – Arquivos vetoriais e raster.
- Arquivo vetorial da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha SF-23(Serviço Geológico do Brasil -CPRM, 2003).
- Arquivo vetorial da Geologia de Minas Gerais (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais – CODEMIG, 2014).
- Arquivo vetorial da Geologia da Folha Vargem Bonita (CODEMIG, 2015).
- Imagens do Google Earth

## 4.2 Etapa envolvendo trabalho de campo

### 4.2.1 Amostragem

Fez-se o trabalho de campo com visitas ao Chapadão do Diamante região pertencente do Parque Nacional da Serra da Canastra, com o objetivo de coleta de amostras para avaliação das análises físicas: densidade aparente ( $D_a$ ), densidade de partícula ( $D_p$ ), textura (T), granulometria, porosidade total (Pt), análises químicas: pH, K(potássio), P(fósforo), Mg(Magnésio), Ca(cálcio), Fe (ferro) H+Al(alumínio trocável), CTC, V% (saturação por base), MO e geocronológicas: LOE e carbono-14

Para os resultados preliminares, iniciou-se com levantamentos de campo e coleta em perfil de doze pontos na área do Chapadão do Diamante, conforme visualização no Quadro 4.1 e Mapa 4.1 com o intuito de perfazer o maior número possível de amostras que explanassem cenários geomorfológicos e de formações superficiais. As amostragens foram feitas de modo horizontal em trincheiras abertas nos depósitos de vertentes até o saprólito (Figuras 4.2 a 4.11).

Quadro 4.1- Caracterização dos pontos amostrais.

Código Amostra Profundidade	Aaltitude (m)	Posição na Vertente	Informação Adicional
C1 – 50 cm	1333	Alta Vertente	Base de Afloramento Rochoso
C2 – 60 cm	1363	Fundo de Vale	5 metros do canal
C3 – 45 cm	1384	Fundo de vale	Base de Afloramento Rochoso
C4 – 30 cm	1325	Média Vertente	Divisor Secundário
C5 – 40 cm	1286	Média Vertente	Depositado sobre laterita.
C6 – 35 cm	1396	Alta vertente	Junto ao interflúvio principal
C7 – 45 cm	1446	Alta Vertente	Abaixo afloramento Rochoso
C8 – 35 cm	1437	Media Vertente	Depositado sobre laterita
C9 e C10 cm	1.466	Media Vertente	Murundu
C11 – 30cm	1370	Média Vertente	Divisor Secundário
C12-30cm	1390	Fundo de Vale	Base de Afloramento Rochoso

Autoria: Rodrigues, 2020.

Figura 4.2- Perfil C1: base de afloramento rochoso e alta vertente.



Autoria: Santos, 2018.

Figura 4.3- Perfil C2 fundo de vale à 5 metros do canal



Autoria: Santos, 2018

Figura 4.4- Perfil C3 base de afloramento rochoso e fundo de vale



Autoria: Santos, 2008.

Figura 4.5-Perfil C4 média vertente divisor secundário



Autoria: Santos, 2018.

Figura 4.6-Perfil C5 Média vertente, depósito de lateritas



Autoria: Santos, 2018

Figura 4.7-Perfil C6 alta vertente junto ao interflúvio principal



Autoria: Santos, 2018

Figura 4.8-Perfil C7 alta vertente abaixo do afloramento rochoso



Autoria: Santos, 2018



Figura 4.9-Perfil C8 média vertente depósito sobre lateritas



Autoria: Santos, 2018.

Figura 4.10-Perfil C9/C10 média vertente, murundu



Autoria: Santos, 2018

Figura 4.11-Perfil C11 média vertente, divisor secundário e perfil C12 média vertente



Autoria: Santos, 2018

Para a análise de LOE foram realizadas 10 coletas na maior profundidade possível de cada depósito, pois buscou-se revelar a condição de transição de uma fase de predomínio de processos erosivos, para à de predomínio deposicional. As amostras foram coletadas com canos de PVC de 60 cm de comprimento, na profundidade padrão de 30 cm abaixo da superfície do terreno, conforme método apresentado por Mellet (2013) (Figura 4.12)

Figura 4.12-Coleta de amostras de LOE



Fonte: Santos, 2019.

Posteriormente as datações foram realizadas pelo Laboratório Datação Comércio e Prestação de Serviço LTDA, Método da Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), onde recorreu-se ao protocolo SAR (Single-Aliquot Regenerative-dose) com 15 alíquotas. Neste protocolo são elaboradas quinze curvas de calibração com resultados de quinze idades, para retirar-se uma média. O referido método tem sido utilizado em ampla bibliografia nacional e internacional, justificando, assim o seu uso nessa pesquisa.

Em relação a datação por Carbono-14, as coletas foram feitas em seis trincheiras (C2,C4,C6 e C8,C10 e C12) e levadas para o laboratório Beta Analytic, cujo método empregado é o por Espectrometria de Massa com Acelerador de Partículas (AMS), considerado mais eficiente por medir o conteúdo de radiocarbono de uma amostra, na proporção  $C^{14}/C^{13}/C^{12}$  presentes na amostras (Figura 4.13).

Figura 4.13-Amostra acondicionada para análise de C-14



Fonte: Santos, 2019.

A relação dos materiais utilizados na elaboração dessa etapa estão descritos à seguir:

- a) Hardwares
  - Notebook CCE intel core, i3 3GB 500 GB.
  - Aparelho GPS Garmin Etrex.
  - Smartphone
- b) Ferramentas
  - Trado holandês
  - Pá
  - Anel volumétrico para coleta de amostra indeformada 50cm<sup>3</sup>
  - Baldes
  - Facas
  - Tubos de PVC 60 cm de comprimento
  - Sacos de lixo preto
  - Sacos para acondicionar amostras de Carbono-14.

### **4.3 Etapa envolvendo análise laboratorial**

A seguir estão elencados a relação dos materiais necessários e as técnicas utilizadas no período das análises laboratoriais físicas, realizadas no LAGES- Laboratório de Geomorfologia e Erosão dos Solos do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, conforme Santos e Rodrigues (2019), seguindo a metodologia proposta pela EMBRAPA (1997).

#### *4.3.1 Instrumentação e materiais*

- a) Aparelhos laboratoriais do Laboratório de Geomorfologia e Erosão de Solos
  - Balança eletrônica Helmac-HM-500 UM.
  - Balança digital analítica AND HR-200
  - Estufa para secagem e esterilização DELEO Temperatura 50°C-250°C
  - Banho Maria Thermomix BM

- Mesa Agitadora orbital TE-141- Tecnal
- Peneiras granulométricas redondas ViaTest

b) Vidrarias

- Bécker 1000 ml
- Pcnômetro 50 mL
- Cadinhos
- Pissetas
- Pipetas volumétrica graduada 25 mL
- Provetas graduada 1000 mL
- Bastão de vidro
- Misturador manual
- Balão volumétrico 1000 mL
- Pera automática

Para determinação da densidade aparente ( $D_a$ ) e densidade de partícula ( $D_p$ ), foram coletadas amostras indeformadas, nas profundidades relacionadas com a coleta das amostras para geocronologia e utilizou-se o método do anel volumétrico para a obtenção dos resultados ( $100 \text{ cm}^3$ ) (EMBRAPA 1997; SANTOS E RODRIGUES, 2019) (Figuras 4.14 e 4.15).

Figura 4.14-Coleta de amostra indeformada para análise de Densidade aparente e Densidade de partícula.



Fonte: Santos, 2019

Figura 4.15-Amostras indeformadas previamente preparadas após o campo para secagem.



Fonte: Santos, 2019

A Densidade de Partícula foi analisada conforme Procedimento Operacional Padrão (POP) de (SANTOS E RODRIGUES, 2019), demonstrados nas figuras 4.16; 4.17; 4.18 e 4.19.

Figura 4.16-Pesagem das amostras para o procedimento de densidade de partícula



Fonte: Santos, 2019

Figura 4.17-Amostras acondicionadas em picnômetros prontas para serem levadas ao banho maria, onde há a retirada do ar por termoquímica.



Fonte: Santos, 2019

Figura 4.18-Análise de DP por picnometria utilizando o banho maria a temperatura 100°C.



Fonte: Santos, 201

Figura 4.19-Procedimento de pré pesagem em dissecador para resfriamento da amostra até temperatura



Fonte: Santos, 2019.

A porosidade total (Pt), foi calculada através da relação existente entre densidade aparente (Da) e densidade de partícula (Dp) (EMBRAPA, 1997; SANTOS E RODRIGUES, 2019) e seu resultado é expresso em %.

Para textura usou-se o método da pipeta, utilizando solução de NaOH 0,1 mol L<sup>-1</sup> como dispersante químico e agitação mecânica em aparato de alta rotação (~15.000 rpm) por 15 min (EMBRAPA, 1997; SANTOS E RODRIGUES, 2019). Inicia-se portanto com a secagem das amostras. (Figuras 4.20 e 4.21)

Figura 4.20-Secagem das amostras em temperatura ambiente pós-campo durante uma semana.



Fonte: Santos, 2019.

Figura 4.21-Secagem em estufa a 110°C para retirada total de umidade



Fonte: Santos, 2019.

Definida como sendo a parte do solo que passa através de uma peneira de malha de 2,0mm, a análise granulométrica é realizada a partir da Terra fina seca ao ar (TFSA)(Figuras 4.22 e 4.23)

Figura 4.22-Destorroamento das amostras.



Fonte: Santos, 2019

Figura 4.23-Amostras destorroadas e preparadas para pesagem.



Fonte: Santos, 2019

O pré tratamento requer, a remoção dos agentes cimentantes estabilizadores da estrutura da amostra, individualizando as partículas primárias sendo necessário manter a argila em suspensão aquosa estável durante o decurso da análise granulométrica. Os principais agentes cimentantes são: matéria orgânica, óxidos de ferro e de alumínio, carbonato de cálcio e cátions flocculantes (cálcio, magnésio, hidrogênio). Dessa forma, a remoção dos agentes cimentantes e a dispersão da amostra é realizada empregando métodos físicos e/ou mecânicos tais como: agitação, ebulição em água, tratamento químico (dispersão com compostos de sódio: hidróxido de sódio, hexametáfosfato de sódio) conforme as Figuras 4.24 ;4.25; 4.26 e 4.27.

Figura 4.24-Pipetagem e preparo da solução: 10 ml de hidróxido de sódio (NaOH) 1N adicionado na amostra seca, depois agitar um pouco e deixar em repouso por 15 minutos. O NaOH tem ação dissociativa fazendo com que as frações se separem por processo químico.



.Fonte: Santos, 2019



Figura 4.25-Solução de NaOH adicionada na amostra seca depois de agitar um e repousar por 15 minutos. O NaOH tem ação dissociativa fazendo com que as frações se separem por processo químico.



Fonte: Santos, 2019.

Figura 4.26-Lavagem e coleta da amostra pós agitação físico-química.



Fonte: Santos, 2019.

Figura 4.27-Coleta da fração areia em água, que será levada para a secagem na estufa a 110°C.



Fonte: Santos, 2019.

De acordo com a lei de Stokes três fatores afetam a velocidade final das partículas caindo através de um fluido. São eles: diâmetro da partícula; diferença de densidade entre a partícula e o fluido e viscosidade do fluido. Sendo assim, o método de

análise granulométrica por sedimentação (Figuras 4.28; 4.29 e 4.30) separam as partículas da amostra mais precisamente pelo tempo de sedimentação do que propriamente pelos diâmetros.

Figura 4.28-Amostras em repouso para pipetagem após lavagem.



Fonte: Santos, 2019.

Figura 4.29-Coleta da fração argila por pipetagem, utilizando pipeta automática.



Fonte: Santos, 2019.

Figura 4.30-Fração argila após secagem em estufa.



Fonte: Santos, 2019

O peneiramento foi realizado seguindo método proposto pela Embrapa (1997) e Santos e Rodrigues (2019), pois raramente, encontra-se uma amostra que seja

constituído de uma só fração granulométrica. O caso mais comum é ocorrerem combinações das frações areia, silte e argila, cujas proporções são determinadas pela análise granulométrica. Dessa forma, trabalha-se com uma amostra representativa, passada no almofariz e destorroada (Figura 4.31).

Figura 4.31--Preparo das amostras para análise granulométrica por peneiramento.



Fonte: Santos, 2019

Procede-se ao peneiramento por agitação, o material seco nas peneiras 2,00 mm – 1,00mm – 0,5mm – 0,42mm – 0,210mm – 0,125 mm – 0,088 mm – 0,074 mm – 0,062 mm de diâmetro (Figura 4.32)

Figura 4.32-Peneiramento por agitação



Fonte: Santos, 2019

Pesam-se as frações dos materiais retidas em cada peneira (Figura 4.33). Calculam-se as percentagens do material retido em cada uma das peneiras, em relação ao peso da amostra total seca e acondicionam-se as amostras em embalagens plásticas previamente identificadas (Figura 4.34).

Figura 4.33-Retirada das frações peneiradas



Fonte: Santos, 2019

Figura 4.34-Pesagem e acondicionamento das amostras pós peneiramento



Fonte: Santos, 2019

Para matéria orgânica (MO), utilizou-se o método Calcinação “Loss of Ignition” adaptado por Davies 1974 (Figuras 4.35), onde 4 g de cada amostra previamente seca a 105°C é levada a mufla e aquecida por 5 h a 250°C. Posteriormente a amostra é pesada e a diferença entre o peso inicial (4g) e final corresponde ao teor de matéria orgânica.

Figura 4.35-Incinação utilizando mufla para análise de matéria orgânica



Fonte: Santos, 2019

As análises químicas foram realizadas pelo LABAS-Laboratório de Análise de Solo e Plantas da Universidade Federal de Uberlândia - UFU, e realizadas extrações de K por  $\text{HCl } 0,05 \text{ mol.L}^{-1} + \text{H}_2\text{SO}_4 \text{ mol.L}^{-1}$  analisados por colorimetria (Vettori 1969), Ca extraído por  $\text{KCl } 1 \text{ mol.L}^{-1}$  analisados por titulometria (Embrapa 1997) e H+Al por solução tampão, SMPa pH 7,5.

#### 4.4 Etapa do tratamento de dados

A etapa do tratamento dos dados, permitiu relacionar os resultados alcançados nas etapas anteriores e contextualizá-los com a temática em questão e conseqüente avançar para a etapa dos resultados e discussões.

##### 4.4.1 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: 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.

Todos os cálculos estatísticos foram feitos utilizando-se o sistema PAST versão 6.0.

#### *4.4.2 Difractometria de Raios-X pelo Método do Pó*

As análises das amostras da fração argila, através de análise por DRX, cujo método baseia-se na interação de ondas na frequência de raios X (geralmente entre 0,70 e 2,30 Å) com os planos de repetição sistemática do retículo cristalino (Neves, 1968).

No entanto, elas foram terceirizadas pelo Centro de Pesquisa Professor Manuel Teixeira da Costa–UFMG, onde foram trabalhadas conforme Metodologia Difratométrica de Argilominerais.

#### *4.4.3 Análise exploratória de variáveis (boxplot)*

O boxplot ou diagrama de caixa é uma ferramenta gráfica que permite visualizar a distribuição e valores discrepantes (outliers) dos dados, fornecendo assim um meio complementar para desenvolver uma perspectiva sobre o caráter dos dados. Além disso, o boxplot também é uma disposição gráfica comparativa (SANTOS, 2016).

Sendo assim, utilizou-se o boxplot do pacote office 365 2020, pois fornece uma análise visual da posição, dispersão, simetria, caudas e valores discrepantes (outliers) do conjunto dos dados.

#### *4.4.4 Espacialização dos dados*

Para a elaboração do Mapa Esboço Geoquímico (MAPA 5.4) utilizou-se como parâmetro base, a relação entre os padrões de relevo onde encontravam-se os pontos

amostrais datados e suas respectivas idades. Desta forma quando há recorrência de pontos em um determinado intervalo de idades presentes em padrões de relevo semelhantes interpretou-se que seria possível a extrapolação dos dados. Aliado a esta metodologia utilizou-se também os dados geoquímicos que corroboraram a relação entre do comportamento desses compartimentos enquanto semelhantes em suas dinâmicas e origens. A base de dados utilizada consistiu na utilização do mapeamento de padrões de relevo desenvolvidos por Nazar (2018), dados geocronológicos e geoquímicos levantados a partir desta pesquisa e para confecção do esboço foi utilizado o software Arcgis 10.6.1.

---

## CAPÍTULO V





## 5 APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 5.1 Análise dos atributos físicos

#### 5.1.1 Análise textural, Densidade Aparente, Porosidade Total e Matéria Orgânica

Os resultados das análises texturais encontram-se sumarizados nos Gráficos 5.1 a 5.9. Eles demonstraram que os perfis sobre as rochas quartzíticas dispõem de alta concentração da fração areia, caracterizando estes materiais superficiais, como arenosos. Estes resultados apenas confirmam que em litologias de rochas predominantemente compostas por quartzo, em função da difícil intemperização destes em frações menores, o teor de areia tende a ser bastante alto e o de argila baixo. (FIGUEIREDO, 1999; CENTENO, 2017).

Em função disto, de acordo com Brady (1983) e Atkins (2002) observa-se que as características destes materiais superficiais arenosos, são pouco coesivos, pois adsorvem pouca água e não possuem ligações eletrostáticas entre os grãos de areia, funcionando desta forma, como corpos quimicamente inertes.

Os materiais superficiais arenosos são pobres em matéria orgânica e possuem uma baixa capacidade de retenção de água. Sendo assim, como as areias não possuem cargas elétricas, elas não atraem íons em sua superfície, fazendo com que as perdas por lixiviação tendem a ser muito maiores do que em materiais superficiais argilosos. Varajão (2009), Aquino (2013), Augustin (2013) e Camelô (2017), ao estudarem materiais superficiais, semelhantes aos encontrados na área de estudo, afirmam que os mesmos são constituídos basicamente por quartzos, conferindo características com elevada suscetibilidade à erosão, 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.

De acordo com os estudos acima, pode-se observar também uma larga predominância de areia fina em relação a areia grossa na região estudada. A primeira explicação está relacionada ao tipo de quartzo da área fonte, que sugere formação por quartzitos de textura fina (SAADI,1999; NAZAR,2018). No entanto, não se pode desconsiderar o fato que essas formações superficiais vêm sendo erodidas e intemperizados, tanto do ponto de vista químico, quanto físico, ao longo de uma larga escala de tempo, demonstrado pela geocronologia da área estudada. Em condições favoráveis, os quartzos de diâmetro maiores devido a ação do intemperismo físico acabam por se quebrar, formando produtos de diâmetros menores.

Também, são comumente encontradas na área de estudo concreções ferruginosas (Figura 5.1), indicando uma ação cimentante dos óxidos de ferro sobre as frações mais grosseiras. Figueiredo (1999), observou nos materiais 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, fato também observado na área de estudo do Chapadão do diamante.

Figura 5.1-Concreções ferruginosas demonstrando ação cimentante dos óxidos de ferro



Autoria: Santos, 2018.

Embora Figueiredo (1999) tenha pesquisado materiais superficiais formados em rochas ígneas, as frações granulométricas são predominantemente finas, mas que em condições de campo, pode observar o aumento das frações mais grossas. Isto indica um processo regido por várias reações químicas complexas que podem ocorrer em qualquer formação litológica, desde que haja condições geoquímicas que levem à aglutinação dessas partículas de argila.

No caso da área estudada no Chapadão do Diamante, as concreções ferruginosas adquirem alta resistência ao intemperismo e aos processos erosivos mecânicos, formando desde cascalhos até grandes carapaças. A maior resistência das lateritas portanto pode ser explicada, entre outros, por Camelô (2017) e Fumiya (2017). 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, processo observado na área de estudo.

No entanto, a elaboração do material mais solto é resultado 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 intemperesismo e nem removidos pelo sistema de erosão, gerando, assim, superfícies mosqueadas, matacões ou carapaças observados em campo. (Figura 5.2) (RESENDE et al. 2005)

Figura 5.2-Matacões e carapaças na média vertente estudada.



Autoria: Santos, 2018.

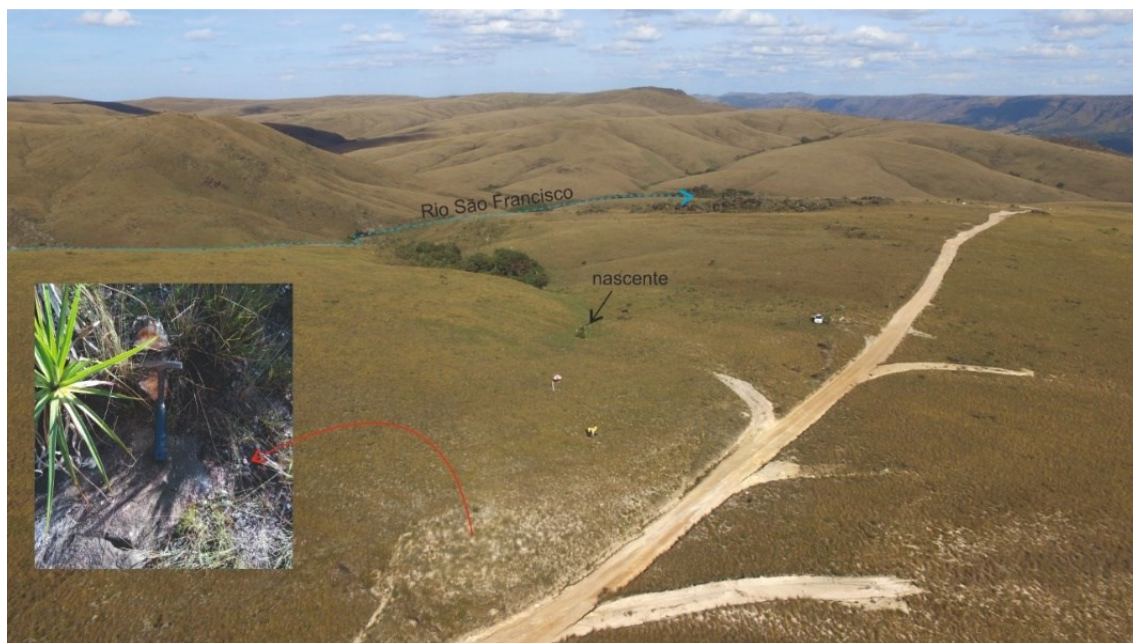
Segundo Pavinato (2008), como os cátions comuns nos materiais superficiais têm mobilidade muito maior do que o ferro e o alumínio, estes últimos se mantêm por precipitação como óxidos e hidróxidos, e podem reagir com a sílica, dependendo da sua concentração, para formação de novos minerais de argila ou de lateritas. Isto explica o fato que a maioria das concreções ferruginosas encontradas nos materiais superficiais arenosos sobre as rochas quartzíticas da área de estudo, seja de pequenos nódulos mosqueados que variam de 1 a 5 cm de diâmetro á grandes carapaças.

A segunda fração granulométrica mais abundante observada é o silte (Gráficos 5.1 a 5.9), que de acordo com Resende (1997), é importante para identificar materiais jovens, pois trata-se de uma partícula mais instável. Sendo assim, as concentrações de silte não variaram muito, tendendo a encontrar-se dentro de um mesmo padrão em todos os perfis analisados, ao contrário dos gráficos (5.2, 5.4, 5.5, 5.6 e 5.9), que demonstraram uma quantidade bem maior, corroborando com Oliveira (2008), que explica que essa fração 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 materiais superficiais siltosos favorecem o selamento do mesmo, 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 os materiais onde eram mais siltosos foi detectado maior densidade de erosões em sulcos (Figura 5.3).

Figura 5.3-Erosões em sulcos e ravinamento próximo à nascente do Rio São Francisco.



Autoria: Silva, 2019.

Formações superficiais arenosas, apesar de apresentarem menor tendência à compactação que as argilosas, quando contêm altas proporções de areia fina de acordo com os gráficos 5.1 a 5.9, são facilmente compactadas (Lopes, 1989), sendo, ainda, mais agravado, quando os tamanhos dos grãos de areia apresentam-se mais amplamente distribuídos. Sendo assim, haverá um comportamento inverso observado pelas baixas concentrações de argilas (Gráficos 5.1, 5.3, 5.4, 5.6, 5.7 e 5.8) os quais se encontram sobre as rochas quartzíticas, que por outro lado, decorrem do fato de que a própria rocha contém baixas concentrações de argila, em função dos baixos percentuais de micas e feldspatos. Assim, essa observação corrobora com o estudo de Nazar (2018) que caracterizou presença de quartzitos puros de granulométrica fina, e os quartzitos micáceos restritos às porções do Chapadão do Diamante.

Outro ponto importante de análise é observado pelo baixo valor de densidade aparente obtida, no ponto C2 (Tabela 5.1) em relação aos demais, onde evidencia a diferença nos valores entre as amostras dos materiais do Chapadão do Diamante. Isso pode

ser justificado pela localização do ponto na paisagem (Figura 5.4), compostas por área úmida com materiais superficiais hidromórficos, cujas texturas (Gráfico 5.2), dispões de uma relação equilibrada de argila e silte.

Figura 5.4-Área hidromórfica com relação equilibrada de silte e argila de acordo com as análises



Autoria: Santos, 2018.

Tabela 5.1-Resultados de Densidade aparente, Densidade de partícula e Porosidade total das amostras.

Pontos	DA g/cm <sup>3</sup>	PT%
C1	1,55	41,5
C2	0,89	66,4
C3	1,65	37,5
C4	1,63	38,5
C5	1,45	45,3
C6	1,55	41,5
C7	1,66	37,3
C8	1,48	44,1
C9/C10	1,42	46,4

Autoria: Santos, 2021.

Nos pontos(C1,C3,C4,C5,C6,C7,C8,e,C9/C10) (Tabela 5.1) os valores médios de densidade aparente foram de 1,4 g/cm<sup>3</sup> e estão acima de 1,0 g/cm<sup>3</sup>, que é o valor considerado limite de sustentabilidade para este atributo físico e característico de materiais arenosos segundo Goedert (2005) e Papa et al.(2011).

As observações realizadas com as tradagens e os resultados das tabelas em anexo, demonstraram que os materiais são pouco evoluídos e de pequena espessura. De acordo com esses resultados pode-se inferir que tais comportamentos, deve-se a composição de um conjunto de partículas individuais que estão interligadas em condições

naturais, assim grande parte das reações químicas ocorrerem no sistema dos materiais, atribuídos como fenômenos de superfície.

Gráfico 5.1- Gráfico textural do ponto C1



Gráfico 5.2- Gráfico textural do ponto C2

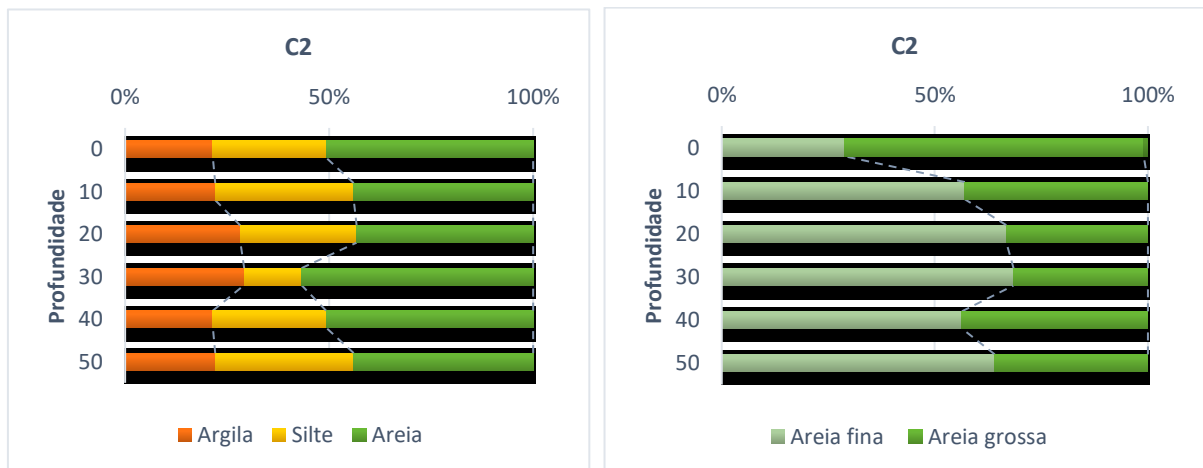


Gráfico 5.3-Gráfico textural do ponto C3

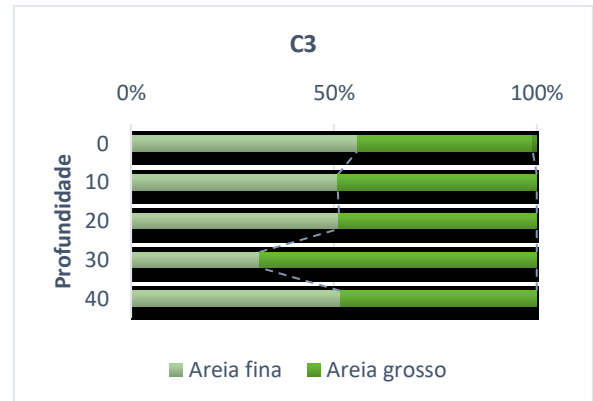
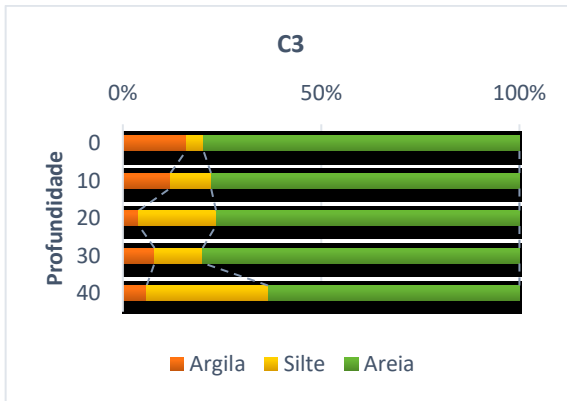


Gráfico 5.4-Gráfico textural do ponto C4

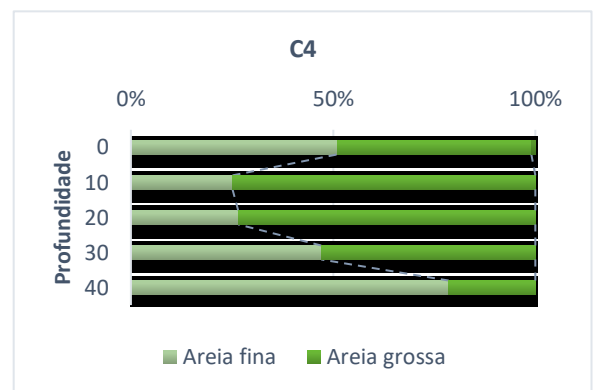
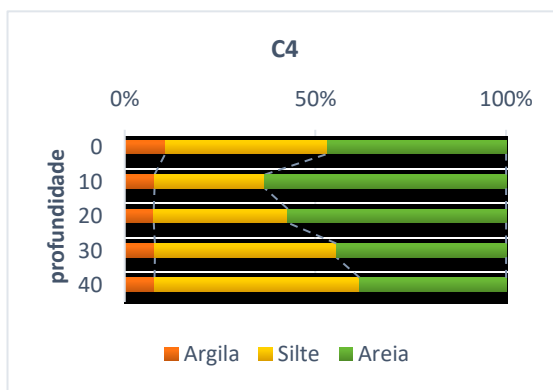


Gráfico 5.5- Gráfico textural do ponto C5

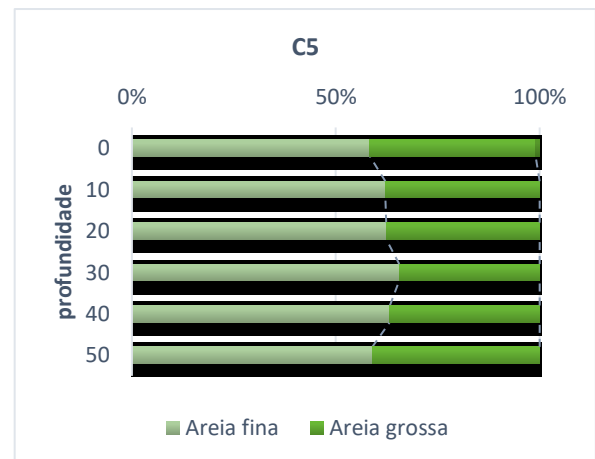


Gráfico 5.6- Gráfico textural do ponto C6



Gráfico 5.7-Gráfico textural do ponto C7

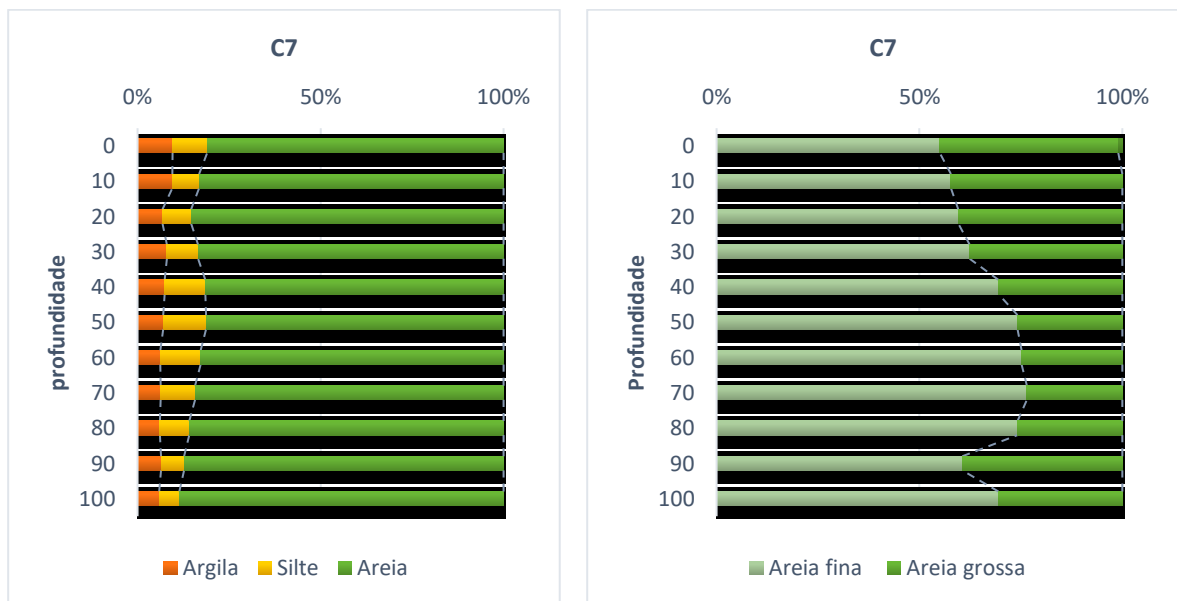


Gráfico 5.8-Gráfico textural do ponto

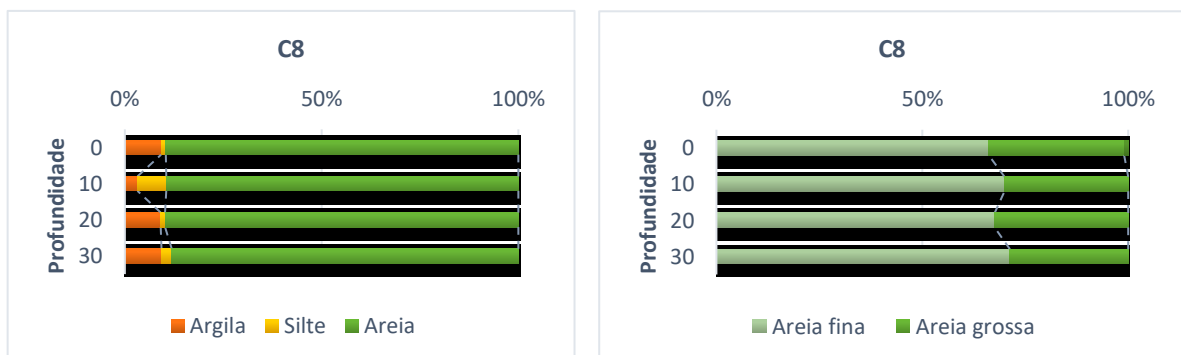
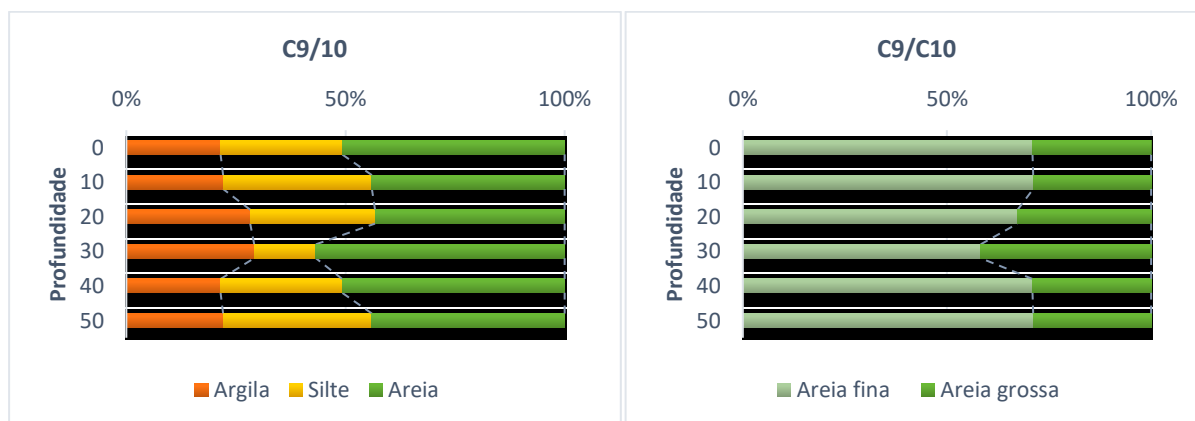




Gráfico 5.9 - Gráfico textural do ponto C9/10



### 5.1.2 Matéria orgânica

Alguns resultados de matéria orgânica (MO) (Figura 5.9) chamam a atenção. Entre eles, o aumento do percentual em profundidade em grande parte dos perfis estudado. No perfil C1, a superfície possui 1,1% de MO e aumenta gradualmente para 1,7 % até a profundidade de 100 cm. No perfil C2, este fato se torna mais evidente, pois, a profundidade de 10-20 cm conta com 2,0% de MO e aumenta para 3,7 % em 50-60 cm. No perfil C5, o teor é de 1,1 %, passando para 2,8 % em 50-60 cm (anexo 6). Pelo Gráfico C6, verifica-se que o perfil C6 possui um aumento gradual da MO em profundidade, já que, em superfície o teor é de 1,0% até 1,5% (20-30cm), e de 1,8% a partir de 110-120 cm. No perfil C7 observa-se migração da matéria orgânica com 0,5% de resultado para 1,9 %. No perfil C8, nota-se a translocação da MO na profundidade , com 4,07 %para a profundidade de 20-30 cm com 4,8%. O perfil C9/10, apresentou teor de 1,5% para 2,1%, tratando-se de um murundu, ou seja, local de bioturbação.

A instalação de um ambiente mais úmido propiciou a colonização por vegetação e animais, gerando depósitos de turfeiras nos fundos de vales e enriquecimento das camadas superficiais com material orgânico pouco decomposto misturado a fragmentos grosseiros quartzito e areias. Toda esta evolução permitiu em momento mais recente, conforme indicado por Santos e Confessor (2020) de micromorfologias elaboradas por bioturbação.(Figura 5.5)

Figura 5.5-Morfologia do murundum e termiteiro recente sobre material decomposto



Fonte: Santos e Confessor, 2019.

O acréscimo da matéria orgânica em profundidade verificado nos perfis, não é um processo comum, visto que esta tende, em geral, a diminuir. É possível associar este fato a um processo de translocação da matéria orgânica, associada aos óxidos de ferro e alumínio, comum nos materiais superficiais dos perfis nos quais os óxidos de Fe e Al são de baixa cristalinidade. Isto tende a ocorrer onde o material de origem é pobre em argila. (FUMIYA, 2017; AUGUSTIN, 2013) (Figura 5.6).

Figura 5.6-Amostra retirada do perfil C2, evidenciando matéria orgânica em profundidade



Autoria: Santos, 2018.

Segundo, Camelô (2017) em materiais oriundos de quartzitos, pobres em argila e com excedência de ferro e alumínio, como é o caso da área estudada, eles serão pobres e ácidos, devido ao processo de decomposição da matéria orgânica, como pode-se confirmar pelos resultados dos gráficos de pH (Figura 5.15).

Sendo assim, a fonte da matéria orgânica na área estudada são as gramíneas, em especial suas raízes. 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 e por isso, o acúmulo da MO, segundo Lepsch (2011) se daria em especial nos materiais inferiores do perfil, como foi observado na área de estudo.

Esta observação fica mais evidente nos perfis C2, C6, C9/10 e em menor proporção para os perfis C1, C5 e C7 (Figura 5.9). A explicação para o elevado teor de matéria orgânica nos materiais arenosos nas superfícies aplainadas do Chapadão do Diamante, é a gramínea, cobertura vegetal predominante nestas formas de relevo (Figura 5.7).

Figura 5.7-Cobertura vegetal por gramíneas do Chapadão do Diamante



Autoria: Santos, 2018.

De acordo com Lepsch (2011), gramíneas tendem a acumular mais material orgânico ao perfil 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 materiais estudados é baixo, a retenção da MO pode estar associada à presença da goethita que apresenta coloração amarelada (Figura 5.8) e que segundo Resende et al. (1997), favorece a retenção da matéria orgânica devido à sua ligação com ácidos húmicos.

Figura 5.8-Cor amarelada dos materiais superficiais associada a presença de goethita



Autoria: Santos, 2018.

Para Ronquim (2007), isto teria efeito direto na diminuição do pH, pois este processo, aconteceria a partir do aumento do  $\text{CO}_2$  nos materiais superficiais durante a decomposição e mineralização, contribuindo, assim, para aumentar a concentração do ácido carbônico ( $\text{CO}^2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{CO}^3$ ) e a subsequente dissociação do ácido carbônico ( $\text{H}_2\text{CO}_3 = \text{HCO}_3 + \text{H}^+$ ). Este é, aparentemente, um dos fatores responsáveis pelos elevados teores de MO no perfil C5 (Figura 5.10), que conta com a presença de lateritas, há aproximadamente 1,10 m de profundidade, com espessura média de 20 cm. Também, ao fato de que, neste perfil, ocorre maior concentração da fração argila (Figura 5.5), que retém a matéria orgânica, diminuindo sua lixiviação, fato este também observado por Silva e Mendonça (2007) em seus estudos.

Observa-se que as amostras com textura arenosa (Gráficos 5.1, 5.3, 5.5, 5.6, 5.7, 5.8 e 5.9) dos pontos C1, C3, C5, C6, C7, C8 e C9 apresentaram maiores deficiências em matéria orgânica (valores entre 8 e 10  $\text{dag.kg}^{-1}$ ) (Figura 5.10). Estudos de Centeno et al. (2017) demonstraram que isto ocorre, porque estes materiais apresentam em média 70% de sua composição teores de areia, o que os tornam altamente permeáveis, com baixa capacidade de retenção de água, baixos teores de matéria orgânica e adsorção de íons. Formações superficiais de textura média (pontos C1,C2,C3,C4,C5 e C6) (Gráficos 5.1 ao 5.6) definem-se como proporções semelhantes de partículas de areia, silte e argila; o que os tornam com boa drenagem e capacidade de retenção de água.

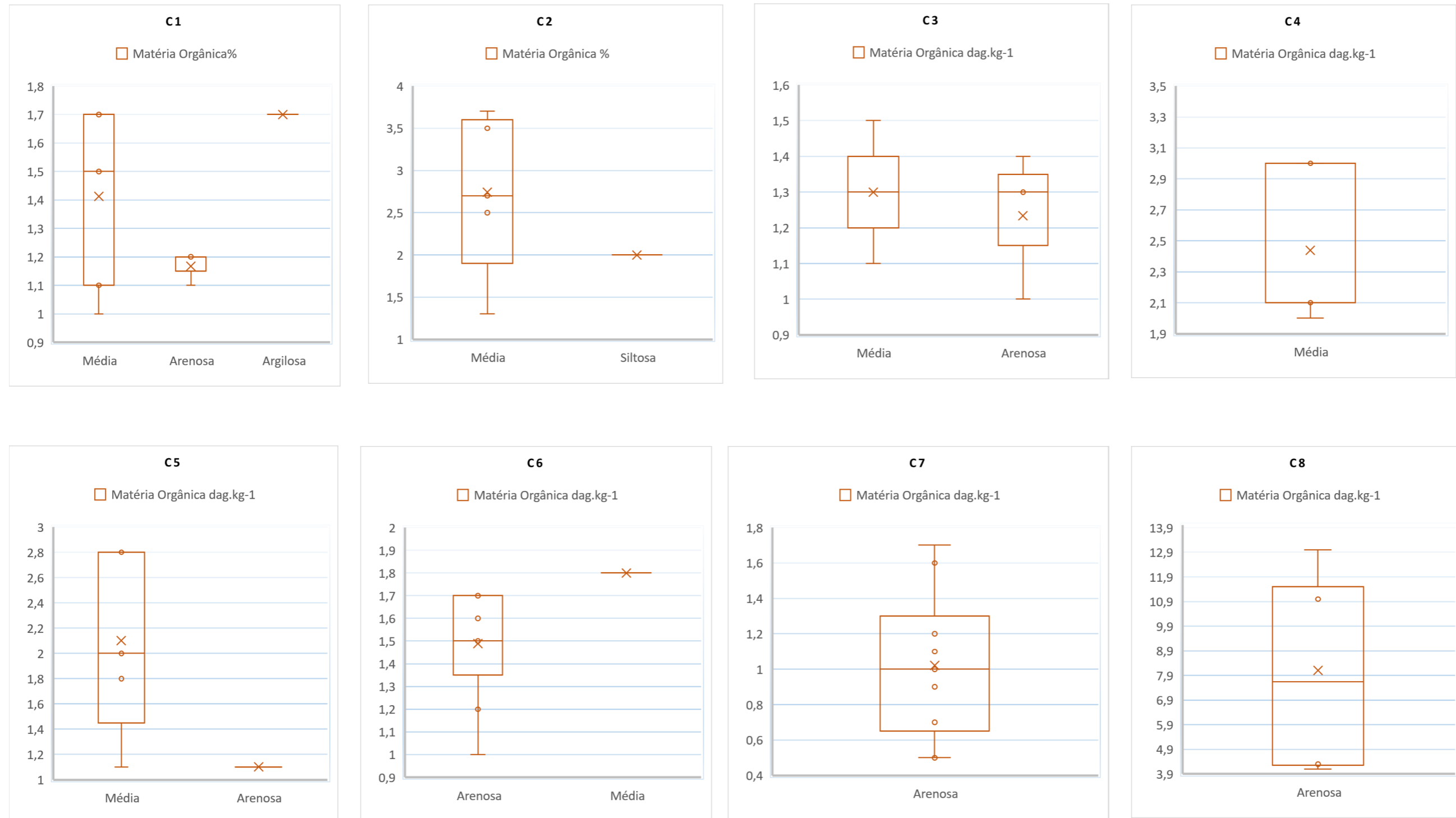
Uma das características peculiares dos materiais de textura arenosa é o seu adensamento natural. Segundo Hillel (1980), os materiais superficiais, podem-se tornar

naturalmente adensados, como consequência de sua composição textural, seu regime de umidade ou da maneira pela qual foram formados.

De modo geral, os maiores teores de matéria orgânica das formações superficiais foram observados nas classes de textura média nas posições alta e média vertente além do fundo de vale de acordo com as formas de relevo, não havendo, nessas regiões, diferença significativa entre os teores de matéria orgânica nos diferentes pontos amostrados. No entanto, houve maior concentração pontual deste componente nos materiais superficiais na classe textural média como demonstrado no anexo 5.

Em estudo realizado em veredas localizadas em dois ambientes distintos, Ramos et al. (2006) verificaram que a matéria orgânica se apresenta como grande contribuinte para a fase sólida dos materiais superficiais do terço inferior das vertentes das veredas de ambos os ambientes, mas principalmente do terço inferior das vertentes das veredas de chapada. Os mesmos autores apresentam resultados em que os teores de MO também são maiores na camada superficial dos terços médio e superior das vertentes dessas veredas. Também observou-se, em vereda estudada no estado de Minas Gerais, na zona de borda da área (região mais elevada), no limite com o cerrado, a ocorrência de melhor drenagem e, em contrapartida, menor teor de matéria orgânica (Guimarães et al., 2002). Este fato decorre, provavelmente, da decomposição e mineralização mais intensa da matéria orgânica, observadas numa condição de melhor aeração.

Figura 5.9-Gráficos de matéria orgânica dos perfis da área de estudo.



## 5.2 Atributos químicos e suas propriedades periódicas e aperiódicas: uma abordagem geoquímica integrada ao intemperismo

Estudos sobre a evolução dos relevos baseados no intemperismo químico constituem tentativas de se chegar a um novo modelo de interpretação das paisagens geomorfológicas. Tais estudos tem sido realizados a partir da integração entre as abordagens dos pedólogos e dos geomorfólogos, os quais lançam mão de vários parâmetros analíticos químicos. Portanto, nessa pesquisa utilizou-se em parte da geoquímica para ajudar na caracterização e elucidar as formas de relevo, a paisagem e para isso faz-se necessário, uma abordagem neste item ilustrando os elementos químicos, ferro, alumínio, potássio, cálcio, fósforo, tório e urânio estudados no Chapadão do Diamante na Tabela Periódica (Figura 5.10), cuja finalidade fundamental é facilitar a classificação, a organização e o agrupamento dos elementos conforme suas propriedades.

Figura 5.10-Tabela periódica dos elementos químicos

**Tabela Periódica**

**GRUPO**

**PERÍODO**

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18

1 H hidrogênio 1,008 He hélio 4,0026

2 Li lítio 6,94 Be berílio 9,0122

3 Na sódio 22,990 Mg magnésio 24,305

4 K potássio 39,098 Ca cálcio 40,078(4) Sc escândio 44,956 Ti titânio 47,867 V vanádio 50,942 Cr cromo 51,996 Mn manganês 54,938 Fe ferro 55,845(2) Co cobalto 58,933 Ni níquel 58,693 Cu cobre 63,546(3) Zn zinco 65,38(2) Ga gálio 69,723 Ge germânio 72,630(8) As arsênio 74,922 Se selênio 78,971(8) Br bromo 79,904 Kr criptônio 83,798(2)

5 Rb rubídio 85,468 Sr estrôncio 87,62 Y itrio 88,906 Zr zircônio 91,224(2) Nb nióbio 92,906 Mo molibdênio 95,95 Tc tecnécio [98] Ru rutênio 101,07(2) Rh ródio 102,91 Pd paládio 106,42 Ag prata 107,87 Cd cádmio 112,41 In índio 114,82 Sn estanho 118,71 Sb antimônio 121,76 Te telúrio 127,60(3) I iodo 126,90 Xe xenônio 131,29


6 Cs céscio 132,91 Ba bário 137,33 La lantânio 138,91 Hf háfnio 178,49(2) Ta tântalo 180,95 W tungstênio 183,84 Re rênio 186,21 Os ósmio 190,23(3) Ir irídio 192,22 Pt platina 195,08 Au ouro 196,97 Hg mercúrio 200,59 Tl tálio 204,38 Pb chumbo 207,2 Bi bismuto 208,98 Po polônio [209] At astato [210] Rn radônio [222]

7 Fr frâncio [223] Ra rádio [226] Ac actínio [227] Th tório 232,04 Pa protactínio 231,04 U urânio 238,03 Np netúnio [237] Pu plutônio [244] Am amerício [243] Cm curió [247] Bk berquílio [247] Cf califórnio [251] Es einstênio [252] Fm fêrmio [257] Md meadélécio [258] No nobélio [259] Lr laurêncio [262]

57-71 Lantanídeos

89-103 Actinídeos

■ Não metais   
 ■ Metais alcalinos   
 ■ Semimetais   
 ■ Outros metais   
 ■ Lantanídeos  
■ Gases nobres   
■ Metais alcalino-terrosos   
■ Halogênios   
■ Metais de transição   
■ Actinídeos

 TodaMatéria  
todamateria.com.br

Fonte: Atkins, (2012)

### 5.2.1 O elemento químico Ferro

Os perfis que apresentaram os maiores resultados de ferro são os perfis, C2, C3, C4, C5, C6, C7 e C8 (Figura 5.12). No perfil C2, a variação em profundidade foi de 63,32 a 0,25 mg.dm<sup>3</sup>, para o perfil C3 o ferro variou entre 57,65 a 2,66 mg.dm<sup>3</sup> até a profundidade 20-30 cm; 3,86 a 47,6 mg.dm<sup>3</sup> até 50-60 cm, o perfil C4 apresentou menor valor de 2,40 a 32,39 mg.dm<sup>3</sup>, o C5 de 110,93 a 10,82 mg.dm<sup>3</sup> em profundidade, o perfil C6 de 68,48 a 59,11 mg.dm<sup>3</sup>, o C7 entre 45,28 a 12,28 mg.dm<sup>3</sup>, e por último o C8 de 56,68 a 15,55 mg.dm<sup>3</sup>.

Esses valores relacionam-se à sua maior ou menor solubilidade presentes no material analisado da área de estudo. Isto é explicado por Atkins (2002), 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 e os com potencial iônico maiores serão solúveis.

Brady (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. Isso possibilita explicar o aumento relativo do ferro em perfis muito intemperizados, como é o caso de alguns da área de estudo.

Da mesma maneira, o ferro apresenta os teores mais elevados apenas quando há formação de concreções ferruginosas no perfil como é o caso do C5 (Figura 5.12), demonstrando tratar-se de um aumento relativo, ou seja, devido à lixiviação dos outros elementos do perfil. Valores acima de 30 mg.dm<sup>3</sup>, são considerados elevados, sendo típicos de formações lateríticas, segundo Maignien(1966).

Santos (2019), ao estudar as lateritas do Chapadão do Diamante observaram que as mesmas ocorrem indistintamente sobre diversas litologias, em vários pontos da área estudada. E, por formar essas lateritas, o ferro não tende a solubilização como já visto anteriormente.

Levando em consideração, a origem do elemento ferro e sua dinâmica na área de estudo, Chaves et al (2008) em seu estudo sobre a Província Diamantífera da Serra da Canastra, observaram em campanhas de prospecção aluvionar para kimberlitos, os principais minerais indicadores do diamante como ilmita [Fe<sup>2+</sup>TiO<sup>3</sup>], sendo o kimberlito Canastra-1, como é denominado pelas empresas que fazem sua prospecção, intrusivo no Grupo Canastra. O Grupo Canastra também contribui com filitos em conjunto de seus minerais acessórios em sua maioria



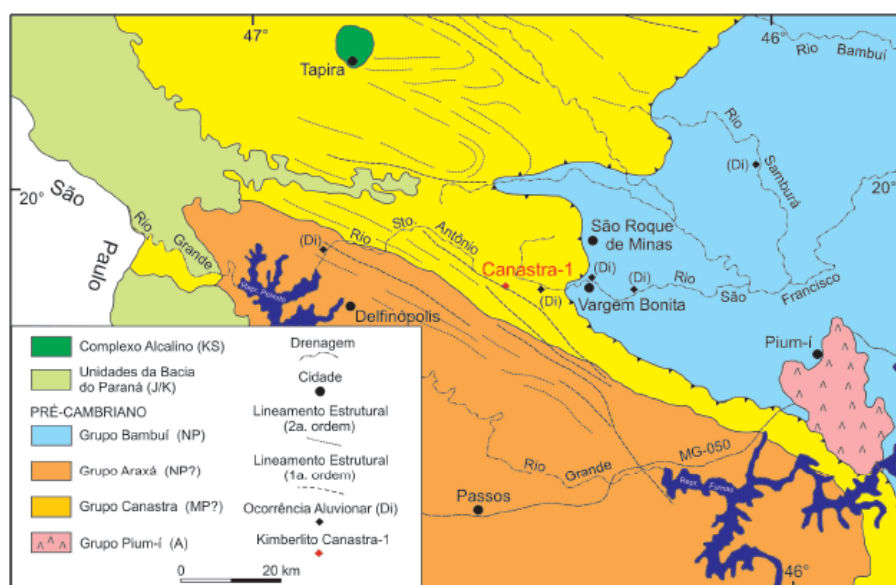
composto por ferro como pode-se observar no Quadro 5.1. Outra fonte importante do elemento ferro (Fe) a qual pode-se citar é o Grupo Araxá (Figura 5.11), composto de xistos variados, constituídos (além de quartzo e mica), de granada, biotita, clorita, estauroilita, hornblenda e feldspato, na qual a biotita de composição química  $[K(Mg,Fe)_3]$  torna-se o principal aporte de ferro.

Quadro 5.1-Minerais com elemento ferro do Grupo Canastra

Minerais do Grupo Canastra	Fórmulas químicas
magnetita	$[Fe_3O_4 (FeO \cdot Fe_2O_3)]$ ,
hematita	$(Fe_2O_3)$
ilmenita	$(FeTiO_3)$ ,
pirita	$(FeS_2)$ ,
turmalina	Na(Mg, Fe, Li, Mn, $Al)_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH, F)_4$
Epídoto	$Ca_2(Al, Fe)_3(SiO_4)_3$

Autoria: Santos, 2021.

Figura 5.11-Geologia simplificada da Serra da Canastra-MG



Fonte: Chaves, (2012).

Dessa forma, é importante ressaltar que nem todo elemento químico ferro é oxidado formando lateritas, pois, em condições de um intenso intemperismo, com elevadas temperaturas e pluviosidade, como é o caso da área pesquisada, o ferro pode também ser solubilizado.

Para Camelô (2012), a laterita residual é resultado da retirada do material de origem por intemperismo que, posteriormente, se reagrupa por precipitação, tornando-se relativamente

imóvel. Ainda conforme o autor, num segundo momento ocorre o rearranjo das partículas 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.

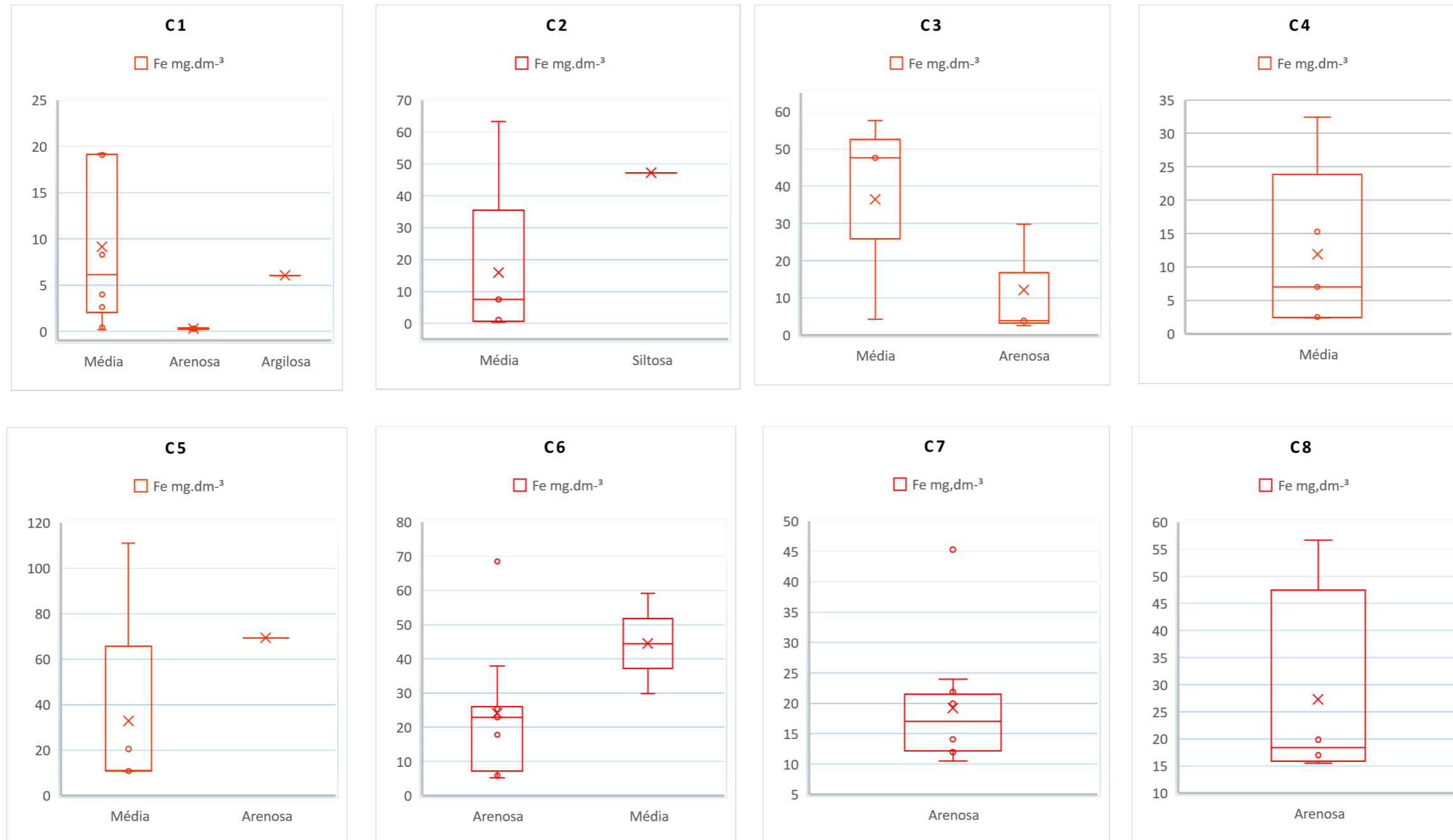
Neste mecanismo de solubilização Fumiya e Camelô (2012) mostram o processo regressivo da quebra mecânica da laterita e posteriormente o seu transporte, ou ainda um processo regressivo do ponto de vista químico. Para estes autores, ao se instalar algum tipo de vegetação sobre as lateritas, a matéria orgânica que está acumulada muda o pH dos materiais superficiais 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 pode ser lixiviada ou acumulada novamente em níveis mais inferiores como pode-se observar nos perfis C1, C3, C4 e C6 (Figura 5.12).

A ação da vegetação na destruição das lateritas também foi observada por Fumiya (2007), 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, como pode ser observado na (Figura 5.12).

A relação do pH 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, quando transporte ocorre principalmente através da ação do lençol freático.

Sendo assim, pode-se inferir que apesar de parte do ferro ficar retido sob a forma de lateritas, parte deste elemento tende a ser lixiviado através de todas as situações acima descritas.

Figura 5.12- Gráficos do elemento ferro g



### 5.2.2 O elemento químico ALUMÍNIO

O alumínio é o segundo elemento mais abundante na área, seguido do elemento químico ferro e sua provável fonte, como pode-se analisar pelas composições químicas das rochas e minerais, provém dos filitos do Grupo Araxá formado por minerais essenciais quartzo( $\text{SiO}_2$ ), muscovita  $\text{KAl}_2[\text{Si}_3,\text{Al}]\text{O}_{10}[\text{OH},\text{F}]$  e minerais acessórios biotita  $[\text{K}(\text{MgFe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{F},\text{OH})]$ , turmalina  $[\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Li},\text{Mn},\text{Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH},\text{F})_4]$ , hidróxidos ( $\text{AlOH}$ ), óxidos ( $\text{AlO}_3$ ) e muscovitas  $\text{KAl}_2[\text{Si}_3,\text{Al}]\text{O}_{10}[\text{OH},\text{F}]$  do Grupo Canastra (NAZAR, 2018; SAAD, 1990) (Quadro 5.11).

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 (ATKINS, 2002).

Os perfis C1, C2, C3, C4 e C8 (Figura 5.13) demonstraram maiores valores do elemento alumínio. O perfil C1 apresentou variação de 0,30 a 1,45  $\text{cmol}\cdot\text{dm}^{-3}$ , enquanto que o C2 de 3,8 a 4,1  $\text{cmol}\cdot\text{dm}^{-3}$ , o C3 os resultados foram de 0,15 a 1,15  $\text{cmol}\cdot\text{dm}^{-3}$ , para o C4 houve variação entre 0,4 a 1,35  $\text{cmol}\cdot\text{dm}^{-3}$  e o C8 de 0,6 a 1,05  $\text{cmol}\cdot\text{dm}^{-3}$ .

Como pode ser verificado na Figura 5.13, o perfil C1 apresentou baixa concentração do elemento químico alumínio. Este fato está correlacionado à solubilidade; que por sua vez, é lixiviado ao ser adsorvido nos minerais de argila como observado nas análises de gibbsita, da mineralogia da fração da argila.

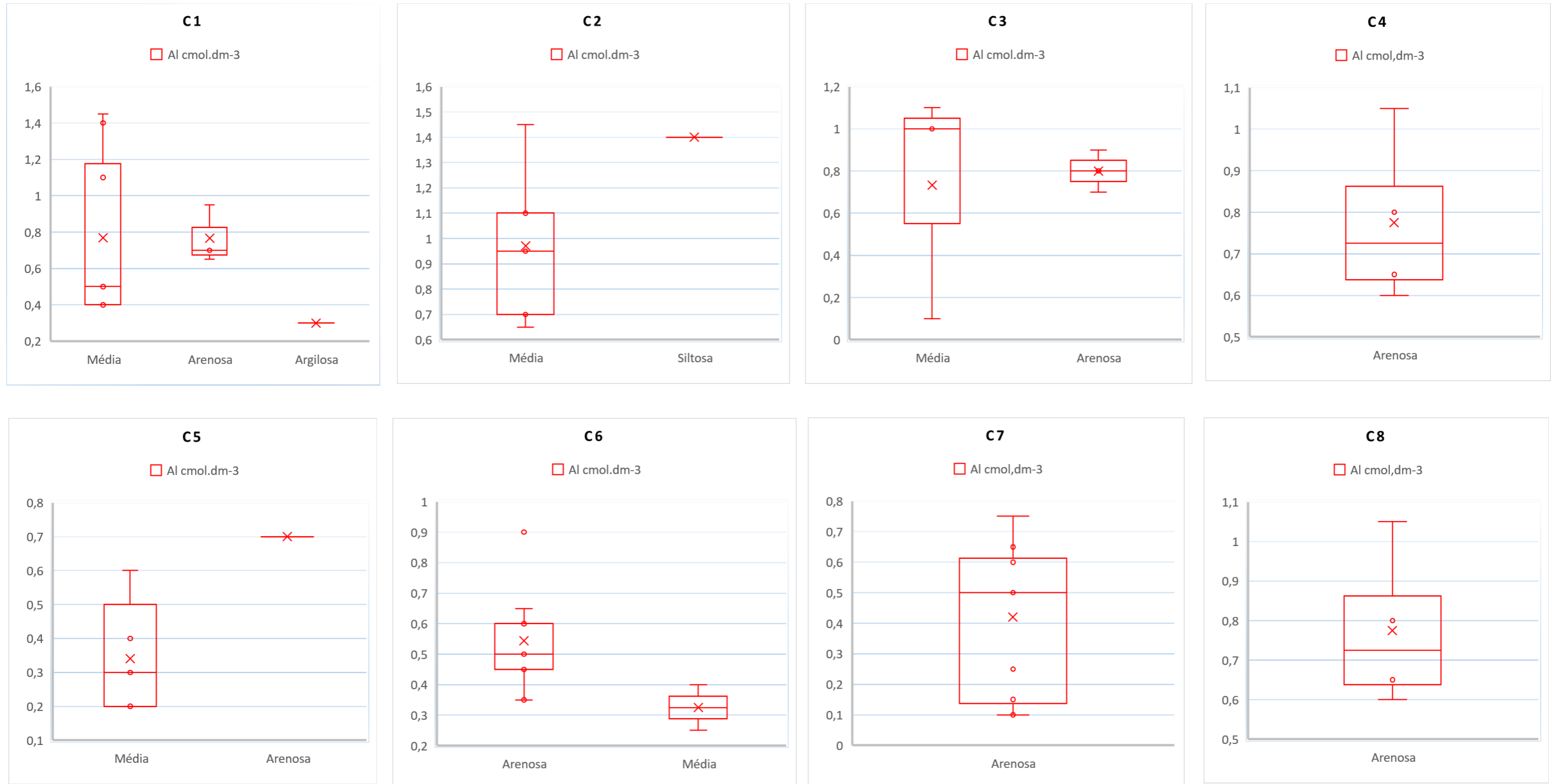
Este argilo-mineral é um alumínio hidratado ( $\text{AlOH}$ )<sub>3</sub> que foi encontrado na mineralogia da fração argila estudados no âmbito desta Tese. Ele portanto é considerado por Bigarella et al. (1996), como um material de alteração profunda das rochas, de tal forma que sua formação está associada à condições climáticas quentes e úmidas, tropicais ou subtropicais.

Segundo Brady (1976), para que ocorra a formação da gibbsita, ou até mesmo a bauxita, é necessário que ocorra intensa lixiviação do alumínio. Por outro lado para o enriquecimento dos hidróxidos de alumínio, é necessária uma intensa desilificação e consequente lixiviação, onde é necessário a influência de um ambiente muito ácido, conforme observado no perfil C2 (Figura 5.14) do gráfico de pH, onde trata-se de um ambiente redutor e hidromórfico, o qual a água é o principal agente ficando estagnada, justificado por ser fundo de vale.

Bigarella et al. (1996), no entanto, chama a atenção para o processo pedogenético da lixiviação do alumínio, que 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, à concentrações de hidróxidos de ferro e de alumínio. Essas condições são encontradas na área estudada do Chapadão do Diamante, onde o pH dos materiais superficiais são em sua maioria entre 3,0 a 6,0 como pode ser observado na Figura., a associação com matéria orgânica complexante (sobretudo ácidos fúlvicos) com o alumínio resulta em uma grande mobilidade, e o papel do próprio íon influencia no aumento da acidez dos materiais, desde que este se torne solúvel; assim, o íon  $\text{Al}^{3+}$  é considerado como agente acidificante com o íon  $\text{H}^+$ . Fato observado também no perfil C2 (Figura 5.13).

Figura 5.13-Gráficos do elemento alumínio dos perfis estudados



### 5.2.3 O pH

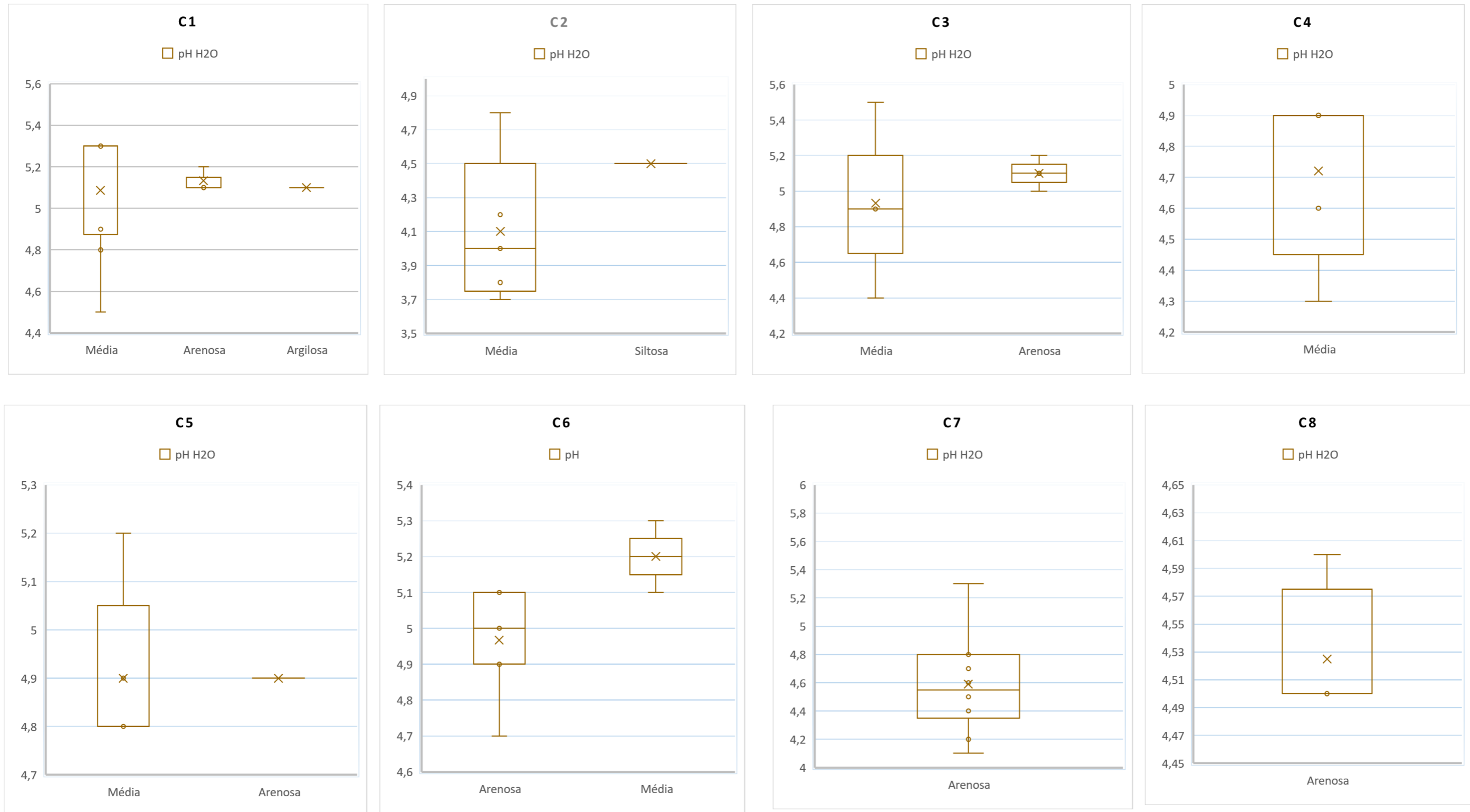
Ao observar os dados da Figura 5.14 (C1 a C8) nota-se que a maioria dos materiais superficiais desenvolvidos sobre as rochas quartzíticas são ácidos. O perfil C2 é o único que possui pH abaixo de 4,0 para as profundidades 20-40 cm, justificado por sua posição na vertente caracterizado pelo fundo de vale. Os demais perfis apresentaram valores muito semelhantes com média de 4,5 para o pH em água e esta pequena variação é influenciada devido à semelhança textural e o embasamento rochoso.

Dentre todos os perfis apenas o perfil C5 apresentou valor mais elevado, cujo máximo foi de 5,6 na profundidade entre 50-60 cm (Figura 5.14). Isso pode ser explicado pela composição do perfil onde há maior concentração de ferro apresentando concreções ferruginosas associadas a processo de laterização juntamente com a presença de MO que liberam ácidos húmicos aumentando a acidez dos materiais superficiais (LEPSCH, 2011).

A elevada acidez dos materiais superficiais desenvolvidos sobre as rochas quartzíticas pode ser explicada pelos seguintes fatores: a) teores de matéria orgânica que devido a produção de ácidos húmicos diminuem o pH do meio, em processo semelhantes aos relatados por Resende et al. (1997), Oliveira et al. (2007) Troen e Thompsom (2007). 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.

Assim, a presença do ácido silícico produzido pela dissolução da sílica, como apresentado por Martini (2000), cujos altos teores nas rochas da área estudada estão presentes, contribuem para a diminuição do pH, além da ação intensa do intemperismo químico que lixivia as bases em perfil.

Figura 5.14-Gráficos de pH dos perfis estudados.





#### 5.2.4 O elemento químico CÁLCIO

Os valores relativamente baixo de cálcio (Ca) dos perfis C1,C2,C3,C4,C5,C6 e C8( Figura 5.17) no Chapadão do Diamante pode ser explicado pelas litologias basicamente quartzíticas (Saad, 1990) cuja fórmula química, dióxido de silício (SiO)<sub>2</sub> não contempla esse elemento. Outro fato a considerar, é que trata-se de uma área que encontra-se muito dissecada, influenciando significamente na perda de cálcio uma vez associado com o aumento do intemperismo, devido o cálcio tratar de uma base bastante solúvel.

Dessa forma é preciso considerar que as rochas que compõe o embasamento geológico do Chapadão do Diamante apresentam um certo grau de intemperismo (CHAVES, 2008), como pode-se notar na área de estudo a dissolução da sílica , levando a supor que esse elemento há muito já foi retirado do sistema.

Segundo Augustin (1999), em seu estudo na Depressão de Gouveia, onde também apresenta composição quartzítica, 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.

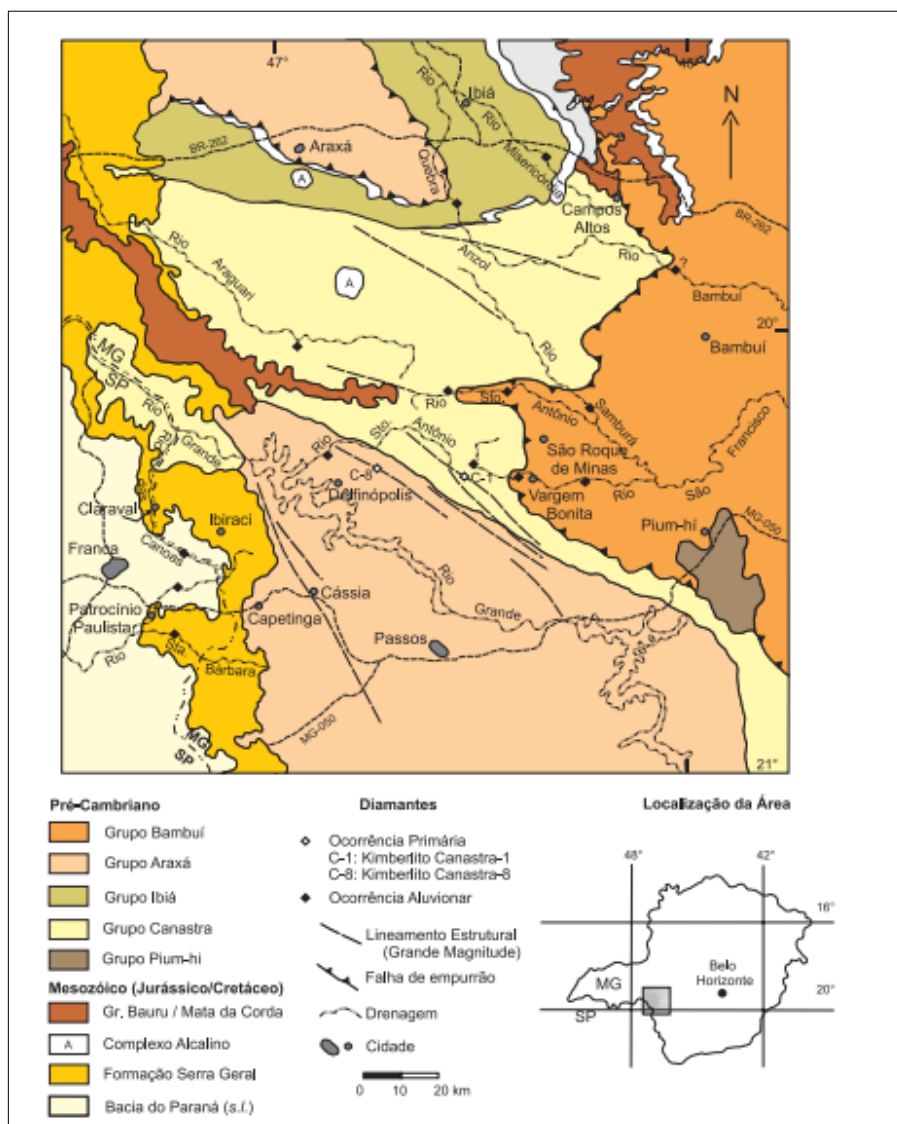
De acordo com os estudos de Summerfield (1991) ao analisar os sólidos totais dissolvidos em diversas partes do globo, mostra que em todas as regiões onde o pH é abaixo de 9, a solubilidade do cálcio é elevada. Locais com pH entre 6,0 e 6,5 o índice de solubilidade é de 600 partes por milhão (ppm), indicando, assim, que quanto menor o pH maior será a solubilidade do cálcio. Os dados do pH dos materiais superficiais dos perfis estudados (C1 ao C8)(Figura 5.14), 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 (THOMAS 1994; KRONBERG, 2010). Nelas, observa-se também uma grande dissolução do cálcio.

Sendo assim,, observa-se que o perfil C7 ( Figura 5.16) apresentou valor de 1,74 cmol.dm<sup>-3</sup> na profundidade 70-80 cm, o que pode-se inferir, a respeito da geocronologia abordada no item 5.4 que demonstrou idades mais recentes dessa área, ou seja, área onde o intemperismo atua mais lentamente, justificado pela baixa lixiviação do cálcio, localizado na alta vertente e divisores principais bem como embasamento geológico o qual, trata-se do Grupo Ibiá (Figura 5.15). A litologia é dada por metadiamicritos (VILELA, 2010) na base composta predominantemente por grãos de quartzo, muscovita, clorita e biotita (podendo predominar qualquer um dos três filossilicatos), com carbonato (CaCO<sub>3</sub>) e feldspato subordinados,

sobrepostos por calcifilitos e calcixistos e metapelitos e rochas carbonáticas do Grupo Bambuí (Figura 5.15). Este, complementa a sucessão regional de rochas pré-cambrianas, aflorando notadamente a leste da área de estudo (CHAVES et al, 2008).

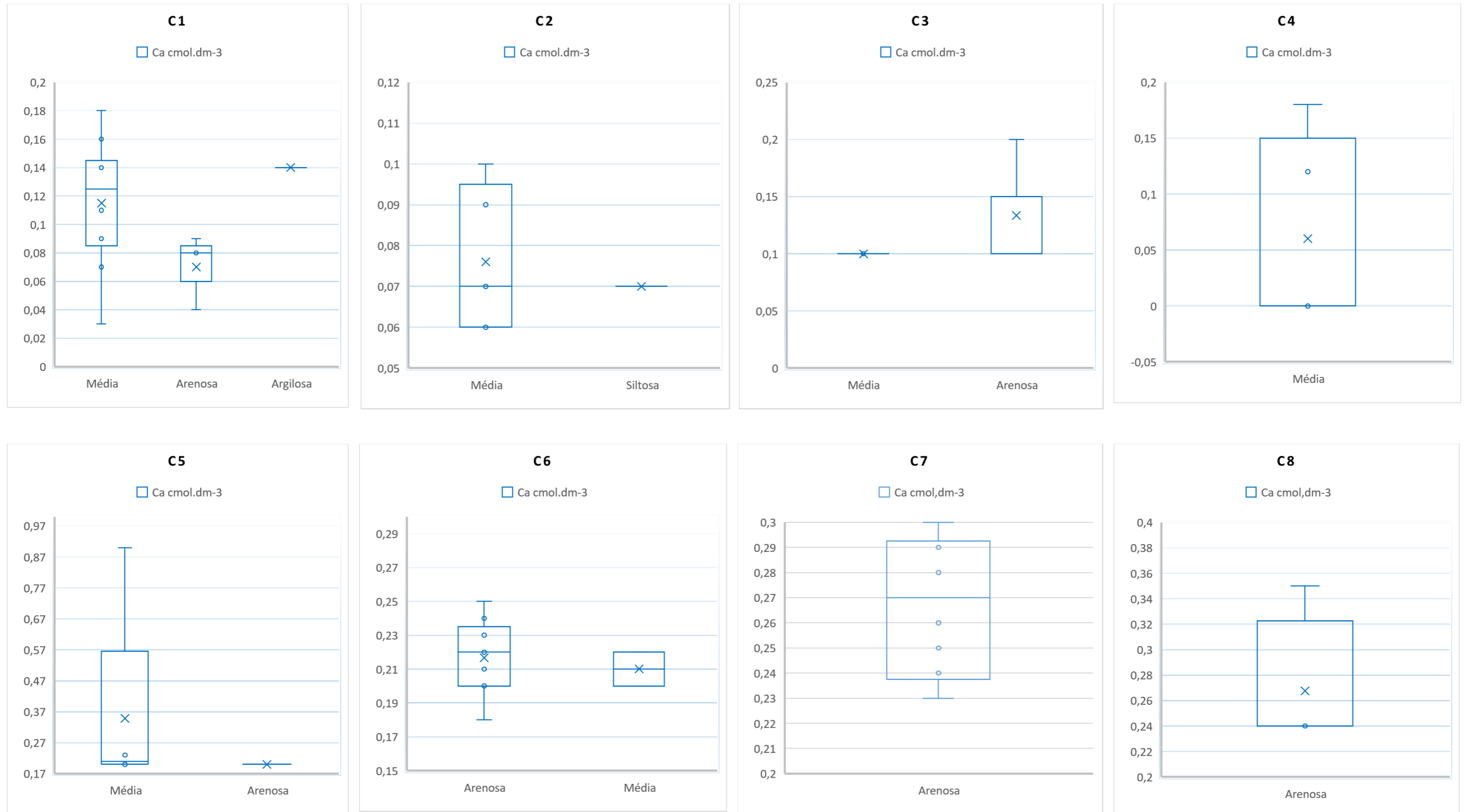
No entanto, erosão rápida em uma área em soerguimento poderá produzir feldspatos, a despeito de um clima úmido. Os carbonatos  $(CaCO)_3$  são abundantes nas rochas que recebem a denominação de calcifilito (SEER et al, 2000), e atribui sua origem tanto a processos sedimentares e/ou diagenéticos quanto a reações metamórficas de quebra do plagioclásio e sua transformação para termos mais sódicos, sob a influência de um fluido rico em  $CO_2$ . O principal efeito destas reações e da pressão dos fluidos foi a geração de veios de quartzo e carbonato, uma das prováveis fontes do elemento cálcio no Chapadão do Diamante.

Figura 5.15-Localização do Grupo Ibiá e Bambuí na área de estudo.



Fonte: Chaves, (2008)

Figura 5.16-Gráficos do elemento cálcio dos perfis estudados.



### 5.2.5 Espectrometria de raios gama: a geofísica a favor da geoquímica

A radioatividade dos materiais superficiais está diretamente relacionada ao material originário que o gerou, bem como a processos que atuaram na sua formação. O levantamento gamaespectrométrico reflete a variação geoquímica do K(potássio), do U(urânio) e do Th(Tório) nos 30 cm superiores da superfície da terra. Essa fina camada é sujeita aos efeitos do intemperismo, que conduz à perda de K em todos os tipos de rochas e, para as rochas félsicas, perdas também, de U e Th. A extensão da perda dependerá de muitos fatores, mas os valores médios estão entre 20-30% para os três radioelementos segundo Wilford et al. (1997). De acordo com os mesmos autores, durante o intemperismo químico e físico, os radioelementos são liberados da rocha, redistribuídos e incorporados ao material superficial (intemperizado *in situ* ou proveniente de transporte). Em muitos casos, as características dos radioelementos podem diferir significativamente da fonte, devido à re-organização textural e geoquímica que ocorre no perfil intemperizado.

As rochas intermediárias e básicas mostram pouca mudança dos radioelementos durante o intemperismo inicial. No entanto, a pedogênese pode resultar em materiais com duas ou três vezes mais U e Th que a rocha mãe. A interpretação do grau de intemperismo e as respostas gama requerem a compreensão das características dos radioelementos na rocha mãe, bem como do material intemperizado. Assim, deve-se ter muita precaução quando essas relações são utilizadas no processo de interpretação de levantamentos gamaespectrométricos, dependendo da natureza do material de origem e da história do intemperismo.

### 5.2.6 O elemento Potássio: integração geoquímica com a geofísica

O potássio apresentou valores que variaram entre 0,0 a 55,29 mg.dm<sup>-3</sup> (Figura 5.17) e pode ter sua fonte associada, em parte, aos minerais filosilicatados Si[Na, Al, K, Ca, Fe e O] e nos feldspatos[K, Na, Ca] (Si, Al)<sup>4</sup> O<sub>8</sub>, como indicado por (CHAVES et al, 2008) (SEER et al, 2000), que são encontrados tanto nas rochas quartzíticas do embasamento do Grupo Canastra, quanto nas rochas do Grupo Ibiá.

Sendo assim, observou-se uma grande diminuição em profundidade (Figura 5.17) (anexo 1 ao 8) entre 22,0 a 2,4 mg.dm<sup>-3</sup> no perfil C1; 55,29 a 4,38 mg.dm<sup>-3</sup> para o perfil C2; 18,1 a 2,4 mg.dm<sup>-3</sup> no perfil C3; 14,17 a 4,38 mg.dm<sup>-3</sup> no perfil C6; variação entre 51,38 a 2,48

mg.dm<sup>-3</sup> para o C7 e 23,96 a 4,38 mg.dm<sup>-3</sup> no C8. Esses valores demonstraram a facilidade do elemento potássio em ser lixiviado, que por sua vez é justificado pelo seu valor significativo, observado nas profundidades do mesmo perfil C2 (Figura 5.17) de 0,0 mg.dm<sup>-3</sup> caracterizando um esvaziamento geoquímico por lixiviação

Porém no ponto C5 os valores de potássio mantiveram um padrão de equilíbrio em todo o perfil (16 a 14,17 mg.dm<sup>-3</sup>). Possivelmente, isto é resultado do fato destes terem sido formados sobre xistos e rochas de embasamento que possuem maior percentual deste elemento.

Na imagem do Th (Mapa 5.1), observam-se valores altos, médios e baixos, embora exista uma tendência das maiores concentrações deste elemento, representado pela cor azul e violeta localizados na parte central do Chapadão do Diamante associado a topos aplainados, segundo estudos de compartimentação de Nazar (2018) (Mapa 3.1), enquanto que menores concentrações é observada nas bordas.

A ocorrência de tório, pode ser explicada pela relação deste radionuclídeo com materiais orgânicos, devido a elevada capacidade de troca de cátions (ambiente oxidante) e a ocorrência de materiais hidromórficos em áreas mal drenadas (ambiente redutor) dos fundos de vale, os quais explicam a permanência deste radionuclídeo nestas regiões. Entretanto, no estudo do ciclo de interações do tório, observou-se que a mobilidade do tório também pode ocorrer na forma de complexos e colóides, como nos casos de complexos solúveis de sulfatos, nitratos, carbonatos, fosfatos, silicatos, orgânicos, etc., que permitem ao tório certa solubilidade e mobilidade em condições naturais (ATKINS,2002)

O tório pode também ser transportado quando adsorvido em colóides argilosos e óxidos de ferro, podendo neste caso ser transportado das porções mais elevadas, onde ocorrem a presença das lateritas conforme Mapa 3.1 de compartimentação da caracterização da área. Porém, Boyle (1982) citou que durante o desenvolvimento dos materiais superficiais, quantidades consideráveis de urânio são lixiviadas pelo intemperismo, quando comparadas com o tório, aumentando, portanto, a razão Th/U em relação a rocha fonte.

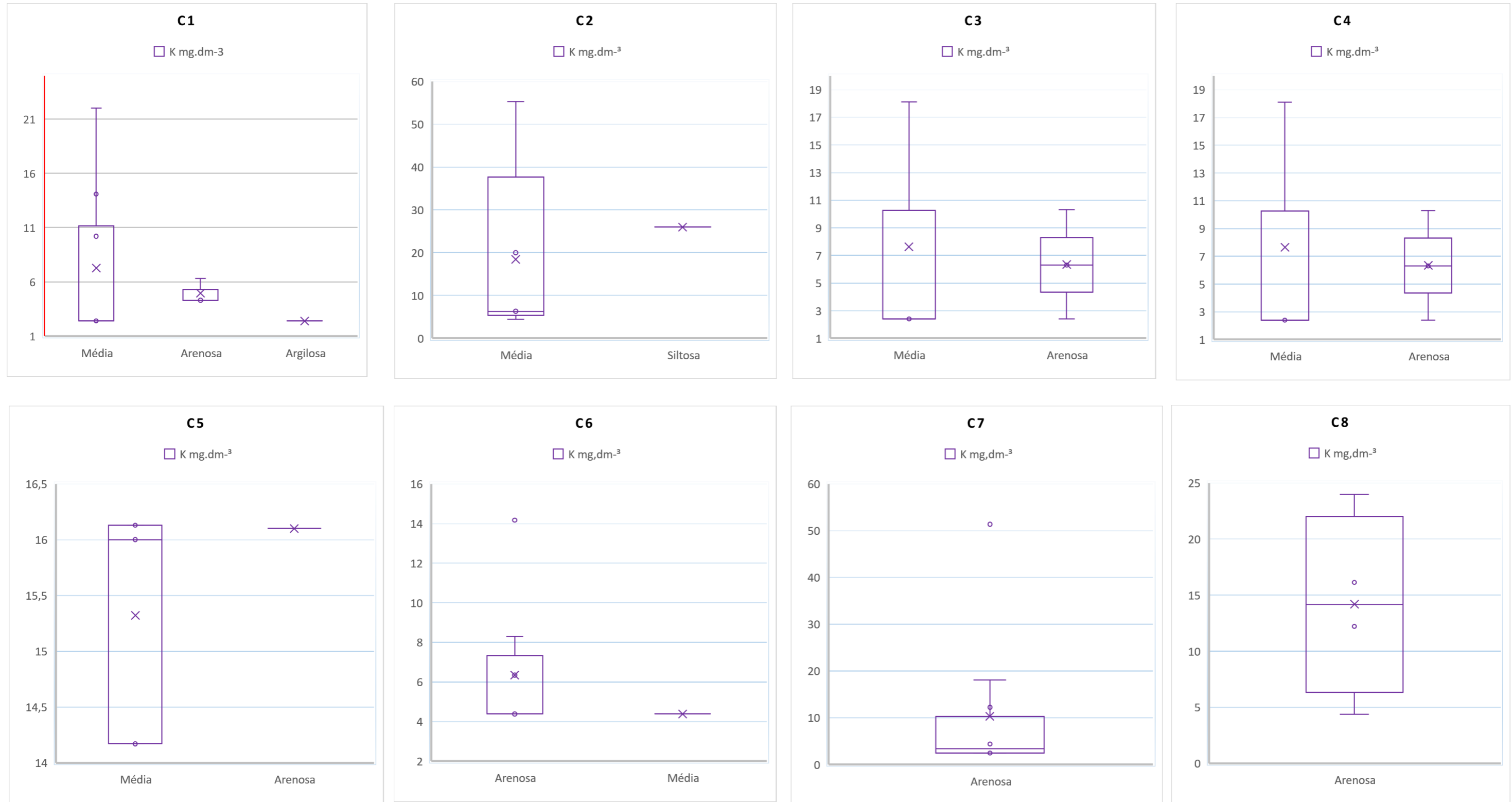
A imagem do K (Mapa 5.2) apresenta menores valores nas bordas (cores vermelhas e amarelas) associadas a cristas quartzíticas e linhas de escarpa, e concentrações maiores na parte central (cores azuladas) relacionadas aos topos aplainados.

No caso da presente pesquisa, apesar do material não ser oriundo de fontes graníticas como a área estudada por Wilford et al. (1997); elevados valores de K foram observados pontualmente nos perfis (C1 a C8) (Figura 5.17) e também no entorno do Chapadão do Diamante (Mapa 5.2). Sendo possível afirmar que há uma concentração de

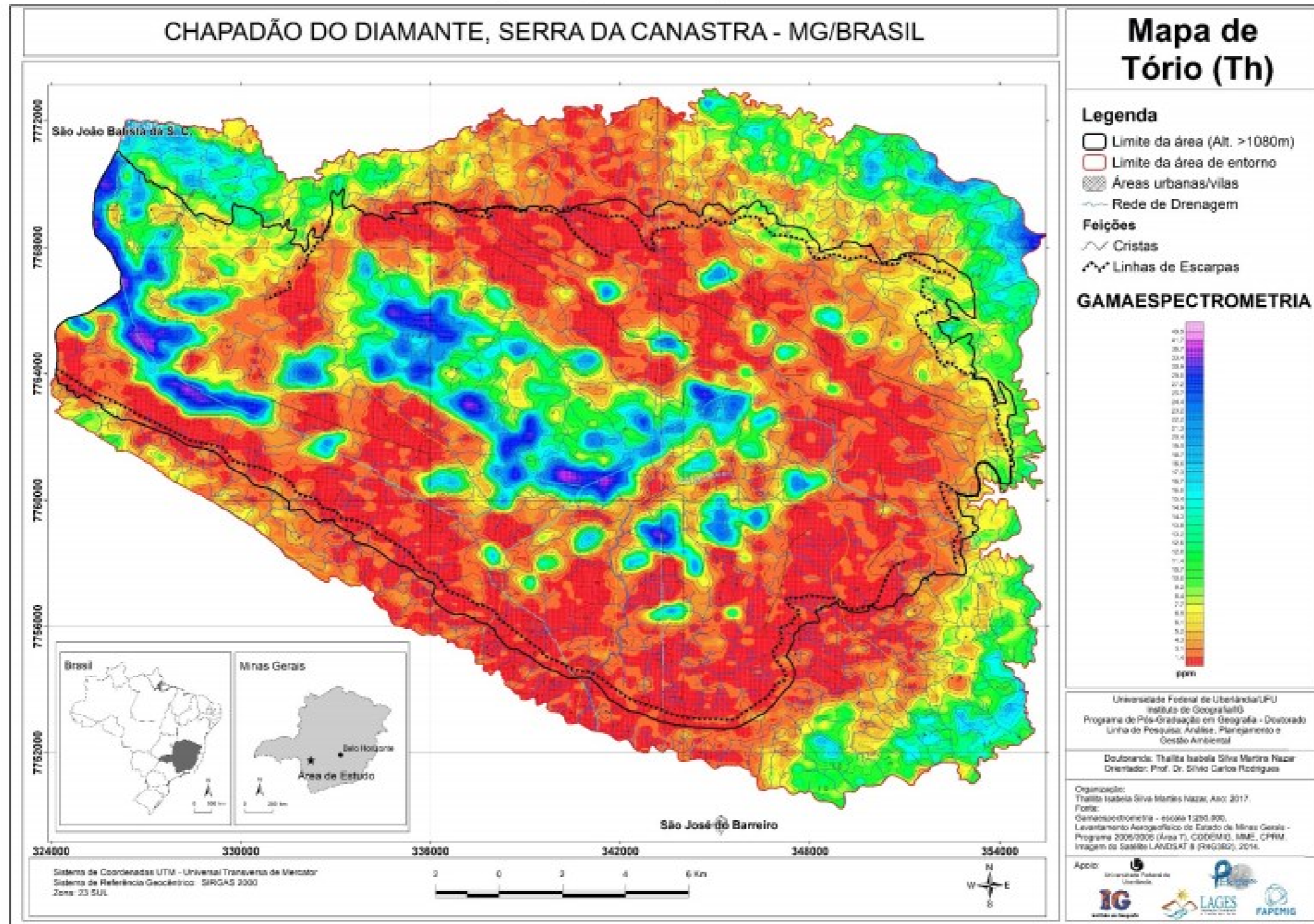
material micáceo oriundo do embasamento.

Segundo Atikins (2002), o potássio é quimicamente móvel e solúvel na maioria das condições de intemperismo. Durante tais processos o K é desprendido de minerais primários, como os feldspatos potássicos e micas e adsorvido em minerais de argila, como a illita, montmorilonita e, em menores proporções, na caulinita. Sugere-se, portanto, que a ocorrência desta anomalia de K seja oriunda do transporte deste radionuclídeo (elevada atividade deposicional), das porções mais elevadas do terreno, bem como da contribuição do potássio presente nos feldspatos e micas do embasamento rochoso.

Figura 5.17-Gráficos do elemento potássio dos perfis estudados



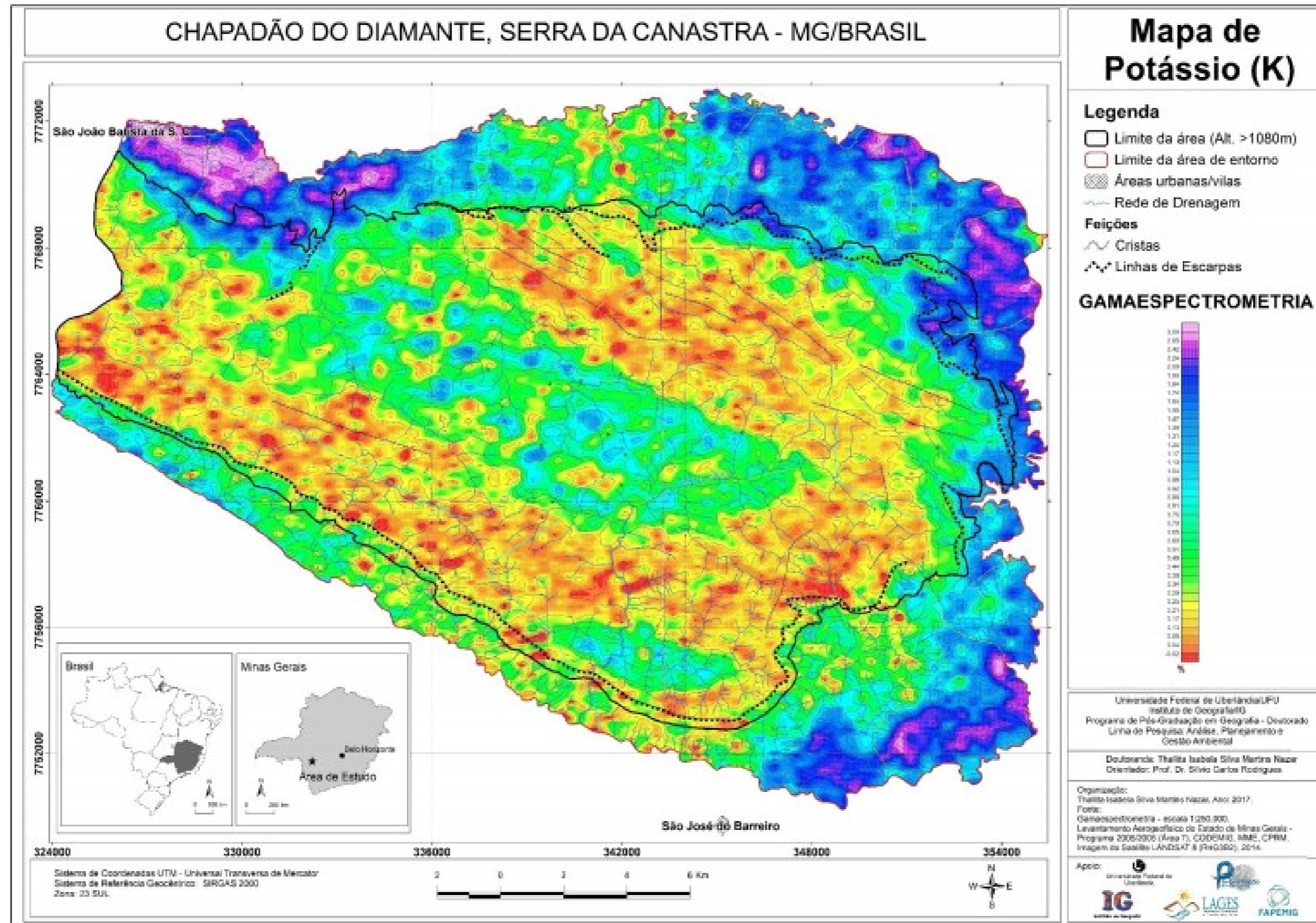
Mapa 5.1-Concentração de Tório no Chapadão do Diamante



Fonte: Nazar, (2018)

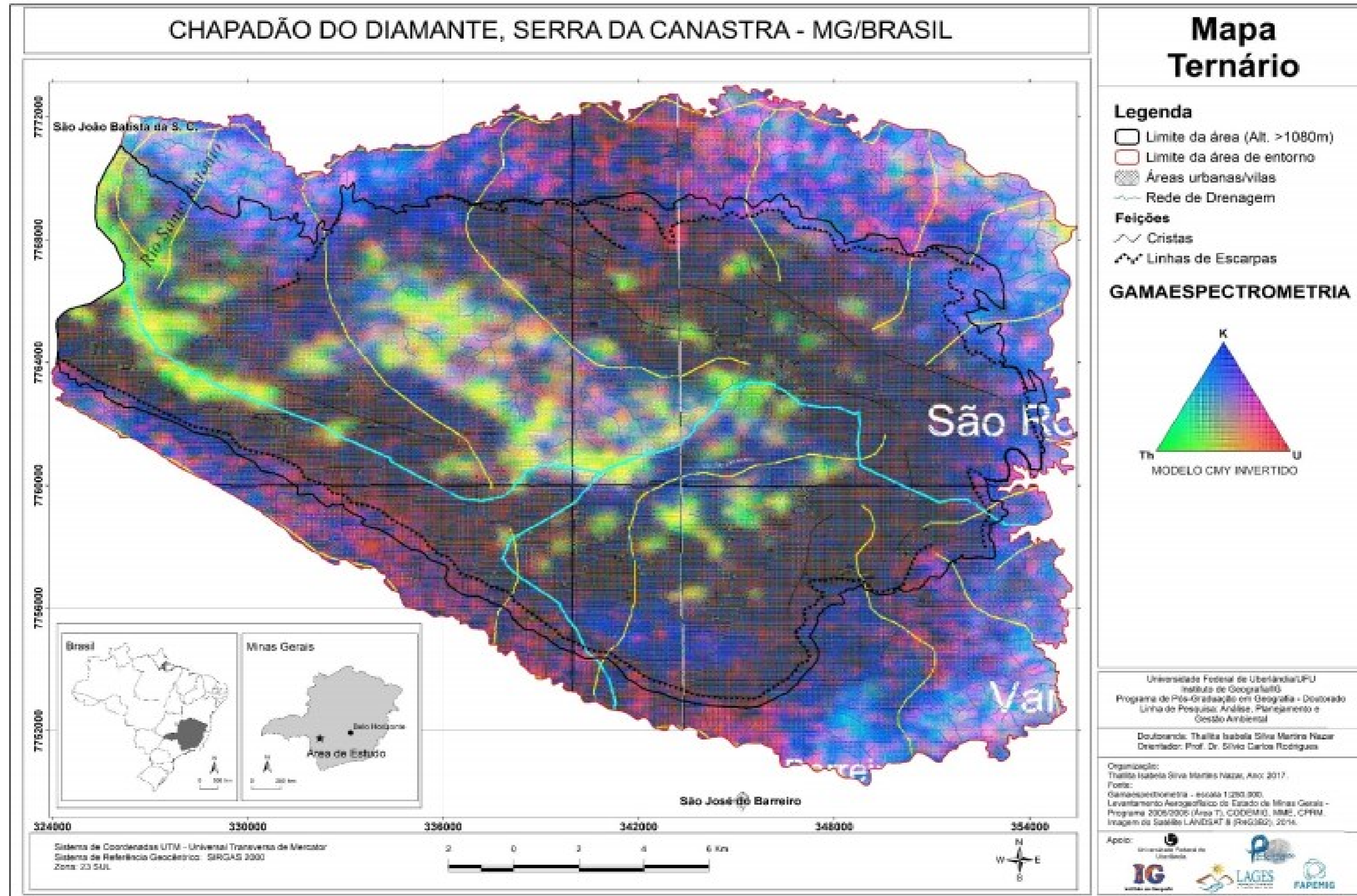


Mapa 5.2-Concentração de Potássio no Chapadão do Diamante



Fonte: Nazar, (2018)

Mapa 5.3-Mapa Ternário no Chapadão do Diamante



Fonte: Nazar, (2018)

### 5.2.7 O elemento químico FÓSFORO

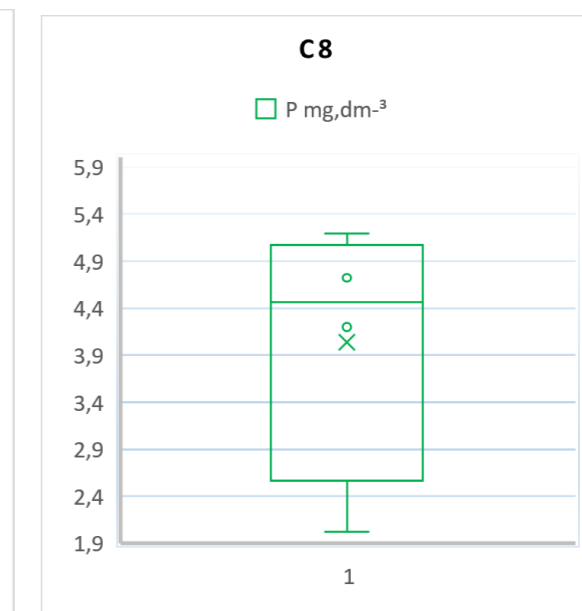
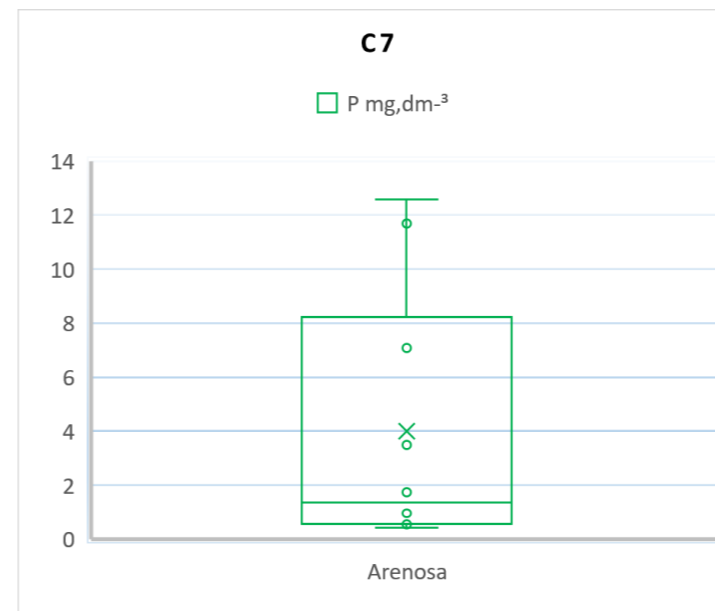
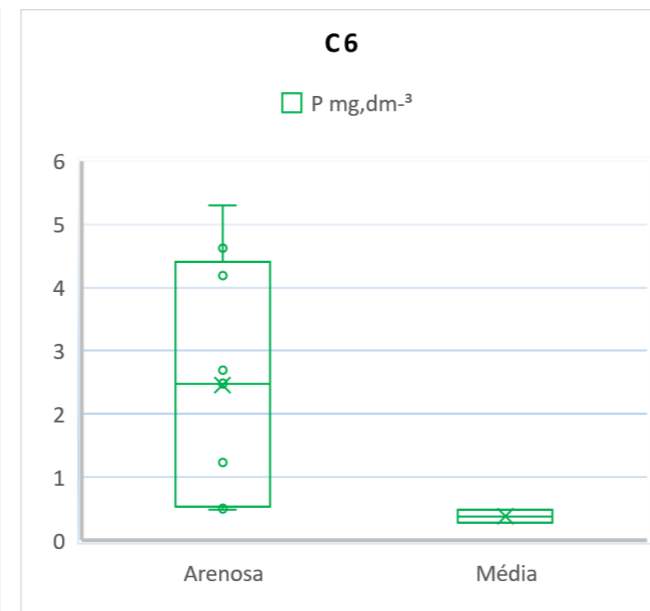
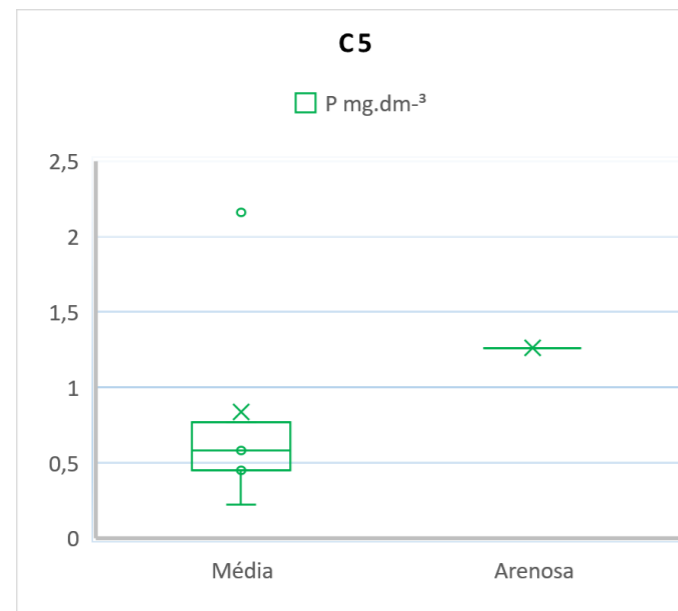
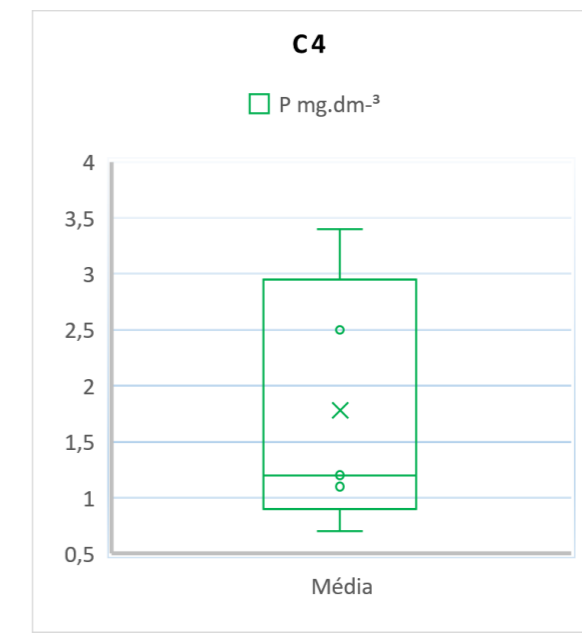
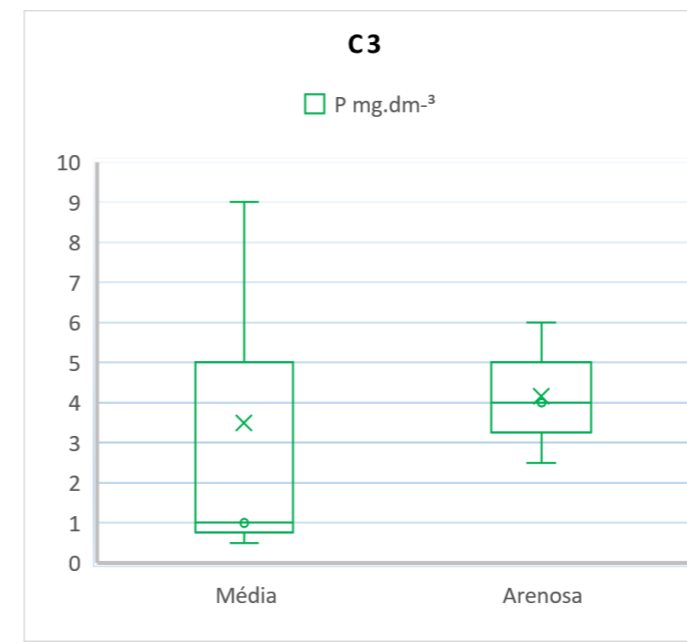
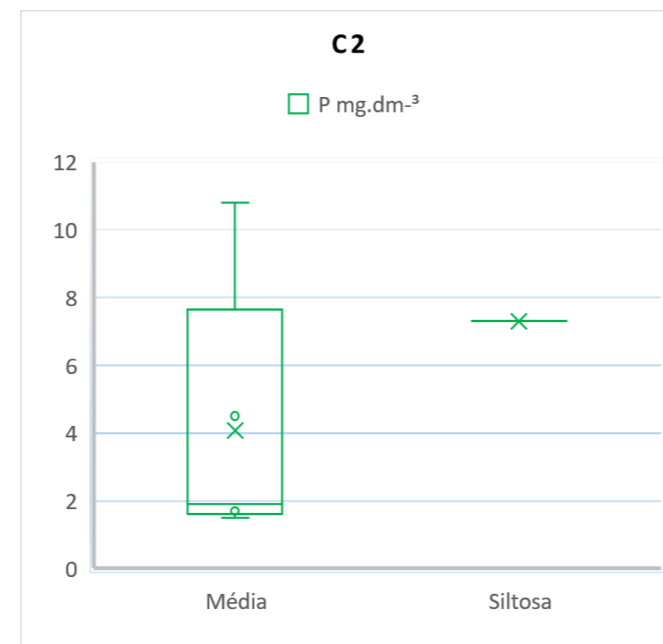
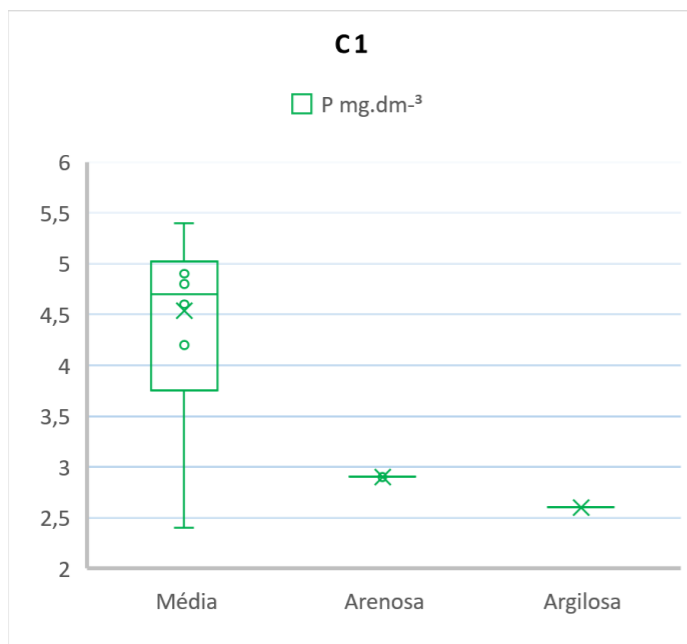
Os valores de fósforo demonstraram concentrações que variaram entre 0,22 a 12,57 mg.dm<sup>-3</sup> na área estudada, como pode ser observado na Figura 5.18. Segundo Troeh e Thompson (2007), este elemento torna-se mais ou menos disponível com os elementos ferro e o alumínio, o que aparentemente responde pelo fato dele ocorrer abundantemente no perfil C7 (12,57 mg.dm<sup>-3</sup>) e perfil C5 (3,46 mg.dm<sup>-3</sup>), os quais se encontram em processo mais avançado de laterização.

Segundo Ronquim (2010) a dinâmica do fósforo nos materiais superficiais está associada a fatores ambientais que controlam a atividade dos microrganismos, os quais imobilizam ou liberam os íons ortofosfato. Assim, em materiais jovens como no perfil C1 e C7 e nos moderadamente intemperizados C2 e C3, ainda ocorre fósforo em minerais primários, mas a maior parte deste elemento se encontra na forma orgânica (Po), ou na forma mineral (Pi), adsorvida fracamente aos minerais secundários. Nos materiais altamente intemperizados C5 e C8, predominam as formas inorgânicas ligadas à fração mineral com alta energia e as formas orgânicas estabilizadas física e quimicamente.

De acordo com o maior ou menor grau de estabilidade destes compostos, são enquadrados como fosfatos lábeis e não-lábeis. A fração lábil é representada pelo conjunto de compostos fosfatados capazes de repor rapidamente a solução dos materiais, quando ele é absorvido por plantas ou por microrganismos. Por isso, as frações mais lábeis são dependentes do grau de intemperização do solo, da mineralogia, da textura, do teor de matéria orgânica, das características físico-químicas, da atividade biológica e da vegetação predominante (CROSS, 1995; SANTOS, 2015).

Assim, os processos geoquímicos e biológicos transformam os fosfatos naturais em formas orgânicas e inorgânicas estáveis e transferem o fósforo entre os compartimentos do ambiente.

5.18-Gráficos do elemento potássio dos perfis estudados



### 5.2.8 CTC e Soma de base (V%)

Os valores da Capacidade de Troca Catiônica (CTC), variaram entre 0,29 e 4,12  $\text{cmol.dm}^{-3}$  conforme (Figura 5.19). O valor de CTC possui intrínseca relação com matéria orgânica e teor de argila. Dessa forma, o perfil C2 apresentou maior valor desse atributo, 4,12  $\text{cmol.dm}^{-3}$ , justificado pela textura argilosa (Gráfico 5.2) e posição na vertente em fundo de vale. Os materiais superficiais, nesse caso provavelmente serão ácidos; confirmado pelos valores de pH de 3,75 descritos na Figura 5.14. Essa situação pode ser comum para áreas tropicais, que é o assunto dessa pesquisa.

Em seu estudo em área de cerrado Santos (2015), encontrou maiores valores de CTC normalmente associados em locais onde os teores de MO e argila são elevados. Esses atributos contribuem com o aumento de cargas negativas favorecendo, assim, a retenção de bases trocáveis ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ , P etc). Assim, outro fator que deve ser considerado na área estudada é a topografia com intervalo de declive de 0 - 1,05 (Nazar, 2018), o que provavelmente, contribuiu com o acúmulo de argila e incremento da CTC nessa superfície. Nota-se portanto, uma heterogeneidade na distribuição espacial desse atributo.

A saturação de bases (V), oscilou entre 0,58 % e 69,35% (Figura 5.20). Ressalta-se que materiais superficiais nas regiões de cerrado, apresentam geralmente  $V < 50\%$ , ou seja são distróficos. Os perfil C7 apresentou valor maior que 50%, justificado por localizar na alta vertente, próximo a divisores principais, que de certa forma ainda não sofreu intemperismo suficiente para acusar um esvaziamento geoquímico. A textura arenosa em todos os perfis também mantém relação de proporção com os valores menores que 50% devido possibilitar a lixiviação das bases em solução. Já para perfil C2 (Figura 5.21) apresentou os menores valores observados o que podem ser decorrentes da posição que favorece a adição dos íons das partes mais altas e diminuição das perdas por lixiviação, em razão da condição de drenagem, o que contribuiu para os baixos valores de pH em água.

Nesse mesmo raciocínio, as cotas mais baixas estão sendo favorecidas, pela chegada de nutrientes oriundos das cotas mais altas, ou seja, é possível que os fluxos sejam tão intensos que os cátions básicos têm a rampa como forma preferencial de passagem, como pode-se observar o perfil C7.

Figura 5.19-Gráficos de CTC dos perfis estudados.

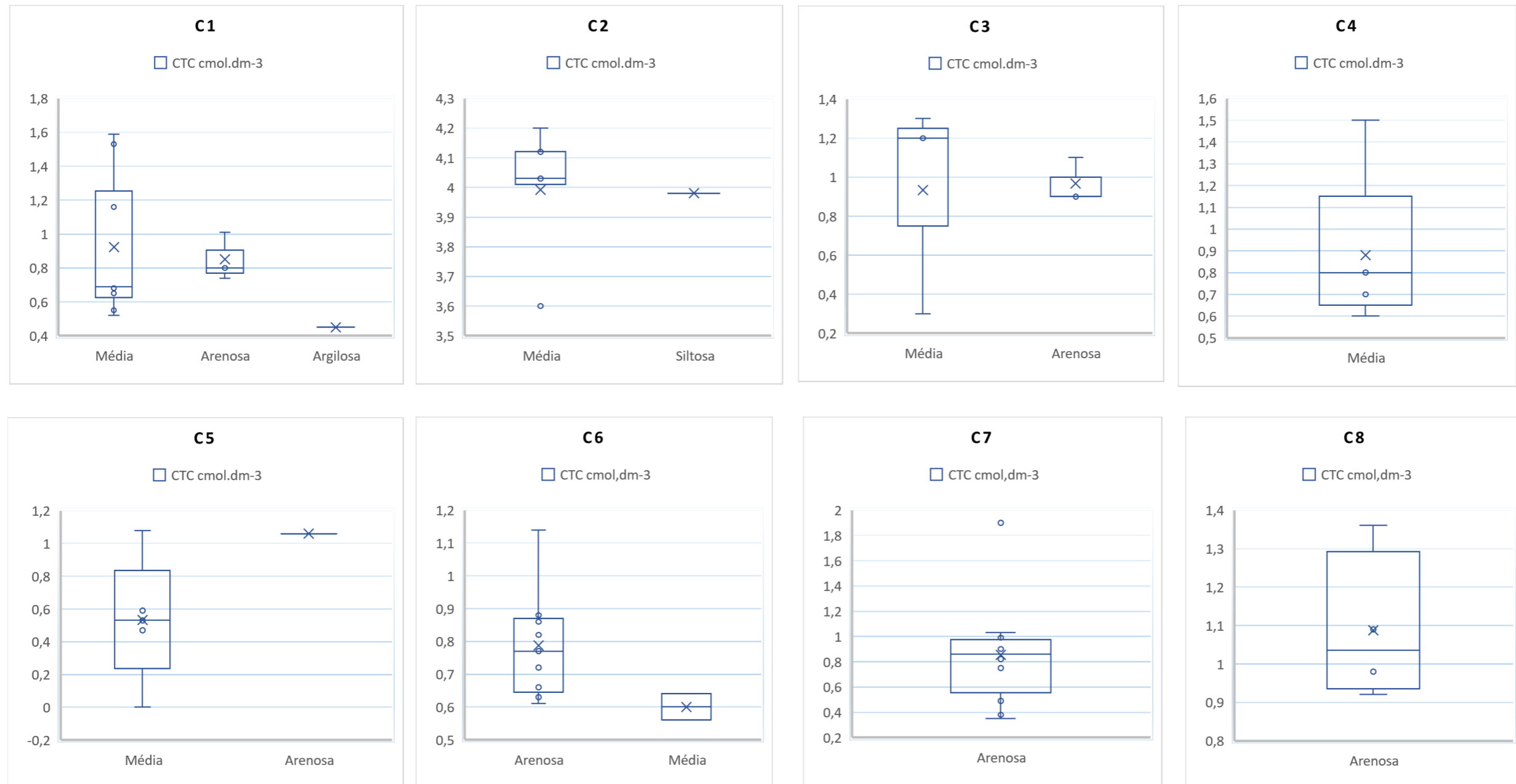
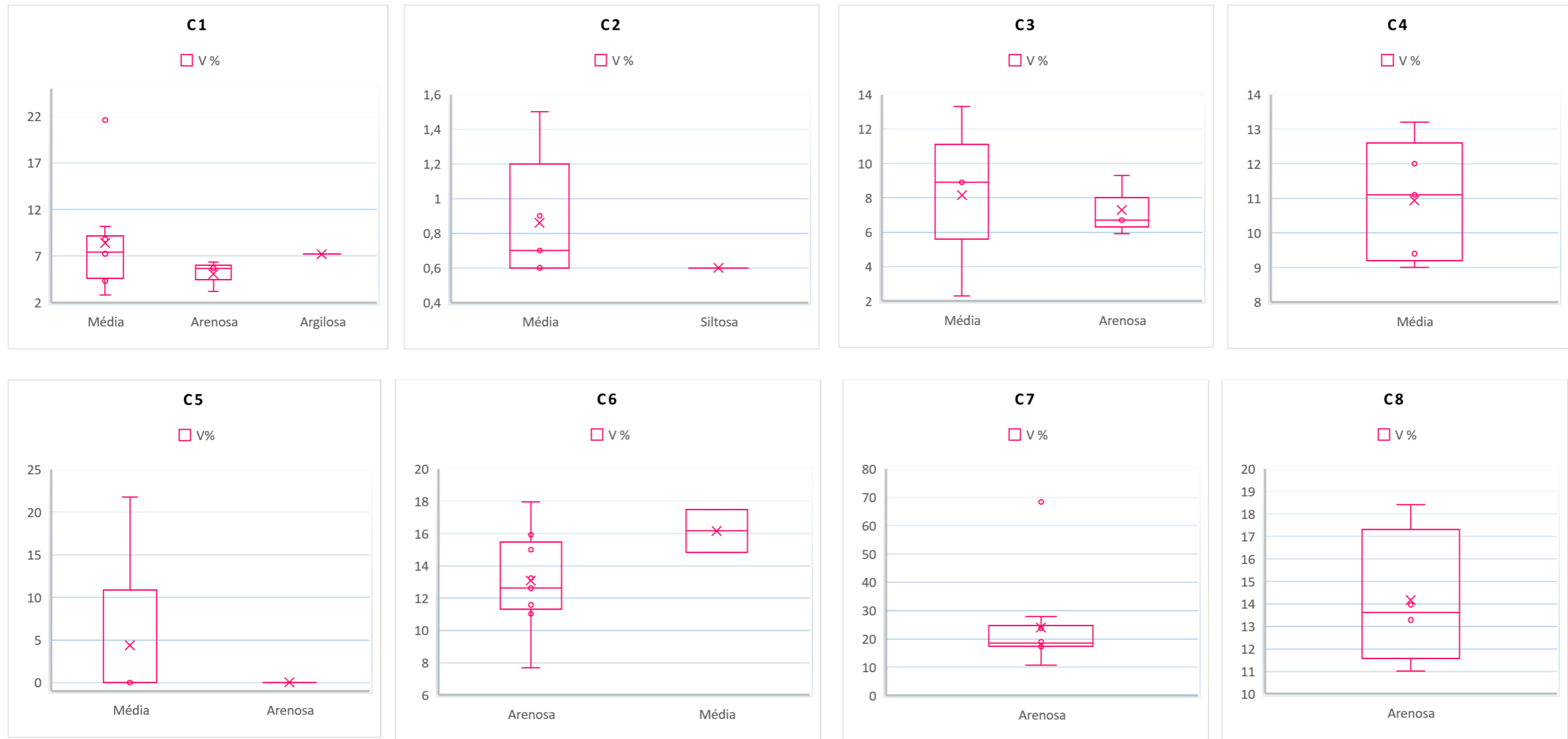


Figura 5.20-Gráficos de soma de base dos perfis estudados.



### 5.3 Mineralogia da fração argila

Os resultados são apresentados em função da sequência das etapas estruturadoras deste estudo, para identificar as relações dinâmicas e de posicionamento dos componentes avaliados, através de reflexões sobre a interação material superficial-paisagem.

#### 5.3.1 Análise de DRX da fração de argila

Os difratogramas da fração argila para o perfil C9 são apresentados nas Figuras 5.23, 5.24 e 5.25. A assembléia mineralógica é identificada pelos picos característicos nos difratogramas, os quais indicam ser a gibsita, a caulinita, a goethita e a muscovita se destacando em todas as profundidades, sendo o mineral dominante a gibsita com valores de (94,2% e 74,2%), constatada pela permanência em todos os tratamentos correspondentes. Esse fato de acordo com estudos de Santos e Confessor (2019) da área, permite concluir que as condições de formação, além da bioturbação, incluem uma elevada umidade, visto que é necessária uma relativa disponibilidade de água no sistema para mobilizar o ferro, além da presença da goethita (16,4%) (Figura 5.24), cuja síntese se dá pela hidratação da hematita.

De acordo com o autor citado acima, para a formação das caulinitas, o mais importante é que a lixiviação de bases, é a redução da sílica ( $\text{SiO}_2$ ) disponível no sistema. Assim, as porcentagens de caulinita nas amostras das Figuras 5.23 e 5.24, estão diretamente ligadas ao teor de sílica ( $\text{SiO}_2$ ) presente nas rochas quartzíticas da região do Chapadão do Dimanate, onde portanto, observa-se uma intensa lixiviação, de acordo com os resultados na sequência das respectivas profundidades demonstradas nos gráficos dos anexos 1 a 8. Ou seja, pela ausência da sílica nas profundidades de 20-30 cm e 90-100 cm e com pico de 1,3% na profundidade de 100-110cm, favorecendo portanto, a formação da caulinita.

O aumento da presença dos compostos secundários gibsita, caulinita, clinocloro, sílica e muscovita na profundidade de 100-110cm (Figura 5.23), é explicado pela estabilidade desses minerais de acordo com ambiente de maior intemperismo, justificados, pela idade mais antiga observada nas análises geocronológica por LOE, como será abordada no item 5.4. O intemperismo em quartzitos na região estudada segundo Santos (2019) é responsável pela dissolução do quartzo junto ao arranjo dos cristais (Figura 5.2).



Figura 5.21-Dissolução da sílica em quartzitos



Autoria: Santos, 2018.

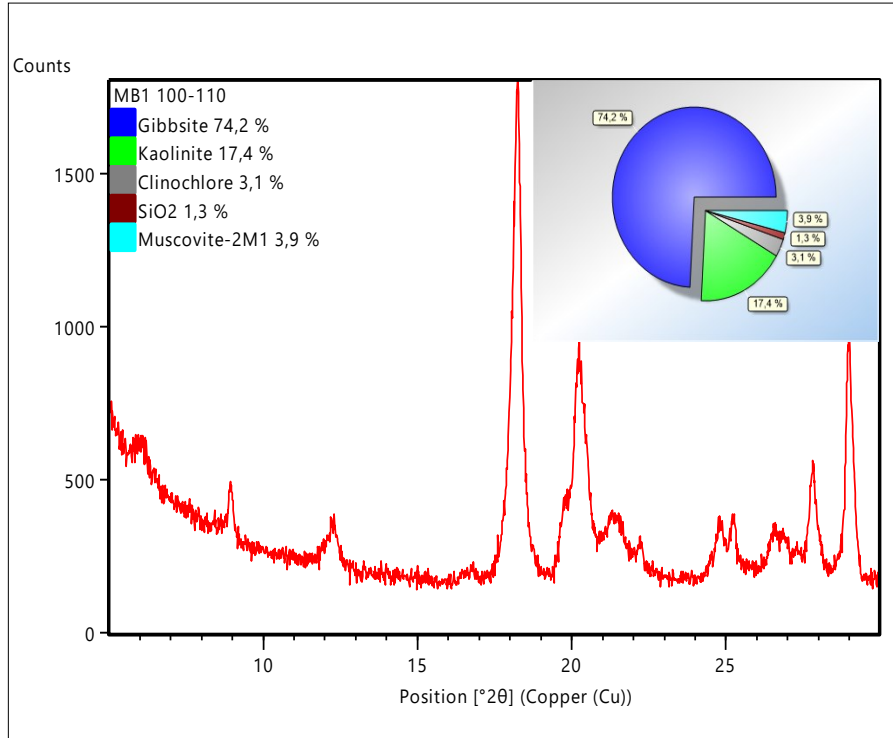
O processo geoquímico desagrega os quartzitos e quando, em junção com o intemperismo de sob-superfície, promove lixiviação da sílica, que por sua vez ocorre em mantos de alteração a formação dos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio. Estes, em quantidades suficientes, podem conduzir a processos de laterização. A laterização e a intensa lixiviação favoreceram a formação de goethita (cor amarelada), hematita (cor vermelha) e gibbsita (Figura 5.22), elementos que permitem sugerir que área está por muito tempo sob influência de um clima quente e úmida a formação dos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio. Estes por sua vez, em quantidades suficientes, podem conduzir a processos de laterização.

Figura 5.22- Presença de goethita (cor amarelada) e hematita (vermelho) nos materiais superficiais



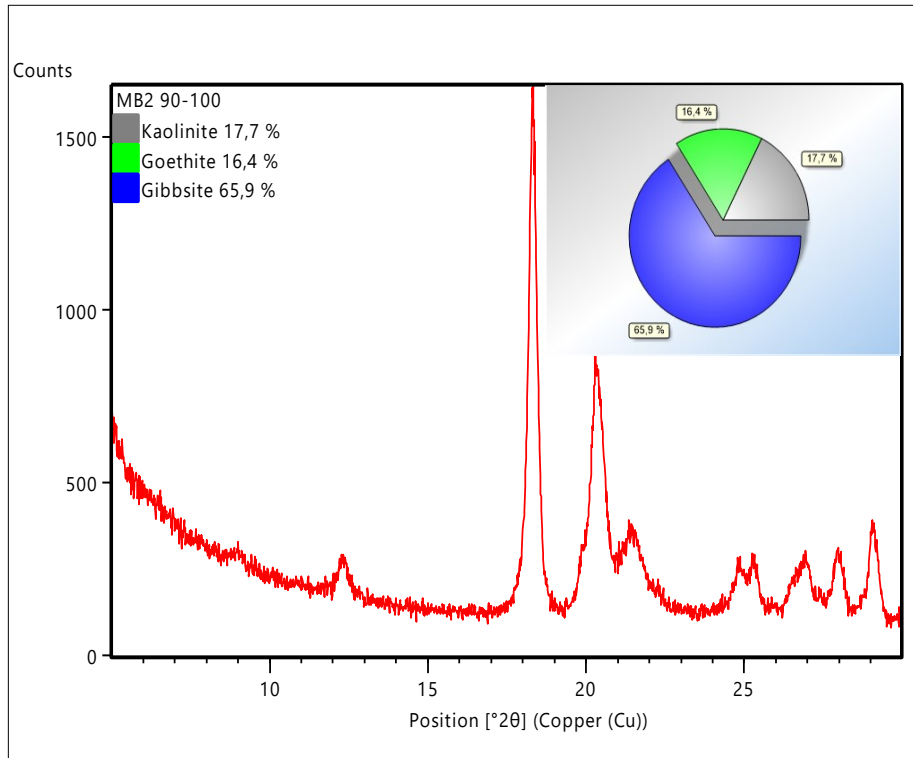
Autoria: Santos, 2018.

Figura 5.23-Difratograma do perfil C9/10 prof. 100-110cm



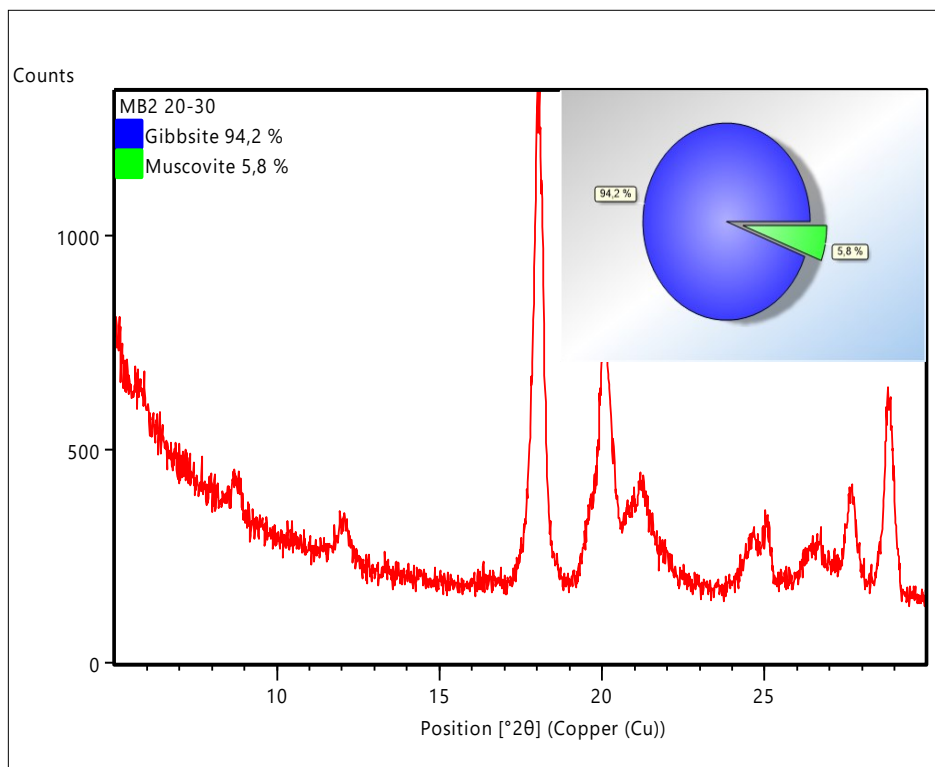
Fonte: Santos, (2019).

Figura 5.24-Difratograma do perfil C9/10 prof. 90-100cm



Fonte: Santos, (2019)

Figura 5.25-Difratograma do perfil C9/10 prof. 20-30cm

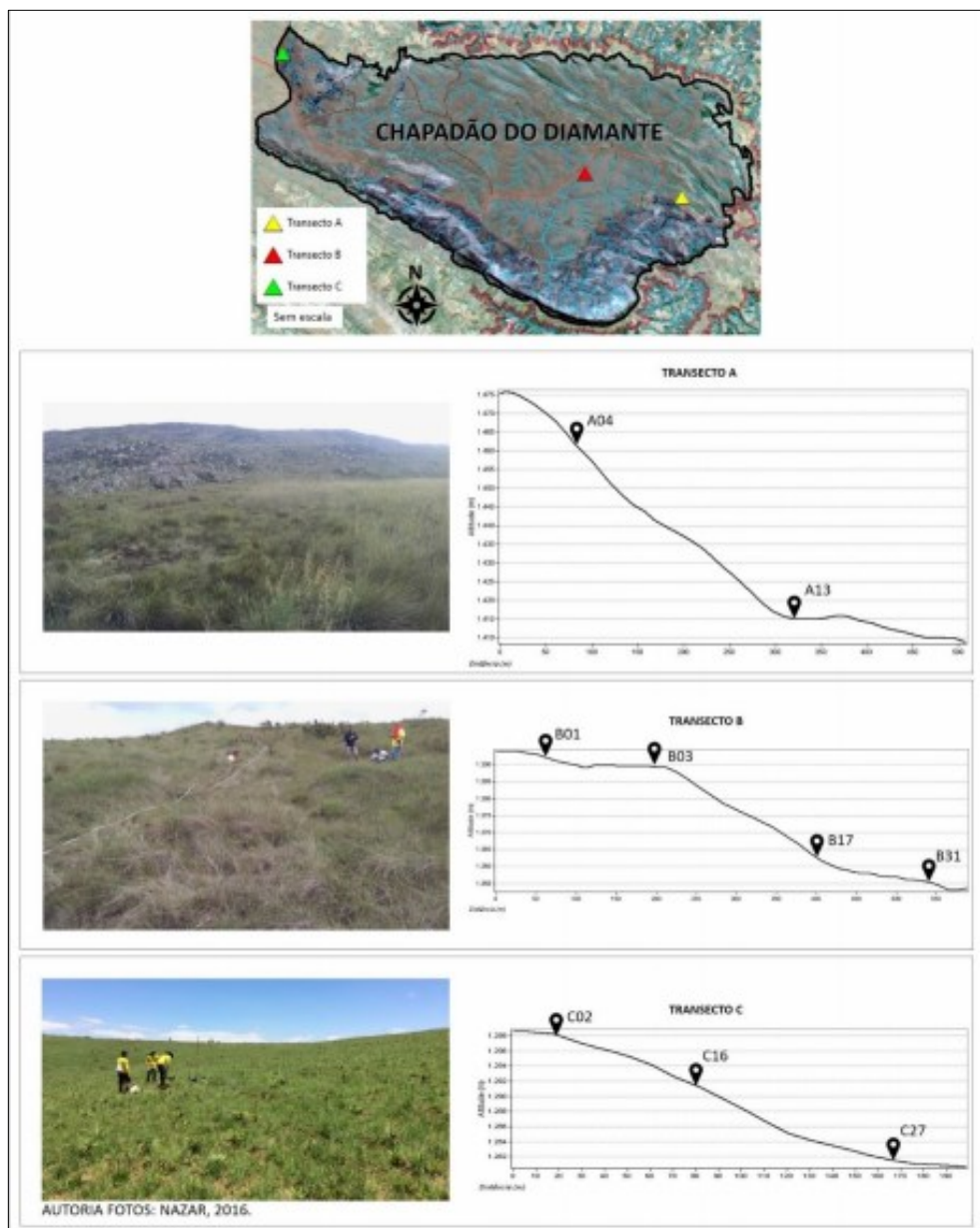


Fonte: Santos, (2019).

Nazar (2018), ao estudar as geocoberturas de três transectos do Chapadão do Diamante, encontrou na mineralogia da fração argila, além dos mesmos minerais acima descritos por Santos (2019), outros também relevantes que nos permite inferir sobre a paisagem e seu processo intempérico.

No transecto A (Figura 5.26) localizado mais a norte do Chapadão do Diamante, onde situa-se alta e baixa vertente, foram identificados no difratograma, picos característicos de caulinita  $[(Al_2 Si_2 O_5 (OH))]$ , ilita  $[(K,H_3O)Al_2Si_3AlO_{10}(OH)_2]$ , sílica ( $SiO_2$ ), grafita (C) e gibsita  $[Al(OH)_3]$  (Figuras 5.27 e 5.28). Observa-se que o pico mais preponderante é o da grafita (C) e sílica( $SiO_2$ ), que remetem a ideia de pouco metamorfismo local, uma vez que o quartzo trata-se de um mineral primário resistente e o carbono é o produto de sua fixação nos materiais superficiais e consequente adsorção na MO, sem perda material no sistema.

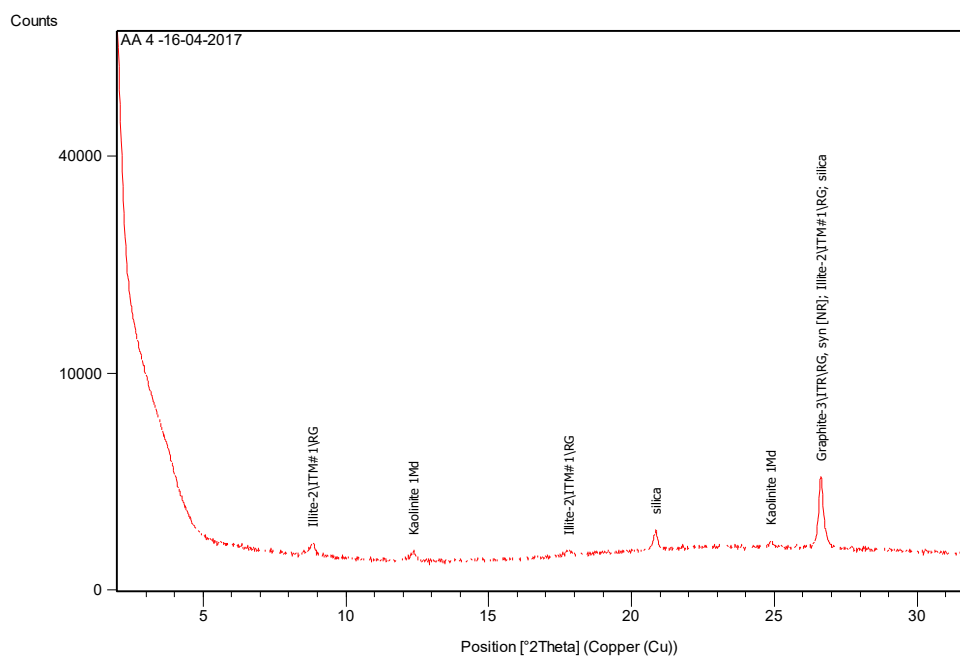
Figura 5.26-Transectos A, B e C realizado por Nazar (2018), no Chapadão do Diamante



Fonte: Nazar, (2018).

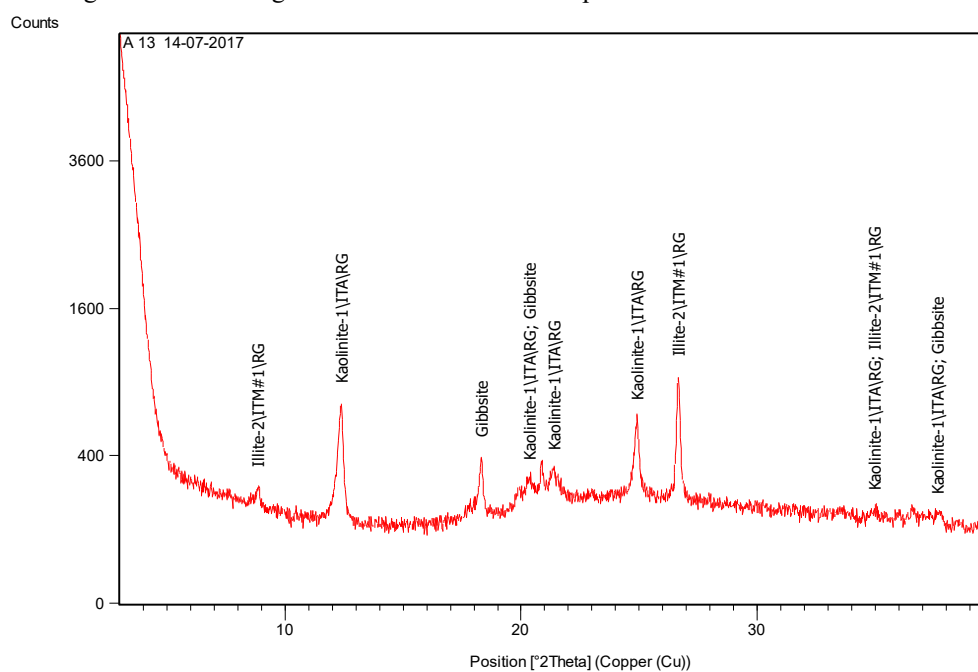
Como podemos observar na figura (5.26) do transecto A, trata-se de uma vertente retílica e de alto declive, onde a presença da gibsitita demonstra tratar-se de um ambiente altamente redutor, uma vez que ela é um típico mineral de alteração de minerais aluminosos como feldspatos, sendo comum em materiais lateríticos, na bauxita e em depósitos de águas estagnadas (Fanquim, 2012).

Figura 5.27-Difratograma do transecto A do Chapadão do Diamante. Alta vertente



Fonte: Nazar, (2018).

Figura 5.28-Difratograma do transecto A do Chapadão do Diamante. Baixa vertente.

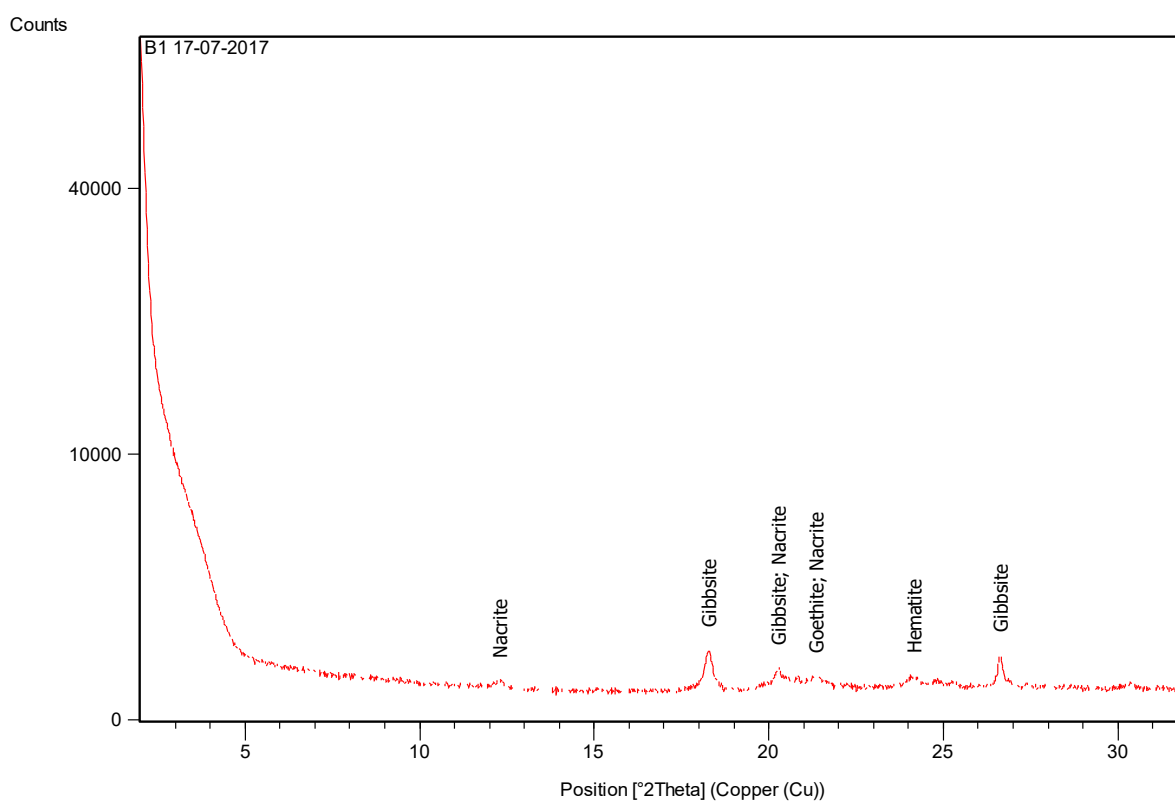


Fonte: Nazar, (2018).

Na parte mais central do Chapadão do Diamante conforme Figura 5.26, foi feito o transecto B por Nazar (2018). Nele foram identificados a presença dos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, tais como a hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), a muscovita

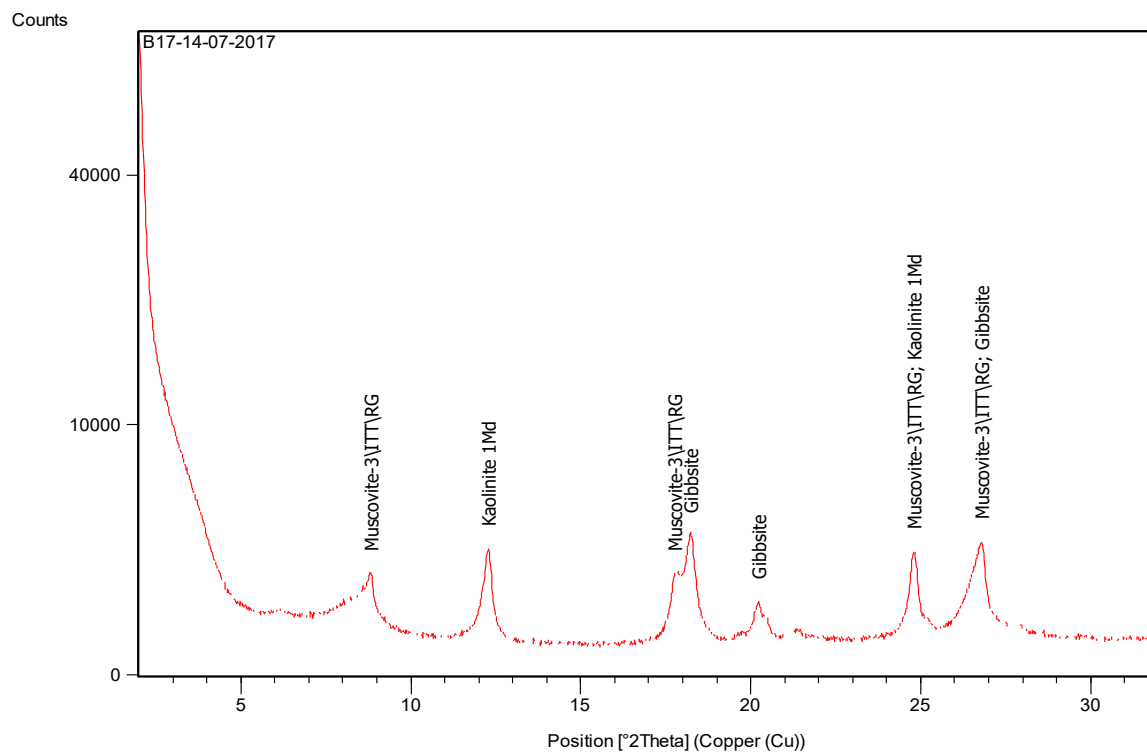
(K,Na)(Al,Mg,Fe)<sub>2</sub>(Si<sub>3</sub>.Al)O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub> a goethita(Fe(OH)) e a gibbsita (Al(OH)<sub>3</sub>), e também a nacrita (Al<sub>2</sub> Si<sub>2</sub> O<sub>5</sub> (OH)<sub>4</sub>) (Figuras 5.29, 5.30, 5.31 e 5.32). O transecto B, como podemos observar também no Mapa 5.2 de espectrometria do potássio, remete a grande presença deste elemento. Sendo assim, sabe-se que o elemento potássio é liberado dos feldspatos pela ação da água e de ácidos fracos, através de reações de hidrólise e/ou protonação (Fanquim, 2012). Quando a hidrólise é total, o intemperismo dos feldspatos resulta na liberação do potássio para a solução e na produção da gibbsita, mesmo tratando-se de topos quartzíticos, local de baixo intemperismo, onde foi coletada a amostra.

Figura 5.29-Difratograma do transecto B do Chapadão do Diamante. Alta vertente.



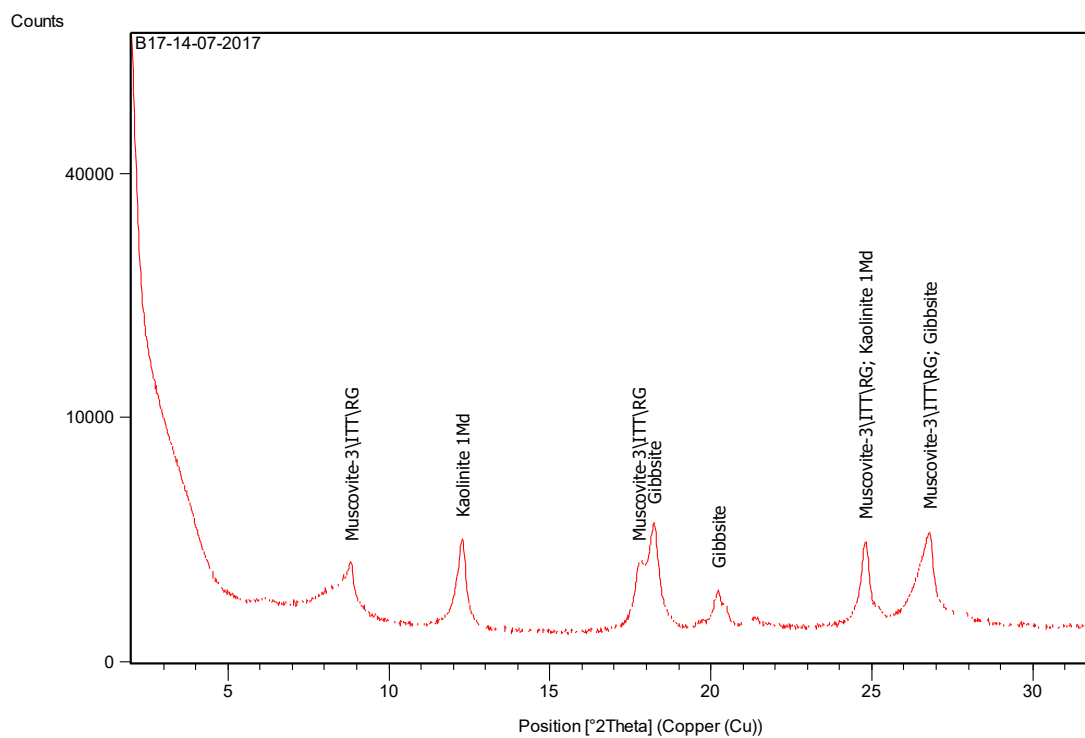
Fonte: Nazar, (2018).

Figura 5.30-Difratograma do transecto B do Chapadão do Diamante. Alta-Média vertente.



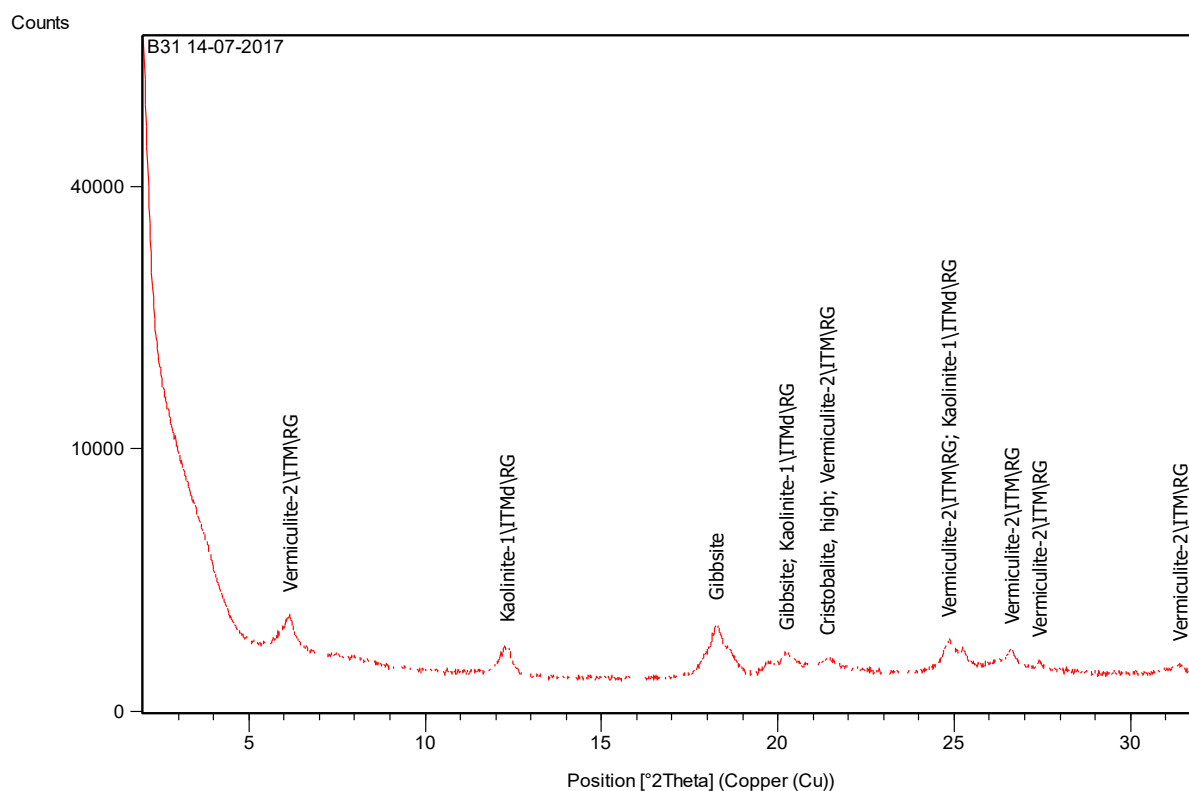
Fonte: Nazar, (2018).

Figura 5.31-Difratograma do transecto B do Chapadão do Diamante. Baixa-Média vertente.



Fonte: Nazar, (2018).

Figura 5.32-Difratograma do transecto B do Chapadão do Diamante. Baixa vertente.

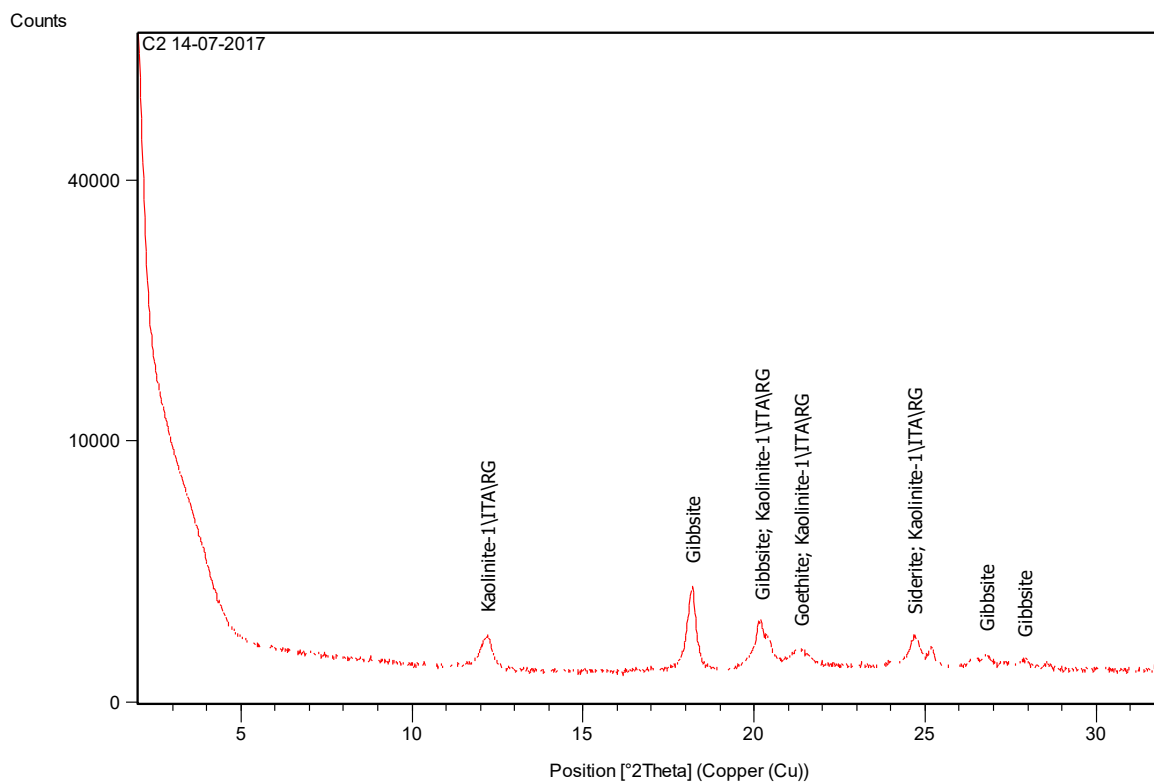


Fonte: Nazar, (2018)

A leste da área estudada localiza-se o transecto C (Figura 5.26), cuja vertente é mais suave. Os resultados dos minerais encontrados pela difratometria (figuras 5.33, 5.34 e 5.35) foram a caulinita, a gibbsita, a goethita e a siderita ( $\text{FeCO}_3$ ) (carbonato de ferro), clinocloro  $[(\text{Mg},\text{Al})_6(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8]$ , clinocloroferroan  $[(\text{Mg},\text{Al}_6(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8)]$  a biotita  $(2(\text{Mg},\text{Fe})\text{O}(\text{K},\text{H})_2\text{O}(\text{Al},\text{Fe})_2\text{O}_3\text{SiO}_2)$  vermiculita  $(\text{Mg},\text{Al})_3(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ . A vermiculita é um argilomineral 2:1, com grau de intemperismo intermediário formada por hidratação e geralmente, pode estar associada à decomposição de biotita e clorita (FUMIYA, 2017).

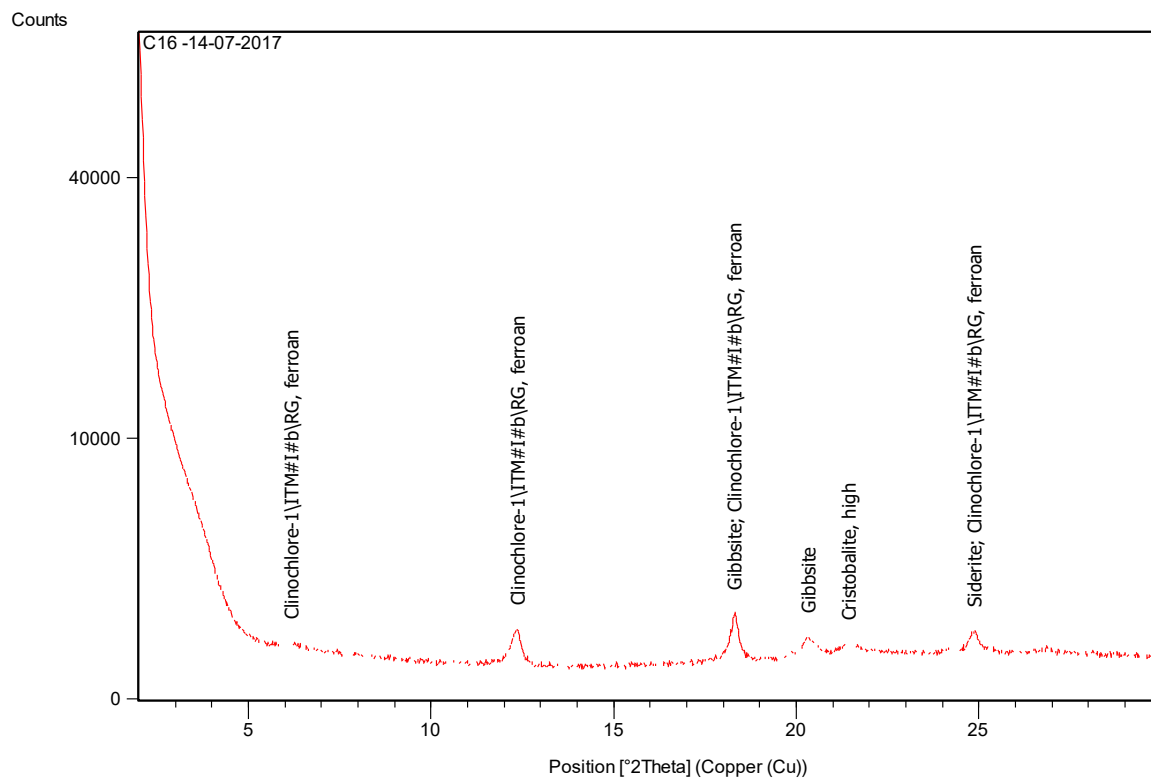


Figura 5.33-Difratograma do transecto C do Chapadão do Diamante. Alta vertente.



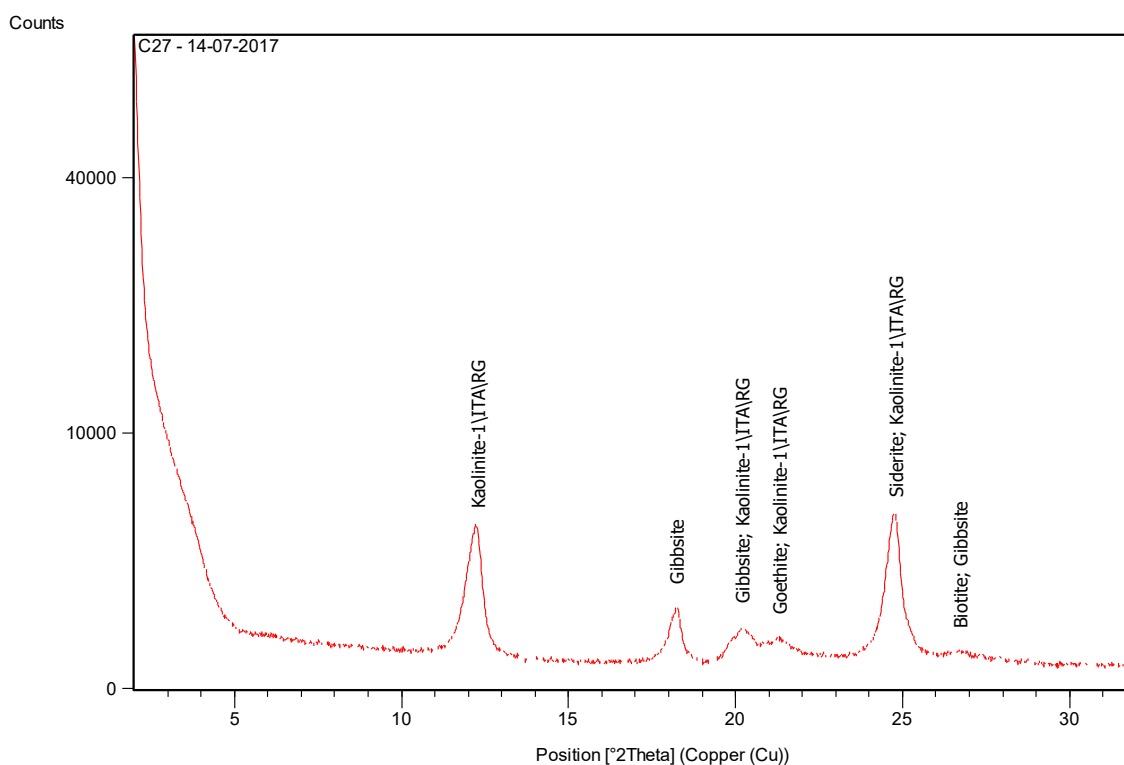
Fonte: Nazar, (2018)

Figura 5.34-Difratograma do transecto C do Chapadão do Diamante. Média vertente.



Fonte: Nazar, (2018)

Figura 5.35-Difratograma do transecto C do Chapadão do Diamante. Baixa vertente



Fonte: Nazar, (2018)

Sabe-se que para haver presença desses minerais secundários, vermiculita e caulinita, são necessários a presença dos minerais que lhe deem origem e como visto na mineralogia das frações mais grosseiras, esses seriam as micas e os feldspatos. A presença dominante da caulinita é porque a vermiculita no seu processo de intemperismo pode também ser um mineral fonte de caulinita (Almeida, 2013) as condições de estabilidade das vermiculitas são restritas aos sistemas com grande atividade de Si e bases. Pai et al (2007) relatam que a abundância de ácidos orgânicos tendem a produzir vermiculita com menor carga e esse perfil apresentará um teor médio dentro do perfil de 3% de matéria orgânica.

O domínio da caulinita na fração argila dos perfis estudados sugere, segundo Alencar (2002), uma transformação quase que direta da mica em caulinita, mas como temos além de mica, feldspato e vermiculita nas frações maiores, pode-se atribuir à transformação desses minerais em caulinita. No entanto o fato de ser um mineral secundário 1:1, sugestivo de área de alto intemperismo químico, porém trata-se de uma área de embasamento rochoso quartzítico, muito resistente, assim, nota-se que o principal agente controlador e promovedor das reações químicas é a água. Ora estagnada em ambientes redutores ora escoada devido textura, declividade e regime hídrico, variáveis importantes da área.

## 5.4 Geocronologia

Estudos recentes realizados no Chapadão do Diamante por (Nazar, 2018) demonstraram que existem três grandes grupos de materiais em superfície. O primeiro grupo é composto por materiais superficiais predominantemente cascalho-arenosos com caos de blocos ou cascalho arenosos indiferenciados que somados aos afloramentos rochosos somam 59,4% da superfície total. Um segundo agrupamento corresponde aqueles associados a áreas úmidas, com forte presença de material orgânico e de bioturbação, compreendendo 21,9% da área total do Chapadão. O terceiro grupo compreende aqueles materiais superficiais que contêm materiais argilosos ou com forte presença de lateritas, seja em forma de cascalhos profundidade, em geral não ultrapassando 1 metro de espessura, e raramente chegando a 2 metros.

Os resultados encontrados para LOE/SAR nos oito pontos amostrais estão apresentados no Quadro 5.2. Estes dados evidenciam que 6 destas amostras remetem ao Holoceno médio a tardio enquanto duas remetem ao Final do Pleistoceno, o que indica que estes materiais são extremamente recentes, mostrando que provavelmente até muito recentemente estas áreas provavelmente eram mais áridas e com menor intemperismo, ou mesmo com predominância de afloramentos rochosos. Estes depósitos se encontram a pouca distância das áreas fontes, e sofrem concomitantemente ao processo de transporte, ações geoquímicas importantes, como o processo de mobilização do Fe e formação de crostas ferruginosas, o que indica uma intensa circulação hídrica no interior do material.

Os resultados encontrados para idades LOE revelam um cenário no qual as condições topomorfológicas afetam claramente as condições de deposição/erosão, e portanto a possibilidade dos sedimentos serem expostos a radiação e permanecerem no sistema da vertente. Nas condições de alta vertente e próximo aos divisores principais das bacias hidrográficas (amostras C1 e C7) nas quais representam situação de proximidade a afloramentos rochosos, foram encontradas os depósitos com idades recentíssimas, sempre inferiores a  $1.500 \pm 290$  anos. Isto indica que estes depósitos pouco espessos e grosseiros, refletem condições atuais de meteorização, com pouca permanência na superfície da vertente, com fortes condições de erosão e transporte dos materiais aí depositados.

Nos divisores secundários das bacias hidrográficas, amostras C4 e C6, que são mais rebaixados topograficamente, foram encontradas as idades mais antigas, remontando

ao final do Pleistoceno, nunca superiores a  $30.500 \pm 4.950$ . As condições topomorfológicas nestes divisores indicam que os mesmos tem uma maior permanência na paisagem, ou seja, são afastados dos afloramentos rochosos considerados áreas fontes e aparentemente as condições de erosão e recuo das nascentes dos canais fluviais não afetaram estas regiões a um tempo mais remoto.

Nas médias vertentes, amostras C5 e C8 as idades encontradas são referentes ao Holoceno médio a recente, com idades entre  $2.620 \pm 400$  e  $4.200 \pm 1.080$  anos. Evidenciam depósitos um pouco mais antigos que as altas vertentes, mas muito mais recentes que os divisores secundários, condições de deposição um pouco mais permanentes.

Nas baixas vertentes, amostras C2 e C3, próximas ao fundos de vale apresentaram idades do Holoceno Inferior, com valores entre  $6.350 \pm 865$  e  $9.000 \pm 1.370$ . Nestas situações topográficas, as condições de deposição são as melhores encontradas na área de estudo, podendo portanto remontar a um intervalo maior das condições de deposição de materiais provenientes das vertentes superiores.

Quadro 5.2- Caracterização dos pontos amostrais e resultados de avaliação por LOE (Dose anual, Paleodose Média e Idade).

Código Amostra/ Profundidade	Altitude (m)	Posição na Vertente	Desnível relativo ao topo (m)	Granulometria	Informação Adicional	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)	Dose Anual ( $\mu$ Gy/ano)	Paleodose média - P (Gy)	Idade (anos)
C1 - 50 cm	1333	Alta Vertente-	10	Franco arenoso	Base de Afloramento Rochoso	1,865 ± 0,232	0,699 ± 0,132	0,525 ± 0,132	6,1	990 ± 110	< 0,5	<500 anos
C2 - 60 cm	1363	Fundo de Vale -	60	Franco silteosa	5 metros do canal	4,176 ± 0,273	0,612 ± 0,112	0,885 ± 0,203	11,6	1.410 ± 155	9,0	6.350 ± 865
C3 - 45 cm	1384	Fundo de vale -	20	Franco arenoso	Base de Afloramento Rochoso	1,816 ± 0,211	0,397 ± 0,113	0,366 ± 0,121	7,4	780 ± 100	7,0	9.000 ± 1.370
C4 - 30 cm	1325	Média Vertente	20	Franca	Divisor Secundário	1,853 ± 0,200	0,588 ± 0,108	0,238 ± 0,111	10,9	700 ± 90	21,3	30.500 ±± 4.950
C5 - 40 cm	1286	Média Vertente	15	Franco arenoso	Depositado sobre laterita.	3,976 ± 0,272	0,773 ± 0,124	1,105 ± 0,154	3,6	1.710 ± 130	4,5	2.620 ± 400
C6 - 35 cm	1396	Alta vertente	5	Franco arenoso	Junto ao interflúvio principal	2,299 ± 0,228	0,304 ± 0,115	0,416 ± 0,125	4,5	850 ± 100	21,9	25.850 ± 3.770
C7 - 45 cm	1446	Alta Vertente	10	Areia Franca	Abaixo afloramento Rochoso	1,466 ± 0,183	0,470 ± 0,101	0,485 ± 0,108	7,8	880 ± 90	1,3	1.500 ± 290
C8 - 35 cm	1437	Média Vertente	20	Areia	Depositado sobre laterita	4,630 ± 0,288	0,932 ± 0,118	0,923 ± 0,123	5,0	1.620 ± 100	6,8	4.200 ± 1.080

Autoria: Rodrigues, 2020.

Os resultados encontrados demonstram que 6 das 8 amostras de LOE apresentaram idades do Holoceno, sendo 4 do Holoceno médio a superior, indicando que condições de deposição e nas vertentes são muito recentes. Alia-se a isto o fato de que as 2 amostras mais antigas encontram-se próximo a base das vertentes, portanto em condições

de deposição mais favoráveis, compatível com os resultados apresentados por Paisani et al (2017), que reporta que intensa erosão nas rampas colúvias inibe a deposição de sedimentos e gera colmatação nos fundos de vale e suas proximidades.

Os resultados das quatro amostras para o isótopo de Carbono<sup>14</sup> estão apresentados no Quadro 5.3. Os resultados mostram a variação de datação do material pelo método C<sup>14</sup> AMS. Os valores mais altos foram encontrados no depósito C2, a mais espessa das áreas amostradas, localizado em fundo de vale, com aproximadamente 4460 anos antes do presente. Para este mesmo ponto, a datação de LOE feita na base do depósito, indica  $6.350 \pm 865$  AP que indicaria um período de aproximadamente 2000 anos de depósito estéril ou com baixa quantidade de carbono depositado, indicando ao menos duas fases deposicionais com processos distintos na paisagem.

Quadro 5.3-Resultado amostras C14

Código Amostra/Profundidade	Posição na Vertente/profundidade	IDADE C14
C1	Alta Vertente	2060 +/- 30 BP
C2	Fundo de Vale	4460 +/- 30 BP
C3	Fundo de vale	1140 +/- 30 BP
C9	Media Vertente	3610 +/- 30 BP

Autoria: Rodrigues, 2020.

Os depósitos de vertentes avaliados para C<sup>14</sup> AMS (C1, C3 e C9) (Quadro 5.3) apresentam datações mais recentes, o que indica aparentemente um processo de acúmulo dificultado pela dinâmica de escoamentos e fluxos em vertente o que teoricamente dificultaria a elaboração de perfis mais espessos e também presença de episódios erosivos. Tais fatores colaborariam para gerar pacotes rasos e com menores condições de acumulação de material orgânico. Para a amostra C1 e C3 (Quadro 5.3) temos uma condição de pouca distância de um afloramento rochoso em posição interfluvial, e portanto uma rampa curta, sendo também necessário considerar que na área de captação temos atualmente uma vegetação de campo rupestre, o que indica uma dificuldade de adaptação de vegetação de maior porte as condições ambientais existentes e portanto uma biomassa total de pequeno volume a contribuir para a geração de material orgânico a ser acumulado.

Com os dados da Quadro 5.3, fica bastante claro que os depósitos orgânicos, são recentes no ambiente do Chapadão do Diamante, permitindo uma interpretação de que o ambiente no passado era menos propício ao desenvolvimento de vegetação de porte, e

portanto de acúmulo de material orgânico nas vertentes. Neste sentido, também é de se supor que os afloramentos rochosos ocupavam áreas mais extensas e que os depósitos começaram a se desenvolver a partir de aproximadamente 4500 AP.

## 5.5 Análises estatísticas multivariada exploratória

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 por agrupamento hierárquico (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).

### 5.5.1 Análise por agrupamento hierárquico – Cluster

Com a análise de agrupamento hierárquico, obtido da matriz de dados padronizados, objetivou-se avaliar a semelhança das áreas de estudo. Cada vez que se obtém variação expressiva nos valores de distância euclidiana entre os acessos, para o conjunto de variáveis consideradas, é possível fazer uma divisão de grupos. A referida divisão mostrou uma ordenação dos acessos, segundo a geoquímica dos materiais superficiais relacionados com a geocronologia dos perfis. Nesta análise os atributos químicos foram agrupados com base no seu grau de semelhança, com o objetivo de classificá-los em grupos mais ou menos homogêneos

Os resultados das análises de Clusters (Figura 5.36) permitiram a geração de três grupos: Cluster 01 formado pelos elementos P e pH, o Cluster 02 pela CTC, Ca e Al, o Cluster 03 formado por K, V% e Fe. As análises dos Clusters mostram, no entanto, que mesmo dentro de cada Cluster há perfis com maior, e menor semelhanças, este é o caso do Cluster 01, cujo atributos químicos estão relacionados com os perfis C4 e C6, devido a relação com a geocronologia pertencer as idades mais antigas (pleistoceno final) que estão dentro do mesmo

agrupamento provavelmente por serem os dois perfis, rebaixados topograficamente e os materiais superficiais permanecerem mais tempo na paisagem, conferindo mais acidez pelo ação do tempo maior do intemperismo e portanto lixiviação dos elementos mais solúveis.

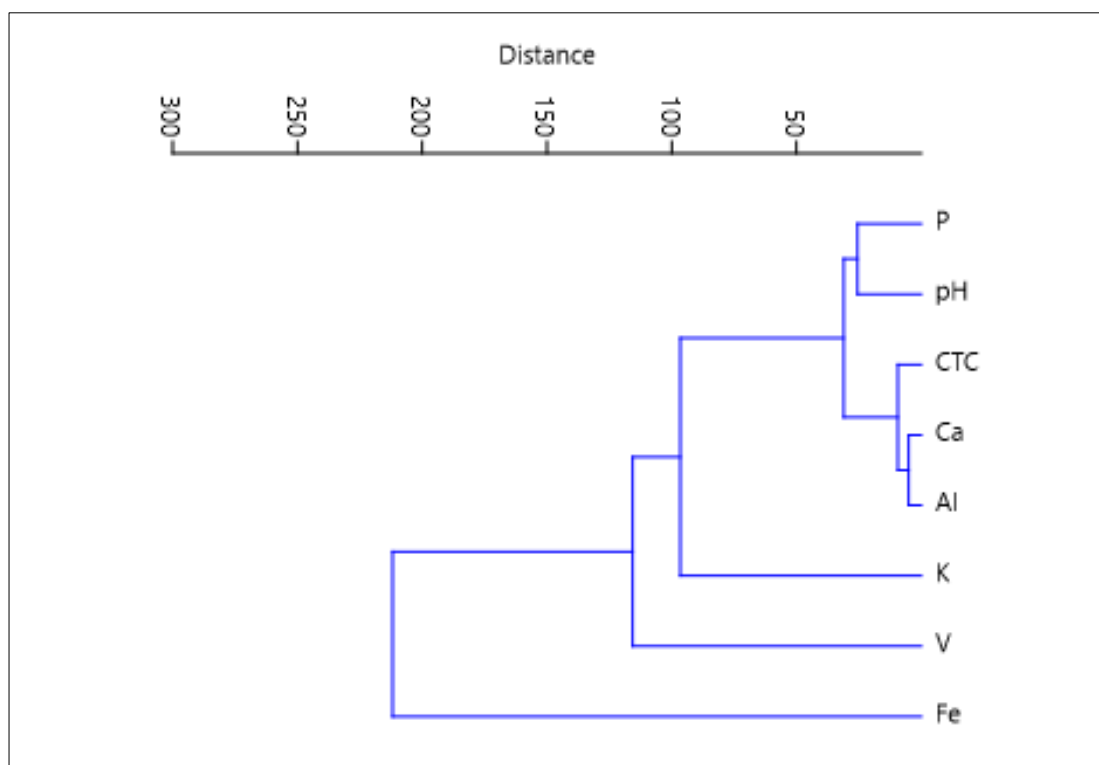
O Cluster 02, explica os perfis C2 e C3 localizados próximo ao fundo de vale, cujo materiais são deposições das vertentes superiores datando do Holoceno inferior. A CTC correlacionada com esses ambientes é explicada pelo maior aporte de MO, uma vez que o perfil C2 é caracterizado como hidromórfico e com vegetação atuante, a proximidade com o elemento Al e pH, demonstra materiais intemperizados devido a maior permanência no fundo de vale e portanto, mal drenados.

A análise do Cluster 3, refere-se aos perfis C1, C5, C7 e C8 de idades do Holoceno médio, onde o ponto C5 é formado por perfil laterítico, bem desenvolvido, onde conta com elevadas concentrações de ferro, as quais refletem na paisagem a presença de várias carapaças e coloração amarela a vermelha dos materiais superficiais. Por outro lado, os perfis C1 e C7, de idades muito recentes e de posição na alta vertente, próximo aos divisores principais são bastante influenciados pelos atributos V% e K devido um ambiente de pouco intemperismo e portanto baixa lixiviação.

Os agrupamentos formados pela análise de cluster confirmam a diferença de ambientes, visto que os três ambientes estudados estão nitidamente separados por suas idades geocronológicas. A diferenciação dos grupos foi marcante, sobremaneira no Cluster 3 devido sua geocronologia muito recente, mostrando as particularidades de cada ambiente visto que as características dos atributos de um mesmo grupo são semelhantes e diferentes do comportamento de outros agrupamentos (Valladares et al., 2008).

Essas diferenças de agrupamento resultam, portanto, das diferenças dos atributos observadas, possibilitando uma análise mais generalizada da qualidade das áreas estudadas. Os atributos que promoveram a ausência de similaridade do elemento Fe com as demais áreas e, contrariamente, a grande proximidade dos Clusters 1 e 2, podem ser evidenciados nos resultados do gráfico de scree-plot (Figura 5.37) e análise de componentes principais (Tabela 5.4).

Figura 5.36-Dendrograma resultante da análise hierárquica de agrupamentos mostrando a formação de grupos geoquímicos, segundo os atributos analisados na região do Chapadão do Diamante.



Autoria: Santos, 2021.

### 5.5.2 Análise de componentes principais (ACP)

A análise de componentes principais vem confirmar a análise de agrupamento (Cluster) para os ambientes estudados, com a formação de três grupos geoquímicos que correspondem à diferenciação de quatro geocronologias e tipos de ambientes. Junior et al. (2008), avaliaram os argissolos na Mata atlântica Brasileira e suas alterações das características físicas. Estes mesmos autores observaram, ao submeter os dados à análise de agrupamento, que os tratamentos dos materiais sob várias compartimentação formaram grupos distintos, o que demonstra a alteração dos atributos físicos dos materiais em relação à Mata Atlântica.

Sendo assim, o gráfico do “scree-plot” (Figura 5.37) pode ser usado para a verificação da importância e contribuição de cada variável na explicação da variância total. Este gráfico, em conjunto com os autovalores, é útil na tomada de decisão de quantos componentes devem ser retidos para posterior aplicação da análise de componentes principais (ACP). Nesse caso, o elemento magnésio foi retirado por fazer alta correlação com a V%. Analisando a variável H+Al, esta mostrou coeficiente de correlação significativo no valor de 0,92734 com a



CTC (Tabela 5.2). Assim, foram mantidos os valores de CTC e o de H+Al retirado, para facilitar possíveis interpretações futuras.

Tabela 5.2-. Matriz de correlação de Pearson com valores significativos ( $p > 0,90$ ) realçados, para as variáveis Geoquímicas

	Al	Mg	Ca	CTC	Fe	P	K	pH	V	MO	H+Al
Al		0,99403	1,29E-02	9,00E-03	5,41E-01	1,62E-03	4,89E-01	4,28E-02	4,50E-03	8,99E-01	6,88E-01
Mg	0,000986		0,24775	0,061061	0,007498	0,52771	0,053603	0,65371	0,34174	0,83929	0,012062
Ca	-0,31929	-0,15154		0,69332	0,86084	0,25137	0,42941	2,86E-01	7,12E-14	0,88407	0,14309
CTC	0,58535	0,24328	-0,05197		0,80809	0,031187	1,25E-03	3,89E-03	0,004669	5,14E-01	1,95E-22
Fe	0,080468	0,34192	0,023114	0,032023		0,15095	0,000213	0,28846	0,50031	0,49714	0,51154
P	0,57407	0,083135	-0,1504	0,2785	0,18771		1,87E-06	0,75462	0,006146	0,43384	0,030152
K	0,49927	0,25045	-0,10392	0,40707	0,4606	0,71149		0,69984	0,24215	0,74268	0,001947
pH	-0,26238	0,059108	-0,14003	-0,60072	0,1393	0,0412	-0,05081		0,9263	0,053825	0,000147
V	-0,5981	-0,12488	0,85114	-0,36045	0,088707	-0,34982	-0,15333	-0,0122		0,98985	0,000358
MO	-0,01677	0,02674	0,019226	0,085867	-0,08936	-0,10293	-0,04328	-0,25022	-0,00168		0,60179
H+Al	0,4907	0,32217	-0,19132	0,92734	0,086404	0,28016	0,39207	-0,47083	-0,44578	0,068734	

Autoria: Santos, 2021

Tabela 5.3-Autovalores dos fatores (componentes principais) e das estatísticas correlatas

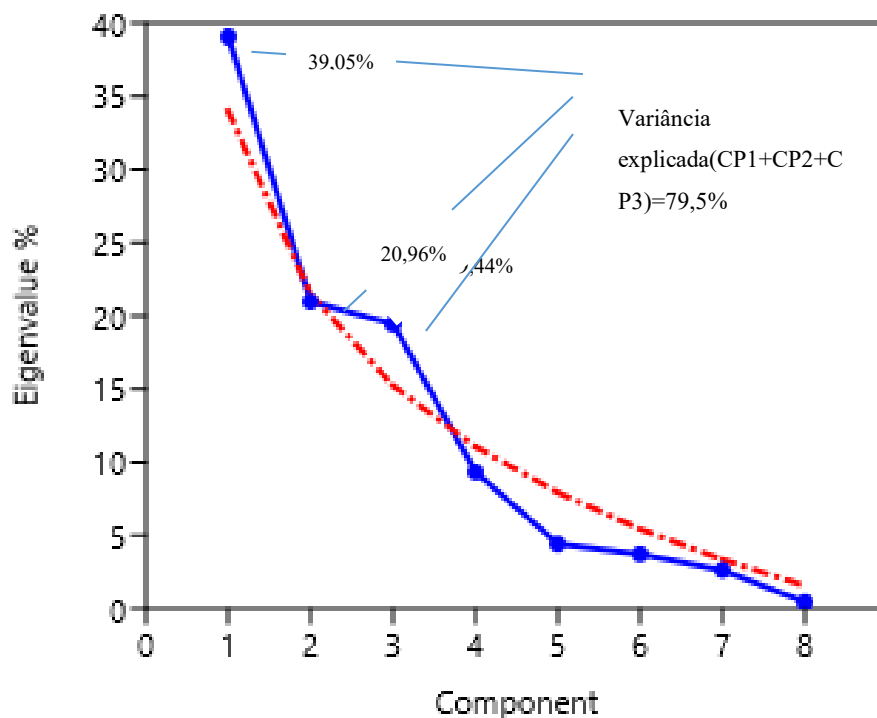
PC	Eigenvalue	% variance
1	3.12408	39.051
2	1.6768	20.96
3	1.55516	19.439
4	0.746794	9.3349
5	0.354031	4.4254
6	0.297398	3.7175
7	0.209856	2.6232
8	0.0358858	0.44857

Autoria: Santos, 2021.

Dessa forma, após a pesquisa da matriz de correlação entre as variáveis com seus valores padronizados e da ponderação de sua importância nas interpretações geoquímicas, foi então realizada a análise de componentes principais (ACP), que determinou que os três primeiros componentes principais respondem por aproximadamente 79,5 % da variação dos dados, sendo 39,05 % para o fator 1; 20,96 % para o fator 2 e 19,439 % para o fator 3 (Tabela 5.3).

Entretanto, na definição das variáveis apesar de apresentar até 8 fatores, foi utilizado até o terceiro fator, devido a maior contribuição dos três.

Figura 5.37-Proporção da variação no conjunto de dados explicada pelo componente principal (PC) e contribuição de cada variável para explicação da variância total pelo método “scree-plot” para as análises geoquímicas do Chapadão do Diamante.



Autoria: Santos, 2021

Tabela 5.4-Contribuição de cada variável, baseada na covariância, para cada um dos oito primeiros componentes principais(fator).

Variável	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4	Fator 5	Fator 6	Fator 7	Fator 8
Al	0.49095	0.01607	-0.10252	0.12507	0.61704	-0.38822	0.4268	0.13762
Ca	-0.28498	0.60006	-0.055965	0.29392	0.4009	0.043889	-0.16346	-0.52898
CTC	0.38409	0.25624	-0.40432	-0.17083	0.16491	0.66045	-0.22697	0.28152
Fe	0.11793	0.29798	0.49686	-0.72163	0.17082	-0.19855	-0.24693	0.010244
P	0.41197	0.13763	0.29049	0.53416	-0.1863	-0.21473	-0.56102	0.21461
K	0.39941	0.33164	0.32817	0.068429	-0.41807	0.27054	0.53232	-0.29457
pH	-0.14197	-0.32207	0.61452	0.21584	0.43153	0.49896	0.051525	0.11858
V	-0.40856	0.50256	0.079361	0.1069	-0.080327	-0.05897	0.27904	0.6892

Autoria: santos, 2021.

Assim, analisando a primeira componente principal (fator 1) em termos de contribuição das variáveis, pode-se verificar que as variáveis Al, CTC, Fe, K e P são, nesta ordem, as que mais contribuem para a definição desse fator, somando em conjunto 1,77 do total de uma unidade (Tabela 5.4).

Esses resultados são esperados, pois, o ferro e alumínio são elementos residuais nos materiais superficiais e representam o estágio final de processo de alteração química da rocha, formando, portanto, óxidos.

Para a segunda componente principal, verificou-se que as variáveis que mais contribuíram foram Ca, CTC, Fe, P, K, pH e V% somando aproximadamente 2,10 de peso neste fator. Para o fator 3, ou terceira componente principal, observou-se que as variáveis Fe, P, K e pH. são as de maior peso.

A correlação das variáveis e a representação gráfica nos componentes principais (Tabela 5.4 e Figura 5.38) permitiram caracterizar as variáveis que mais discriminaram na formação e diferenciação dos ambientes.

As variáveis mais fortemente correlacionadas com o perfil C2 e C3 próximo ao fundo de vale datando do Holoceno inferior foram CTC, Ca e Al (Figuras 5.36 e 5.38) apresentando-se, no primeiro e no segundo quadrantes. Materiais com vegetação e fundo de vale apresentam maior teor de MO, o que lhe confere maior fertilidade em que, segundo Morais et al. (2012), os maiores teores de matéria orgânica em área de vegetação nativa são explicados em virtude do maior aporte de resíduos orgânicos.

Os altos teores de alumínio trocável são previstos em materiais superficiais sob vegetação nativa que sustenta a vegetação altamente adaptada ao efeito tóxico do Al (Soares et al., 2011). Segundo Campos et al. (2012), os valores de Al na área de mata foram maiores entre os ambientes provavelmente em consequência da maior lixiviação promovida pelo intenso regime hídrico associado às melhores condições de drenagem.

A maior relação de acidez potencial é devida à decomposição da matéria orgânica e dos resíduos vegetais, o que leva à liberação de compostos orgânicos na superfície dos materiais, favorecendo a formação de complexos orgânicos hidrossolúveis, entre Ca e Mg com ligantes orgânicos (Fanquim, 2012). Isso facilita a descida desses cátions no perfil e ocasiona a acidificação conforme observado no perfil C2 (Figura 5.16). Além disso, a acidez potencial nesta área se deve ao maior valor de H, explicado pelo maior teor de MO observado, visto que, a MO apresenta vários grupos funcionais, especialmente os grupos carboxílicos e fenólicos, que podem liberar o H que irá compor os íons envolvidos na capacidade de troca de cátions (CTC) (Rangel e Silva, 2007).

Os perfis C4 e C6 rebaixados topograficamente de depósitos mais antigos (pleistoceno final) são caracterizados por apresentarem forte correlação com o elemento P e pH, cujos valores são esperados pois, o fósforo, segundo Branco (2008) é um subproduto do urânio, titânio, alumínio e ferro (U, Ti, Al, Fe). Além disso, Fuiyima (2007) ao estudar

minerações do tipo supergênico em ambientes lateríticos encontrou o fósforo 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 os valores da geoquímica dos elementos (anexos 1 ao 8), nota-se que este aparece nos perfis justamente nos locais onde há predominância de ferro e alumínio.

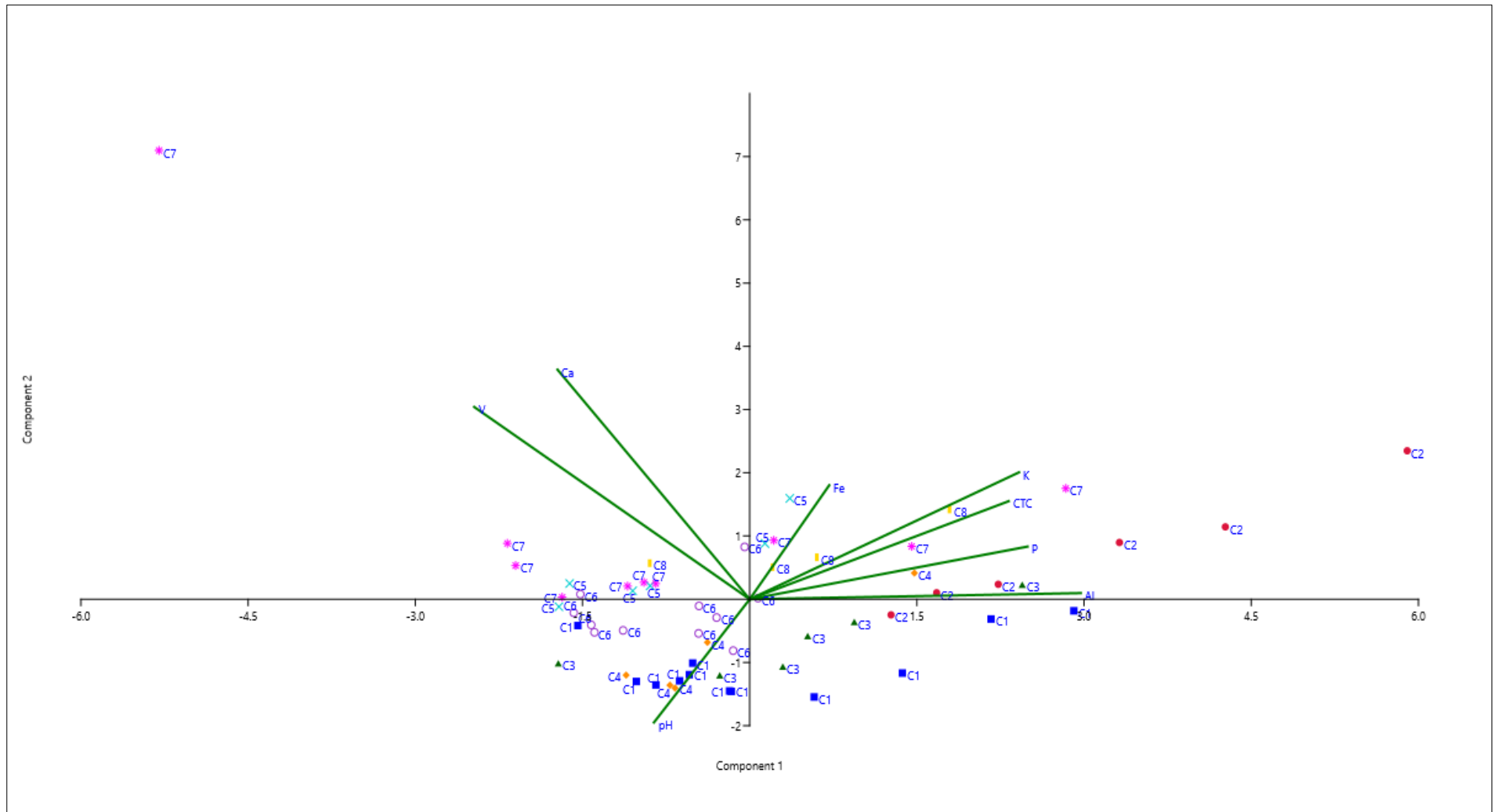
Nos perfis C1, C5, C7 e C8 datando no Holoceno médio, o elemento ferro se destaca, principalmente no perfil C5 que apresenta maior valor ( $110,93 \text{ mg.dm}^{-3}$ ) (Figura 5.12). Esses resultados são esperados, pois, o ferro e alumínio são elementos residuais nos materiais superficiais e representam o estágio final de processo de alteração química da rocha, formando, portanto, óxidos, como pode-se observar pela coloração amarelada da área.

As áreas de idades recentes onde localizam-se os perfis C1 e C7 de paisagem acondicionada por altas vertentes próximos a divisores principais é caracterizada pela similaridade estreita entre a estrutura das rochas e as feições do relevo. Estes correlacionam-se fortemente com os atributos químicos V% e K. Isso devido, estarem inseridos num sistema considerado mais dinâmico, daí apresentarem esses atributos pertencentes aos processos geomórficos atuantes que conduziram a menor espessura dos materiais e maior taxa de rejuvenescimento pelas condições de relevo fortemente ondulado, montanhoso e pela altitude condicionando peculiaridades climáticas (Nazar, 2018).

Os materiais, além de mais rasos, possuem melhor fertilidade natural, por isso maior soma de bases (V%) como pode-se observar no perfil C7 (Figura 5.20) e alto valor de potássio apresentado no perfil C1 (Figura 5.18) do que aqueles desenvolvidos a partir dos materiais do perfil C4 e C6, pois o intemperismo atua sobre o saprolito ou diretamente sobre o material de origem, que está mais próximo à superfície.

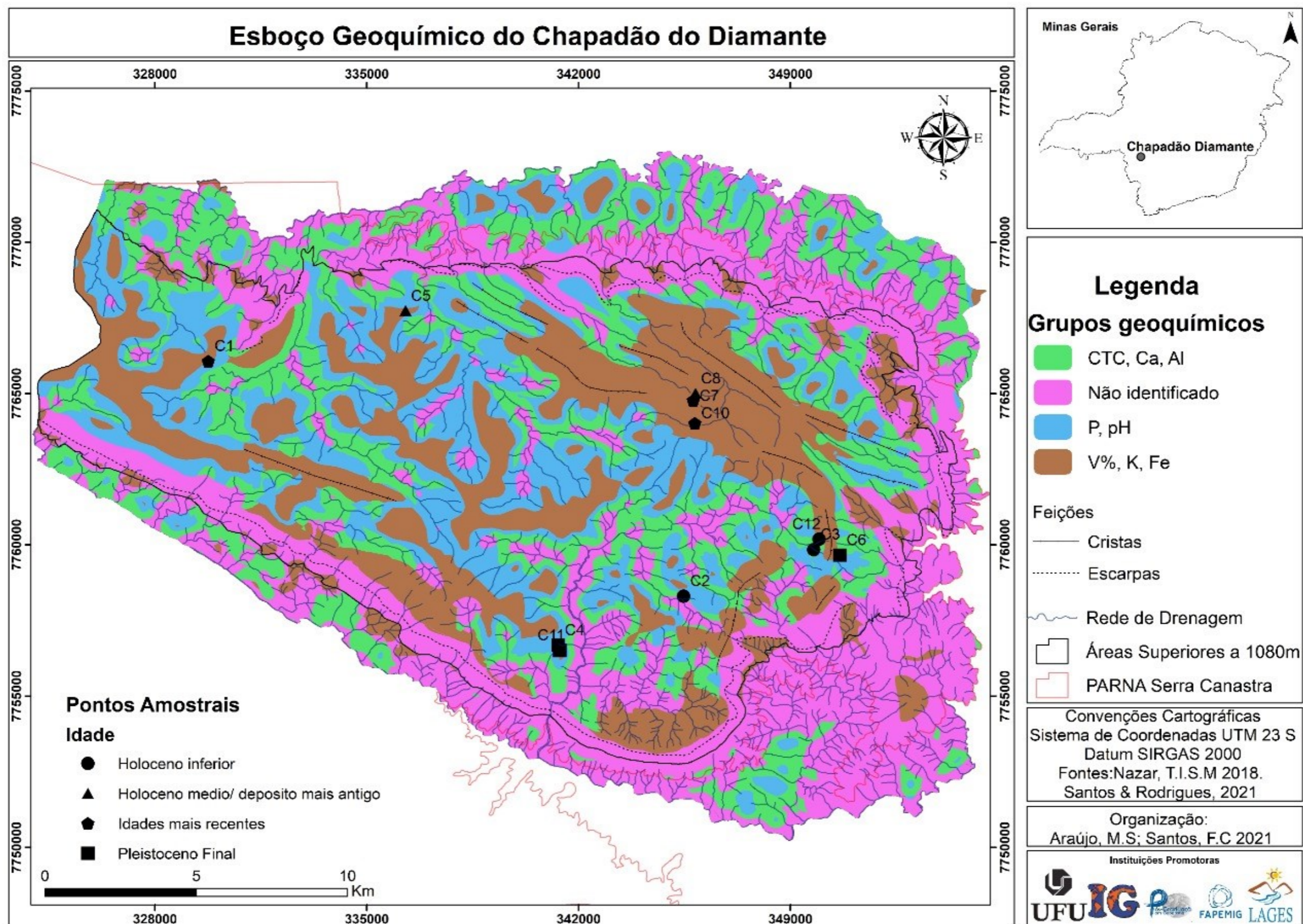
Diante do exposto, apresenta-se o Esboço Geoquímico do Chapadão do Diamante – Parque Nacional da Serra da Canastra -MG, o qual demonstra a espacialização dos grupos geoquímicos em relação aos pontos amostrais geocronológicos analisados por : LOE e C<sup>14</sup>, agrupados por tratamento de dados através da estatística exploratória multivariada de Cluster e CPA. (Mapa 5.4).

Figura 5.38-Análise de componentes principais (ACP) (Gráfico scatter plot) com base nas variáveis geoquímicas dos materiais superficiais nos diferentes perfis estudados na região do Chapadão do Diamante.



Autoria: Santos, 2021

Mapa 5.4-Idades analisadas das formas de relevo no Chapadão do Diamante.



---

## CAPITULO VI



## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Partindo do objetivo central desta tese, é possível reconhecer que um conjunto de fatores interage para que o esvaziamento geoquímico do Chapadão do Diamante seja intenso. Primeiro, porque os materiais superficiais arenosos, não possuem cargas elétricas. Estes, por sua vez, não atraem íons. Nesse sentido, teoricamente as perdas por lixiviação em materiais arenosos tendem a ser muito maiores quando comparados com os materiais 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 materiais 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.

No Chapadão do Diamante as condições para lixiviação intensa da sílica são: baixo pH dos materiais, a junção do ácido silícico das rochas e com ácido húmico da matéria orgânica ; 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.

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 no Chapadão do Diamante. Deste modo, sugere-se uma significativa relação entre a geoquímica e a morfoestrutura na região em questão.

A lixiviação da sílica ocorre em rochas 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 nos perfis estudados. 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 materiais superficiais nos quais o material de origem é pobre em argila. Neste sentido, a goethita, por



exemplo, facilita a retenção da matéria orgânica devido a sua ligação com ácidos húmicos, aumentando a acidez dos materiais devido à decomposição da matéria orgânica.

Os estudos realizados demonstraram que os depósitos coluviais encontrados são sempre rasos, com características predominantemente grosseira, com presença de cascalho e areias. Muitas vezes afloram a rocha quartzítica subjacente em meio aos depósitos. Também é comum a presença de concreções lateríticas ferruginosas, seja em superfície, já transportada, ou com níveis dentro do horizontes superficiais.

As datações indicam que o ambiente de deposição é recente. Idades indicam a maior parte das amostras pertencerem ao Holoceno, com duas amostras com idades do final do Pleistoceno. A interpretação deste resultados aponta para uma mudança nos padrões de presença de umidade, intemperismo e formação de colúvios com transporte a curta distancia nas vertentes. As atuais condições quentes e mais úmidas acabam por gerar mudanças na preservação do mantos de intemperismo, com maior ocorrência de erosão superficial e mesmo com a instalação dos sistemas de drenagem.

A instalação da vegetação é considerada recente, com formação de depósitos de turfa com idades  $C^{14}$  não superiores a 4460 +/- 30 BP, em um depósito que remonta em sua base, a  $6.350 \pm 865$ , idade LOE. A presença de micromorfologias elaboradas por bioturbação, com idades mais recentes que a dos materiais coluviais indicam que a presença deste tipo de processo somente pode ocorrer após um intemperismo mais intenso, efeito da umidificação da paisagem.

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 ferro e o alumínio, o que foi comprovado pelas análises geoquímicas. Isso demonstra para um elemento com baixo potencial de lixiviação, o quanto é intenso o intemperismo nessa região. Tais fatos integrados com a geocronologia sugerem que o Chapadão do Diamante apresenta um expressivo esvaziamento geoquímico na atualidade, significando uma progressiva perda de volume, manifestada mais intensamente nos mantos de intemperismo.

## REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. **Problemas do mapeamento geomorfológico no Brasil**. v.6, São Paulo: Geomorfologia, 1969. p.1-16.

AB'SÁBER, A. N. Os domínios morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação. V.52, São Paulo: Geomorfologia, 1977. p. 1-22.

ALVARENGA, M. I. N.: DAVIDE, A. C. Características físicas e químicas de um Latossolo Vermelho-Escuro e a sustentabilidade de agrossistemas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p.933-942, 1999.

AQUINO, A. de. **Datação por luminescência opticamente estimulada (Loe) e por <sup>14</sup>C de materiais de uma topossequência** de solos na Serra do Espinhaço Meridional - MG: abordagem paleoambiental. 2013. 124 f. Tese - (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2013. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/104398>>. Acesso em: 18 jan. 2018.

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 Bersonderer Berucksichtigung der Landschaftsentwicklung**. 1995, 247p. Doctoral Thesis-Gepartamento 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., COE H. H. G., CHUENG K. F., GOMES J. G., (2014) Analysis of geomorphic dynamics in ancient quartzite landscape using phytolith and carbon isotopes, Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil, **Géomorphologie : relief, processus, environnement** [ONLINE], vol. 20 - n°4, 2014, DOI 10.4000/geomorphologie.10794

AUGUSTIN, C. H. R. R.; LOPES, M.R.S.; SILVA, S.M. Lateritas: um conceito ainda em construção. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, n.3, p. 241-257, 2013. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v14i3.202>

ARANCIBIA, G.; MATHHEW, J.; PEREZ, D. A. K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of supergene process in the Atacama Desert, Northern Chile: tectonic and climatic relations. **Journal of the Geological Society** – London, v.163, p.107-118, 2006.

ARAÚJO, M. S. **Evolução dos canais fluviais: morfometria e sedimentologia na bacia hidrográfica do Rio Santo Antônio, Serra da Canastra- MG**. 2017. 94 f. Dissertação (Mestrado em: Geografia e Gestão do Território) – Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2017. <http://dx.doi.org/10.14393/ufu.di.2017.55>

ATKINS, P.; DE PAULA, J. Atkins, **física-química**. Rio de Janeiro: LTC, 2008. v. 1. ISBN 978-85- 216-1600-9.

AVILA, F. F.; CARVALHO V. L. M. Morfogênese, pedogênese e etchplanação: análise integrada dos aspectos geoquímicos, mineralógicos e micromorfológicos dos solos de uma toposequência na depressão de Gouveia - Serra do Espinhaço - Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.2, out. 2012.

BACCARO, C. A. D. Unidades geomorfológicas do Triângulo Mineiro – estudo preliminar. **Sociedade e Natureza**, Uberlândia, v.3, n.5 e 6, p.37-42, dez.1991.

BARROS, L. F. DE P.; LAVARINI, C.; LIMA, L. S.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do quaternário tardio em Minas Gerais/Sudeste do Brasil. **Sociedade & Natureza**, v. 23, n. 3, 26 abr. 2012. <https://doi.org/10.1590/S1982-45132011000300001>.

BERNARDI, C. A. et. al. Teores de potássio no solo, estado nutricional e produção de matéria seca de alfafa em função de doses e frequência de adubação potássica após dois anos de cultivo. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**, v.33, nov. 2012.

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

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. 1965. **Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil**. B. Paran. Geogr., Curitiba, 16/17: 117-151

BIGARELLA, J. J. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. 2 ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, 2007.

BIULCHI, D. F. **Uso de leguminosas arbóreas no controle da evolução de voçoroca no domínio do cerrado**. 2012. 280 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, MG, 2102.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **J Paleolimnol** 14,253–268 (1995). <https://doi.org/10.1007/BF00682427>

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, vol. 177, issue 1-2, pp. 19-27(2002) doi:10.1016/S0031-0182(01)00349-2

BENITES, V. M., SCHAEFER, C. E. G. R., SIMAS, F. N. B.; SANTOS, H. G. (2007) Soils associated with rock outcrops in the Brazilian Mountain ranges Mantiqueira and Espinhaço. **Revista Brasileira de Botânica** 30: 569–577. <https://doi.org/10.1590/S0100-84042007000400003>

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

BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. 6. ed. São Paulo: F. Bastos, 1983. 647 p.

BUI, E. N. Soil survey as a knowledge system. **Geoderma**, v. 120, n. 1, p. 17-26, 2004.

Disponível em: <[https://www.researchgate.net/publication/237639383\\_Soil\\_survey\\_as\\_a\\_knowledge\\_system](https://www.researchgate.net/publication/237639383_Soil_survey_as_a_knowledge_system)>. Acesso em 20 de abr. 2016.

BUOL, S.W.; HOLE, F. D. & MCCRAKEN, R. J. **Soil genesis and classification**. 2.ed. Iowa, The Iowa State University Press, 1980. 405p

BOURMAN, R. P.; OLLIER, C. D. A critique of the Shellmann definition and classification of laterite. **Catena** Vol. 47, Issue 2, p.117-131, 2002.

BUSCOT, F. What are soils? Microorganisms in soils: Roles in Genesis and Functions. Heidelberg: Springer Verlag, 2005. [https://beckassets.blob.core.windows.net/product/readingsample/392528/9783540222200\\_excerpt\\_001.pdf](https://beckassets.blob.core.windows.net/product/readingsample/392528/9783540222200_excerpt_001.pdf)

CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P.; ALMEIDA, F.F.M. de. 2005. A determinação da idade das rochas. **Terra Didática**, 1(1):6-35. <http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>. Acesso em : nov de 2019.

CARVALHO, A. et al. O Papel dos Processos Fluviais na Configuração de Fundos de Vale na Bacia do Rio Paraúna – Serra do Espinhaço Meridional, Sudeste Do Brasil. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.19, n.4, (Out-Dez) p.691-708, 2018. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i4.1354>

CAVALCANTE, L. B. V; VALADAO, R. C. ; SALGADO, A. A. R. Mapeamento das unidades do relevo da serra do caraça/mg: uma proposta baseada na interpretação de mapas temáticos. **Revista de Geografia** (Recife), v. 1, p. 237-249, 2010.

CENTENO, L. N.; CECCONELLO, S.T.. Avaliação de diferentes dosagens de vermicomposto produzido a partir de frutas, legumes e verduras na produção de rabanete (*Raphanus sativus* L.). **Revista Thema**, Pelotas, v.13, n.1, p.93-102, 2017.

CHEN, L.; LI, J.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and stable isotopes of supergene jarosite from the Baiyin VHMS ore field, NE Tibetan Plateau with paleoclimatic implications. **Chinese Science Bulletin**, v.59, p.2999-3009, 2014.

CHONGYI E. et al. High resolution OSL dating of aeolian activity at Qinghai Lake, Northeast Tibetan Plateau, **Catena**, 183, 2019, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104180>

COSTA, M. L. Lateritos e laterização. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. 1990. Anais...Natal, SBG, v.1, p.404-421, 1990.

COSTA, M. L. Aspecto geológico dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v.21, p.146-160, 1991.

CORSINI, P. C.; FERRAUDO, A. S. Efeitos de sistemas de cultivo na densidade e macroporosidade do solo e no desenvolvimento radicular do milho em latossolo roxo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.34, p.289-298, 1999.

CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D. G.; MELLO, J. S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário Tardio no semi-áridonordestino. **Mercator**, v. 7, p. 99-125, 2002.

COUTO, E.G. & CUNHA, C.N. Application of multivariate analysis to identify soil landscapes in the Pantanal of Mato Grosso - Brazil. In: **WORLD CONGRESS OF SOIL SCIENCE, 17., Bangkok, 2002. Proceedings**. Bangkok, 2002. v.1. p.1-10.

DULLER, G.A.T., BØTTER-JENSEN, L., MURRAY, A.S., 2000. Optical dating of single sand-sized grains of quartz: Sources of variability. **Radiation Measurements**, 31: 453-457. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(00\)00055-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(00)00055-X)

DULLER, G.A.T., 2008a. Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. **Boreas**, 37: 589-612. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00051.x>

DULLER, G.A.T., WINTLE, A.G., 2012. A review of the thermally transferred optically stimulated luminescence signal from quartz for dating sediments. **Quaternary Geochronology**, 7: 6-20. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.09.003>

EGGLETON, R.A.; TAYLOR, G. Selected thoughts on ‘laterite’. In: **Taylor, G.; Pain, C.F.(eds.), Regolith, Perth: Cooperative Research Centre for Landscape Evolution and Mineral Exploration**, p.209-226. 1999

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, 1999a. 412p.**

ENTERS, D. et al. Holocene environmental dynamics of south-eastern Brazil recorded in laminated sediments of Lago Aleixo. **J. Paleolimnol** 44, 265–277 (2010). <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9402-z>

FABRIS et al. **J. Phys.:** Conf. Ser.(2009) 150 042030 <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1742-6596/150/4/042030/meta>

FARIAS, F. R. A química do tempo. **Revista Química Nova na Escola**. V.16, p. 6-8. Nov 2002.

FILHO, E. I. F.; FRANCELINO, M. R. Solo como sistema trifásico. **Apostila: Constituição, propriedades e classificação dos solos. Viçosa, MG, 41 p. 2001.**

FONTES, M. P. F.; CAMARGO, O. A.; SPOSITO, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. **Sci. agric.**, Piracicaba, v.58, n.3, p.627-646, Set. 2001.

Disponível em: <[http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S010390162001000300029&lng=en&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S010390162001000300029&lng=en&nrm=iso)>. Acesso em 12 Jul. 2018.

FUCKS, M. and LANG, A. **2009 Luminescence dating of hillslopes deposits- a review. Geomorphology**. 2009 vol: 109 (1-2) pp: doi: 17-26. 10.1016/J.GEOMORPH.2008.08.025

FUMIYA, M. H.; SANTOS, L. J. C.; RIFFEL, S. B. Materiais ferruginosos e sua relação com a evolução do relevo no Noroeste do Paraná. **Simpósio Nacional de Geomorfologia. Maringá**, 2016.

GERHARDT, T. E. et al. Estrutura do projeto de pesquisa. In: GERHARDT, Tatiana Engel; SILVEIRA, Denise Tolfo. **Métodos de pesquisa**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2009. <http://www.ufrgs.br/cursopgdr/downloadsSerie/derad005.pdf>

GIL, A. C. Métodos e técnicas de pesquisa social. 5. ed. São Paulo: Atlas, 1999. **Como elaborar projetos de pesquisa**. 4. ed. São Paulo: Atlas, 2007.

GODFREY-SMITH, D.I., HUNTLEY, D.J., CHEN, W.H., 1988. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. **Quaternary Science Reviews**, 7: 373-380. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90032-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90032-7)

GOEDERT, W. J. Qualidade do solo em sistemas de produção agrícola. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO**, 30., 2005, Recife. Anais... Recife: SBCS, 2005.

GUEDES C.C.F., SAWAKUCHI A.O., GIANNINI P.F.C, DEWITT R., AGUIAR A.P. 2011. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. **XIII Congresso da ABEQUA**, Armação dos Búzios/ RJ, 5p.

GUEDES, J. A. (b) Teores geoquímicos em sedimentos de fundo do rio Jundiá, Macaíba/RN **Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium**, Uberlândia, v. 3, n. 1, p. 70-79, jan./jun. 2012.

GUEDES C.C.F., SAWAKUCHI A.O., GIANNINI P.C.F., DEWITT R., AGUIAR V.A.P. 2013. Luminescence characteristics of quartz from Brazilian sediments and constraints for OSL dating. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 85:1303-1316. DOI:10.1016/j.quageo.2011.09.003

GUIMARÃES, A. J. M.; ARAÚJO, G. M.; CORRÊA, G. F. C. Estrutura fitossociológica em área natural e antropizada de uma vereda em Uberlândia, MG. **Acta Botanica Brasilica**, v.16,p.317-329, 2002.



GUPTA, A., SESHAGIRI RAO, K. Index properties of weathered rocks: inter-relationships and applicability. **Bull Eng Geol Environ** 57, 161–172 (1998).  
<https://doi.org/10.1007/s100640050032>

HARRIS, R.F.; CHESTER, G. ALLEN, O.N. Dynamics of soil aggregation. **Adv. Agron.**, 18:107-169, 1966

HILLEL, D. **Fundamentals os soil physics**. Orlando, Academic Press, 1980. 413p.

HUNTLEY, D. J., et al., "Optical dating of sediments," 1985.  
[https://www.researchgate.net/publication/232754700\\_Optical\\_dating\\_of\\_sediments](https://www.researchgate.net/publication/232754700_Optical_dating_of_sediments)

JENNY, H. **Factors of soil formation**. 3.ed. New York, McGrawHill, 1980. 362p.  
<https://browniehive.net/files/hans-jenny.pdf>

JENKINS R, Snyder RL (1996) Introduction to X-ray powder diffractometry. **John Wiley & Sons**, New York <https://www.semanticscholar.org/>

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.

KEEN-ZEBERT A., TOOTH S., RODNIGHT H., Duller G.A.T., ROBERTS H.M.,  
 GRENFELL M.. Late Quaternary floodplain reworking and the preservation of alluvial sedimentary archives in unconfined and confined river valleys in the eastern interior of South Africa. **Geomorphology**, 185 (2013), p.54- 66 .[dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.004](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.004)

KING, G. E., ROBINSON, R. A. J., FINCHA, A. Towards successful OSL sampling strategies in glacial environments: deciphering the influence of depositional processes on bleaching of modern glacial sediments from Jostedal, Southern Norway . **Quat. Sci. Rev.**,89 (2014), pp. 94-107. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.001>

KUMAR, A. Palaeoenvironments and the age of Indian Laterites. **Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology** Vol. 53, Issues 2-4, p. 231-237, 1986

LEDRU, M.P. - Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil. *Quaternary Research*. v.39. p.90-98. 1993. <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1011>

LIAN, O. B., ROBERTS, R.G., 2006. Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, 25: 2449-2468. LEPSCH, I. F.; BUOL, S. W. DANIELS, R. B. (1977a) Soil landscape relationships in the occidental plateau of São Paulo, Brazil: I geomorphic surfaces and soil mapping units. *Soil Sci. Soc. Am. J. Madison*, 41:104-109.

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

MACHADO. **Apostila mecânica de solos**. [S.I] 1997. Disponível em: <http://docente.ifrn.edu.br/johngurgel/disciplinas/2.2051.1v-mecanica-dos-solos-1/apostila%20de%20solos.pdf/view>. Acesso em : 2 jan 2020.

MADSEN, A. T., MURRAY, A. S., 2009. Optically stimulated luminescence dating of young sediments: **A review**. *Geomorphology*, 109: 3-16. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.020>

MAGALHÃES, C. S. **A Aplicação de Parâmetros Morfométricos no Estudo do Relevo das Bacias do Rio Santo Antônio e Ribeirão Grande, Sudoeste De Minas Gerais**. 2015. 112 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia. 2015.

MAGALHÃES, C. S; RODRIGUES, S.C. 2020. A aplicação de parâmetros morfométricos no estudo do relevo das bacias do Rio Santo Antônio e Ribeirão Grande, Serra da Canastra, Sudoeste de Minas Gerais. *Caderno de Geografia*, 30, n.esp. 1, 136-153. <https://doi.org/10.5752/P.2318-2962.2020v30nesp1p136-153>

MAGALHÃES JÚNIOR, A.C. et al. Dinâmica Fluvial Quaternária do Rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero (MG). *Rev. Bras. Geomorfol.* (Online), São Paulo, v.13, n.1, (Jan-Mar) p.3-14, 2012. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v13i1.337>

MARCOS, Z.Z. **Estrutura, agregação e água do solo**. 1968. 55p. Tese -( Doutorado). Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiróz.

McFARLANE, M. J. **Laterite and Landscape**. London: Academic Press, 1976. 151 p.

MELFI, A. J. **Lateritas e processos de laterização**. Escola de Engenharia de São Carlos, USP, p.29, 1997.

MELLETT, C. L. **Luminescence Dating. in British Society for Geomorphology Geomorphological Techniques**, Chap. 4, Sec. 2.6 (2013) - [https://geomorphology.org.uk/sites/default/files/geom\\_tech\\_chapters/4.2.6\\_LuminescenceDating.pdf](https://geomorphology.org.uk/sites/default/files/geom_tech_chapters/4.2.6_LuminescenceDating.pdf) - acessado em 28/11/2018.

MEYER, M.C.; GLIGANIC, L.A., JAIN M.; SOHBATI, R.; SCHMIDMAI, D. 2020 - Lithological controls on light penetration into rock surfaces – Implications for OSL and IRSL surface exposure dating. **Radiation Measurements**. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.03.004>

MIRANDA et al. Composição química da solução de solo sob diferentes coberturas vegetais e análise de carbono orgânico solúvel no deflúvio de pequenos cursos de água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, p. 633- 647, 2006. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v30n4/04.pdf>>. Acesso em: 15 de nov. 2018

MOTE, T. I. et al. Chronology of exotic mineralization at El Salvador, Chile, by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of copper wad and alunite supergene. **Economic Geology**, v.96, p.351- 366, 2001.

MUGGLER, C.C. **Polygenetic Oxisols on tertiary surfaces, Minas Gerais, Brazil: soil genesis and landscape development**. Wageningen, Wageningen Agricultural University, 1998. 186p. (Tese de Doutorado) <https://library.wur.nl/WebQuery/wurpubs/42901>

NAZAR, T. I. S. M. **O Chapadão do Diamante na Serra da Canastra/MG, Brasil: caracterização geomorfológica e análise integrada do meio físico a partir de dados multifontes**. 2018. 270 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2018. <http://dx.doi.org/10.14393/ufu.te.2018.6>

NAZAR, T. I. S. M.; RODRIGUES, S. C. Relevo do Chapadão do Diamante, Serra da Canastra/MG, Brasil: Compartimentação e Análise a Partir dos Aspectos Geomorfométricos. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v. 20, n. 1, p. 69-88, 2019 (a). <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i1.1300>

NAZAR, T. I. S. M.; RODRIGUES, S. C. Mapping and Analysis of Surface Geocover in the Chapadão Do Diamante – MG - Brazil. **Mercator**, Fortaleza, v. 18, may 2019 (b). p.1-17. <https://doi.org/10.4215/rm2019.e18010>

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.

OLIVEIRA, L. A. F. et al - Aplicação da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) como Subsídio aos Estudos de Capturas Fluviais Quaternárias: O Caso da Serra da Mantiqueira (Zona da Mata de Minas Gerais). **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.19, n.4, (Out-Dez) p.679-690, 2018. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i4.1341>

OLLIER, C. D.; SHETH, C. H. The High Deccan duricrusts of India and their significance for the 'laterite' issue. **J. Earth Syst. Sci.** Vol. 117, No. 5, p.537-551, 2008

OWENS, P. N. Conceptual models and budgets for sediment management at the River Basin Scale. **Journal of Soils & Sediments**, v, 5, n.4, p.201-212, 2005

PAISANI, J. C. et al. Dinâmica de Rampa de Colúvio na Superfície de Palmas/Água Doce Durante o Quaternário Tardio – Bases para Compreender a Evolução das Encostas no Planalto das Araucárias. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.18, n.4, (Out-Dez) p.783-799, 2017. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v18i4.1247>

PARIZZI, M. G., SALGADO-LABOURIAU, M. L., KOHLER, H. C. C. - Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. **The Holocene**. v8. p. 308-321. 1998. <https://doi.org/10.1191/095968398670195708>

PENG, J., DONG, Z.; HAN, F. Optically stimulated luminescence dating of sandy deposits from Gulang county at the southern margin of the Tengger Desert, China. **J. Arid Land** **8**, 1–12 (2016). <https://doi.org/10.1007/s40333-015-0137-6>

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R. 2000. Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with <sup>14</sup>C ages of fossil charcoal. **Radiocarbon** **43(2B)**: 595-601.

PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S.; GOUVEIA, S.E. M.; ARAVENA R, R. 2003. Vegetation dynamics during the Late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão state, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. **Quat. Res.** 62: 183-193

PEREIRA, J. C.; SILVA, A. K. G.; JÚNIOR, H. A. N.; SILVA, E. P. LENA, J. C. Distribuição, Fracionamento e Mobilidade de Elementos Traço em Sedimentos Superficiais. **R. Quim. Nova**, Vol. 30, No. 5, 1249-1255, 2007.

PEREZ FILHO, A.; DONZELLI, J. L.; LEPSCH, I. F. Relação solos/geomorfologia em várzea do rio Moji-Guaçu (SP). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 4, n. 3, p. 181-187, 1980.

PINHEIRO, M. R.; MICHELON C. R. MANFREDINI S. Gênese dos Depósitos Neocenozóicos do Reverso da Serra de São Pedro e Evolução da Superfície das Cristas Médias – Sudeste do Brasil. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.17, n.4 (Out-Dez) p.661-677, 2016. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i4.1007>

RAMOS, A. L. L. S. **Características Micromorfológicas de Latossolos Vermelho Amarelos da Porção Norte da Bacia do Córrego do Rio Grande, em Gouveia (MG)**. 2008. Dissertação (Pós-Graduação em Geografia) - Universidade Federal de Minas Gerais -Departamento de Geografia–IGC/UFMG, Belo Horizonte. Disponível em: [www.bibliotecadigital.ufmg.br/dspace/handle/1843/MPBB-8BYNUR](http://www.bibliotecadigital.ufmg.br/dspace/handle/1843/MPBB-8BYNUR)> Acesso em 18 de mai 2019.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. **Propriedades físicas de solos em sistema plantio direto irrigado**. In : CARLESSO, R. ; PETRY, M. ; ROSA, G.; CERETTA, C. A. Irrigação por Aspersão no Rio Grande do Sul, Santa Maria, 2006. p. 114-131.

RESENDE, M. et al. Mineralogia dos Solos Brasileiros. **Interpretações e Aplicações**. Editora da UFLA. Lavras. 187p. 2005.

RICHARD, M. Luminescence Dating of Quartzite From the Diring Yuriakh Site. 1994, 105p. Thesis. Simon Fraser University.

RITTENOUR, T. M. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. **Boreas**, 37 (2008), pp. 613-635. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00056.x>

RONQUIM, C. C. Conceitos de fertilidade do solo e manejo adequado para as regiões tropicais. **Embrapa Monitoramento por Satélite**, Campinas – São Paulo, 2010. 26 p

RUBIRA F. G. e PEREZ FILHO, A. - Geochronology and Hydrodynamic Energy Conditions in Surface Coverings of Low Holocene Fluvial, Fluvialmarine, and Marine Terraces: Climatic Pulsations to The South Of The Araranguá River Basin (SC). **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.19, n.3 (Jul-Set) p.635-663, 2018. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i3.1262>

SAADI A, PEDROSA-SOARES AC. 1990. Um graben cenozóico no Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. Anais do Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no Sudeste Brasileiro, Belo Horizonte: **SBG-MG**. Bol. 11: 101- 124.

SALVADOR, J. T.; CARVALHO, T. C.; LUCCHESI, L. A. C. Relações cálcio e magnésio presentes no solo e teores foliares de macronutrientes. **Revista Acadêmica: Ciências Agrárias e Ambientais**, v. 9, n. 1, p. 27-32, 2011.

SUMMERFIELD, M. A. Isovolumetric weathering and silcrete formation, southern Cape Province, South Africa. **Earth Surface Process and Landforms**, 9: 135-141. 1984

SANTOS, F. C. Caracterização de atributos físico-químicos do solo sob vertente em ambiente de cerrado do Triângulo Mineiro: Fazenda Experimental do Glória. 2015. 52 f. Monografia (Bacharelado em Geografia) – Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, MG, 2105

SANTOS, F. C. ; BARCELOS, A. C. ; RODRIGUES, S. C. . Distribuição de atributos físicos do solo sob vertente em ambiente de Cerrado nativo do Triângulo Mineiro / **Cad. Geografia**, v. 25, p. 66-77, 2015. DOI 10.5752/P.2318-2962.2015v25n43p66.

SANTOS, F. C.; RODRIGUES, S. C. Variabilidade espacial físico-química de materiais superficiais sob uma vertente de Cerrado em estágio de recuperação. **Cad. Geografia**, v. 27, n. 48, p. 200-209, 2017. <https://doi.org/10.5752/P.2318-2962.2017v27n48p200>

SANTOS, F. C.; RODRIGUES, S. C. **Procedimento Operacional Padrão (POP) - Laboratório de Geomorfologia e Erosão de Solos**. 30p. Uberlândia, 2019.  
DOI:10.13140/RG.2.2.11998.59202

STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Relações relevo-solos na planície de inundação do rio Mogi Guaçu, SP. **Revista Geonorte**, v. 24, p. 1721-1728, 2012

SAWAKUCHI A. O. et al. 2016. Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the Quaternary. **Brazilian Journal of Geology**, 46:209- 226

*SALLUN, A. E. M. Datação Absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. Revista Brasileira de Geociências, 37 (2): 402-413, 2007. SALVADOR, E.D. Análise tectônica do vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ). 1994. 129 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.*

SEER H.J., DARDENNE M.A., PIMENTEL M.M. 2000. O Grupo Ibiá na sinforma de Araxá: um terreno tectonoestratigráfico ligado à evolução de arcos magmáticos. **Revista Brasileira de Geociências**. 30 (4), p737-744.

SCHEEL-YBERT, R.; GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R.; COUTINHO, L. M.; BOULET, R. Holocene palaeoenvironmental evolution in the São Paulo

State (Brazil), based on anthracology and soil  $^{13}\text{C}$  analysis. **The Holocene**, v. 13, p. 73-81, 2003.

SCHEINOST, A. C.; CHAVERNAS, A.; BARRON, V. & TORRENT, J. Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near-infrared range to identify and quantify Fe oxides in soils. **Clays Clay Miner.**, 46:528-536, 1998.

SHERMAN, G. D. Factors Influencing the Development of Lateritic and Laterite Soils in the Hawaiian Islands. **Pacific Science** Vol. HI, p.307-314, 1949.

SPLECHTNA, B.E. & KLINKA, K. Quantitative characterization of nutrient regimes of high-elevation forest soils in the Southern coastal region of British Columbia, Canada. **Geoderma**, 102:153-174, 2001.

SILVA, V. R., REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Densidade do solo, atributos químicos e sistema radicular do milho afetados pelo pastejo e manejo do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.24, p.191-199, 2000a.

SILVA, D. F.; GALVÍNCIO, J. D.; ALMEIDA, H. R. R. C.; Variabilidade da Qualidade de Água na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco e Atividades Antrópicas relacionadas. **Qualit@s Revista Eletrônica** ISSN 1677 4280 Vol.9. No 3 (2010).

SILVA, M. L. N.; BLANCANEUX, P.; CURI, N.; LIMA, J. M.; MARQUES, J. J. G. S. M. & CARVALHO, A. M. Estabilidade e resistência de agregados de Latossolo Vermelho-Escuro cultivado com sucessão milho-adubo verde. **Pesq. Agropec. Bras.**, 33:97-103, 1998.

SIMÕES, L.S.A.; MARTINS, J.E.S.; VALERIANO, C.M.; GODOY, A. M.; ARTUR, A. C. Folha Vargem Bonita, SF.23-VB- I. **Projeto Fronteiras de Minas Gerais**. Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais. Contrato CODEMIG 3473, FUNDEP 19967. UFMG: 2015.

SMEDLEY, R. K., GLASSER, N. F., DULLER, G.A.T. Luminescence dating of glacial advances at Lago buenos Aires (~46 °S), Patagonia **Quat. Sci. Rev.**, 134 (2016), pp. 59-73. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.010>



SOHBATI, R.; Murray, A. S.; Chapot, M. S.; JAIN, M.; PEDERSON, J. Optically stimulated luminescence (OSL) as a chronometer for surface exposure dating. **J. Geophys. Res. Solid Earth**. 2012;117:1–7. doi: 10.1029/2012JB009383.

SOHBATI, R., 2015. **Luminescence, rock surfaces**. In: Encyclopedia of Scientific Dating Methods. Springer, pp. 485–488. DOI: 10.1007/978-94-007-6326-5\_83-4

SOUZA, D. A.; RODRIGUES, S. C. Aspectos Morfoestruturais e Morfoesculturais da Serra da Canastra e Entorno (MG). **Revista do Departamento de Geografia – USP**, v. 27, p. 47-66, 2014. <https://doi.org/10.11606/rdg.v27i0.472>

STEVENSON, F. J. 1994. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. 2. ed. John Wiley, New York, USA. 496pp. Disponível em [http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0044-59672009000300021](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0044-59672009000300021) acessado dia 31/01/2019.

STOKES, S. , 1999. Luminescence dating applications in geomorphological research. **Geomorphology**, 29: 153-171. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00012-4](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00012-4)

SUZUKI, L. E. A. S.; et .al. Estimativa da Susceptibilidade à Compactação e do Suporte de Carga do Solo com Base em Propriedades Físicas de Solos do Rio Grande do Sul. **R. Bras. Ci. Solo**, 32:963-973, 2008.

TARDY, Y. **Laterites**. In Hancock, P. L., and B. J.; Skinner (editos). The Oxford companion to the earth. New York: Oxford University Press, p.602, 2000.

TARTUCE, T. J. A. **Métodos de pesquisa**. Fortaleza: UNICE – Ensino Superior, 2006. Apostila.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: study of weathering and denudation in low latitudes**. Ed; Wiley. 460p. 1994

TISSOUX, H.; VALLADAS, H.; VOINCHET, P.; REYSS, J. L., MERCIER, N.; FALGUÈRES, C.; BAHAIN, J. J. OSL and ESR studies of Aeolian quartz from the Upper

Pleistocene loess sequence of Nussloch (Germany). **Quat. Geochronol.**, 5 (2010), pp. 131-136, 10.1016/j.quageo.2009.03.00

TORRENT. J.; BARRÓN, V. Diffuse Reflectance Spectroscopy. In: ULERY, A. L.; DREES, L. R. (Eds.). *Methods of Soil Analysis – Part 5. Mineralogical Methods*. Madison: **Soil Science Society of America Journal**, 2008. p. 367–387.

TRIPATHI, J. K.; RAJAMANI, V. (2003) Weathering control over geomorphology of supermature Proterozoic Delhi quartzites of India. **Jour. Geol. Soc. India**, v.62(2), pp.215–226. <https://doi.org/10.1002/esp.501>

TROLARD, F.; TARDY, Y. A model of Fe<sup>3+</sup>-Kaolinite, Al<sup>3+</sup>-Goethite, Al<sup>3+</sup>-Hematite equilibria in laterites. **Clay Minerals**. V. 24, p.1-21, 1989

VALERIANO, C. M.; DARDENE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. **A evolução tectônica da Faixa Brasília**. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Org.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 575-592.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F. Relações material de origem / solo e pedogênese em uma seqüência de solos predominantemente argilosos e Latossólicos sobre psamitos na depressão periférica paulista. **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, Viçosa, v.23, n.2, p.357-369, Jun.1999. Disponível em: <[http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S010006831999000200019&lng=en&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S010006831999000200019&lng=en&nrm=iso)>. Acesso em 19 Mai. 2019.

VILELA, F. T. 2010. **Caracterização de metadiamicritos ferruginosos da Formação Nova Aurora (Grupo Macaúbas, Orógeno Araçuaí) a oeste de Salinas, ME**. MSc thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. [http://www.bibliotecadigital.ufmg.br/dspace/handle/1843/M\\_PBB-8FEFPF](http://www.bibliotecadigital.ufmg.br/dspace/handle/1843/M_PBB-8FEFPF)

UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENE, M. A. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores sententrional e meridional. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2012. DOI: 10.18285/geonomos.v2i20.243

YUKIHARA, E. G., MCKEEVER, S. W. S. 2011. **Optically stimulated luminescence - Fundamentals and applications.** John Wiley & Sons, Oklahoma.

## **ANEXOS**

Anexo 1-Tabela de Resultados das análises texturais e de MO do ponto C1.

Ponto C1	Areia total %	Areia fina %	Areia grossa %	Argila%	Silte%	Textura	Matéria Orgânica dag.kg <sup>-1</sup>
0-10	73,0	57,9	42,0	9,8	17,1	Média	45
10-20	73,5	55,2	44,7	10,2	16,2	Média	52
20-30	73,4	55,1	44,8	3,5	23,0	Média	43
30-40	76,4	54,8	45,1	9,2	14,3	Arenosa	8,5
40-50	79,1	52,5	47,4	8,4	12,4	Arenosa	10
50-60	80,1	53,8	46,1	7,4	12,4	Arenosa	21
60-70	75,4	59,3	40,6	7,3	17,1	Média	40
70-80	67,9	55,6	44,3	7,9	24,1	Média	41
80-90	57,8	49,4	50,5	8,3	33,8	Média	34
90-100	54,0	55,1	44,8	8,5	37,3	Argilosa	65
100-110	61,3	46,0	53,1	7,8	30,8	Média	33
110-120	73,6	31,1	68,8	6,7	19,6	Média	30

Anexo 2-Tabela de Resultados das análises texturais e de MO do ponto C2.

Ponto C2	Areia total %	Areia fina %	Areia grossa %	Argila%	Silte%	Textura	Matéria Orgânica dag.kg <sup>-1</sup>
0-10	21,1	29,0	70,9	17,3	61,4	Média	50
10-20	14,8	57,0	42,9	14,8	70,3	Siltosa	72
20-30	16,8	66,7	33,2	26,7	56,4	Média	47
30-40	21,8	68,4	31,5	22,3	55,8	Média	56
40-50	27,8	56,3	43,6	22,5	49,6	Média	45
50-60	29,0	64,0	35,9	17,6	53,2	Média	41

Anexo 3-Tabela Resultados das análises texturais e de MO do ponto C3.

Ponto C3	Areia total %	Areia fina %	Areia grossa %	Argila%	Silte%	Textura	Matéria Orgânica dag.kg <sup>-1</sup>
0-10	79,7	56,2	43,7	16	4,3	Média	55
10-20	77,7	50,9	49,0	12	10,2	Arenosa	9
20-30	76,5	51,2	48,7	4	19,5	Arenosa	10
30-40	79,9	31,6	68,3	8	12,1	Arenosa	9
40-50	63,4	51,5	48,4	6	30,6	Média	31

Anexo 4-Tabela de Resultados das análises texturais e de MO do ponto C4

Ponto C4	Areia total %	Areia fina %	Areia grossa %	Argila%	Silte%	Textura	Matéria Orgânica dag.kg <sup>-1</sup>
0-10	46,8	51,6	48,3	10,6	42,4	Média	60
10-20	63,2	25,1	74,8	7,8	28,9	Média	54
20-30	57,1	26,5	73,4	7,6	35,1	Média	46
30-40	44,5	47,0	52,9	7,9	47,5	Média	50
40-50	38,3	78,5	21,4	7,8	53,8	Média	32

Anexo 5-Tabela -Resultados das análises texturais e de MO do ponto C5

Ponto C5	Areia total %	Areia fina %	Areia grossa %	Argila%	Silte%	Textura	Matéria Orgânica dag.kg <sup>-1</sup>
0-10	81,3	58,9	41,0	15,9	2,6	Média	72
10-20	83,1	62,1	37,8	14,8	2,0	Arenosa	8
20-30	80,4	62,3	37,6	16,4	3,0	Média	38
30-40	78,5	65,5	34,4	17,5	3,9	Média	37
40-50	78,4	63,2	36,7	17,7	3,8	Média	32
50-60	76,0	58,9	41,0	19,0	4,9	Média	30

Anexo 6-Resultados das análises texturais e de MO do ponto C6

Ponto C6	Areia total %	Areia fina %	Areia grossa %	Argila%	Silte%	Textura	Matéria Orgânica dag.kg <sup>-1</sup>
0-10	89,9	65,8	34,1	8,4	1,5	Arenosa	10
10-20	87,6	52,3	47,6	7,9	4,4	Arenosa	10
20-30	83,0	36,8	63,1	7,6	9,3	Arenosa	8
30-40	77,1	36,7	63,2	8,0	14,7	Arenosa	9
40-50	77,2	48,9	51,0	9,6	19,1	Arenosa	8
50-60	75,3	54,4	45,5	11,0	13,6	Arenosa	8
60-70	79,7	57,3	42,6	10,6	9,6	Arenosa	9
70-80	81,8	56,4	43,5	11,5	6,6	Arenosa	8
80-90	81,2	55,6	44,3	13,4	5,3	Arenosa	8
90-100	69,2	52,9	47,0	23,5	7,2	Média	30
100-110	69,6	53,3	46,6	22,1	8,2	Média	30
110-120	67,3	55,9	44,0	24,1	8,5	Média	29

Anexo 7-Tabela de Resultados das análises texturais e de MO do ponto C7

Ponto C7	Areia total %	Areia fina %	Areia grossa %	Argila%	Silte%	Textura	Matéria Orgânica dag.kg <sup>-1</sup>
0-10	81,3	55,5	44,4	9,6	9,5	Arenosa	15
10-20	83,1	57,7	42,2	9,5	7,3	Arenosa	16
20-30	85,2	59,5	40,4	6,8	7,8	Arenosa	11
30-40	83,3	62,3	37,6	8,0	8,5	Arenosa	11
40-50	81,4	69,4	30,5	7,4	11,1	Arenosa	10
50-60	81,2	74,1	25,8	7,0	11,7	Arenosa	15
60-70	82,6	75,1	24,8	6,2	11,0	Arenosa	12
70-80	84,2	76,4	23,5	6,3	9,4	Arenosa	9
80-90	85,7	74,1	25,8	6,1	8,0	Arenosa	10
90-100	87,2	60,5	39,4	6,4	6,3	Arenosa	9
100-110	88,5	69,4	30,5	5,9	5,5	Arenosa	9

Anexo 8-Tabela de Resultados das análises texturais e de MO do ponto C8

Ponto C8	Areia total %	Areia fina %	Areia grossa %	Argila%	Silte%	Textura	Matéria Orgânica dag.kg <sup>-1</sup>
0-10	89,5	66,7	33,2	9,2	1,2	Arenosa	15
10-20	89,3	69,9	30,0	3,2	7,3	Arenosa	15
20-30	89,7	67,5	32,4	9,1	1,1	Arenosa	13
30-40	88,0	71,2	28,7	9,3	2,6	Arenosa	11

Anexo 9-Tabela 0.1-Resultados das análises texturais e de MO do ponto C9 e C10.

Ponto C9/C10	Areia total %	Areia fina %	Areia grossa %	Argila%	Silte%	Textura	Matéria Orgânica dag.kg <sup>-1</sup>
0-10	50.76	70.942	29.058	21.50	27.74	Arenosa	15
10-20	43.97	71.114	28.886	22.08	33.95	Arenosa	12
20-30	43.26	67.290	32.710	28.26	28.48	Arenosa	11
30-40	56.77	58.249	41.751	29.18	14.06	Arenosa	10
40-50	50.76	70.942	29.058	21.50	27.74	Arenosa	10
50-60	43.97	71.114	28.886	22.08	33.95	Arenosa	11

Anexo 10-Parâmetros analítico geoquímico dos materiais superficiais do ponto C1.

Ponto C1	Al cmol.dm <sup>-3</sup>	P mg.dm <sup>-3</sup>	K mg.dm <sup>-3</sup>	Ca cmol.dm <sup>-3</sup>	Mg cmol.dm <sup>-3</sup>	Fe mg.dm <sup>-3</sup>	pH H <sub>2</sub> O	H+Al cmol.dm <sup>-3</sup>	CTC cmol.dm <sup>-3</sup>	V %
0-10	1,45	8,2	22,0	0,07	0,012	4,00	4,8	3,10	1,59	4,34
10-20	1,40	5,4	14,1	0,09	0,002	0,43	4,5	2,57	1,53	4,68
20-30	1,10	4,8	10,2	0,03	0,005	0,17	4,9	1,98	1,16	2,81
30-40	0,95	2,9	6,3	0,04	0,005	0,13	5,1	1,67	1,01	3,19
40-50	0,70	2,9	4,3	0,09	0,005	0,30	5,2	1,52	0,80	6,35
50-60	0,65	2,9	4,3	0,08	0,005	0,43	5,1	1,52	0,74	5,68
60-70	0,50	4,9	2,4	0,14	0,008	2,62	5,3	1,37	0,65	10,15
70-80	0,50	4,2	2,4	0,16	0,011	19,07	5,3	1,84	0,68	8,80
80-90	0,40	4,6	2,4	0,14	0,012	8,29	5,3	1,87	0,55	7,60
90-100	0,30	2,6	2,4	0,14	0,009	6,05	5,1	1,98	0,45	7,21
100-110	0,40	2,4	2,4	0,11	0,006	19,20	5,3	1,50	0,52	7,23
110-120	0,40	1,8	2,4	0,18	0,006	19,20	5,3	1,09	0,70	21,58

Anexo 11--Parâmetros analítico geoquímico dos materiais superficiais do ponto C2.

Ponto C2	Al cmol.dm <sup>-3</sup>	H+Al cmol.dm <sup>-3</sup>	Mg cmol.dm <sup>-3</sup>	Ca cmol.dm <sup>-3</sup>	CTC cmol.dm <sup>-3</sup>	Fe mg.dm <sup>-3</sup>	P mg.dm <sup>-3</sup>	K mg.dm <sup>-3</sup>	pH H <sub>2</sub> O	V %
0-10	1,45	20,00	0,07	0,10	4,12	63,32	10,82	55,29	4,84	1,55
10-20	1,40	30,00	0,04	0,07	3,98	47,25	7,27	25,92	4,50	0,58
20-30	1,10	17,00	0,02	0,06	4,03	7,64	4,56	20,05	3,75	0,77
30-40	0,95	17,00	0,03	0,06	4,20	1,11	1,95	6,34	3,80	0,58
40-50	0,70	18,29	0,02	0,07	4,01	7,48	1,45	6,34	4,00	0,61
50-60	0,65	16,82	0,05	0,09	3,60	0,25	1,75	4,38	4,20	0,88

Anexo 12-Parâmetros analítico geoquímico dos materiais superficiais do ponto C3.

Ponto C3	Al cmol.dm <sup>-3</sup>	H+Al cmol.dm <sup>-3</sup>	Mg cmol.dm <sup>-3</sup>	Ca cmol.dm <sup>-3</sup>	CTC cmol.dm <sup>-3</sup>	Fe mg.dm <sup>-3</sup>	P mg.dm <sup>-3</sup>	K mg.dm <sup>-3</sup>	pH H <sub>2</sub> O	V %
0-10	1,05	5,95	0,03	0,1	1,19	57,65	9,0	18,1	4,90	2,34
10-20	0,90	3,17	0,02	0,2	1,10	29,81	6,0	10,3	5,20	5,89
20-30	0,80	1,62	0,01	0,1	0,92	2,66	3,9	6,3	5,00	6,77
30-40	0,75	1,37	0,01	0,1	0,89	3,86	2,5	2,4	5,10	9,31
40-50	1,15	1,67	0,01	0,1	1,31	4,21	1,0	2,4	4,40	8,97
50-60	0,15	0,90	0,02	0,1	0,29	47,60	0,5	2,4	5,50	13,37



Anexo 13-Parâmetros analítico geoquímico dos materiais superficiais do ponto C4

Ponto C4	Al cmol.dm <sup>-3</sup>	H+Al cmol.dm <sup>3</sup>	Mg cmol.dm <sup>-3</sup>	Ca cmol.dm <sup>-3</sup>	CTC cmol.dm <sup>-3</sup>	Fe mg.dm <sup>-3</sup>	P mg.dm <sup>-3</sup>	K mg.dm <sup>-3</sup>	pH H <sub>2</sub> O	V %
0-10	1,35	2,06	0,01	0,18	1,55	32,39	3,46	6,34	4,30	9,03
10-20	0,55	1,37	0,01	0,12	0,69	7,05	2,55	4,38	4,60	9,42
20-30	0,60	1,67	0,01	0,0	0,81	2,40	1,19	0,0	4,90	11,12
30-40	0,60	1,65	0,01	0,0	0,82	2,50	1,10	0,0	4,90	12,00
40-50	0,40	1,52	0,09	0,0	0,63	15,29	0,73	0,0	4,90	13,24

Anexo 14-Parâmetros analítico geoquímico dos materiais superficiais do ponto C5

Ponto C5	Al cmol.dm <sup>-3</sup>	H+Al cmol.dm <sup>3</sup>	Mg cmol.dm <sup>-3</sup>	Ca cmol.dm <sup>-3</sup>	CTC cmol.dm <sup>-3</sup>	Fe mg.dm <sup>-3</sup>	P mg.dm <sup>-3</sup>	K mg.dm <sup>-3</sup>	pH H <sub>2</sub> O	V %
0-10	0,65	1,98	0,03	0,18	1,08	110,93	2,16	16,00	4,80	17,75
10-20	0,75	1,52	0,02	0,18	1,06	69,34	1,26	16,10	4,90	17,17
20-30	0,40	1,09	0,02	0,18	0,64	20,53	0,58	16,13	4,80	18,39
30-40	0,35	0,99	0,02	0,18	0,59	11,08	0,77	16,13	4,80	19,44
40-50	0,25	0,96	0,01	0,23	0,53	10,65	0,22	14,17	4,90	22,91
50-60	0,20	0,96	0,02	0,21	0,47	10,82	0,45	14,17	5,20	21,731

Anexo 15-Parâmetros analítico geoquímico dos materiais superficiais do ponto C6

Ponto C6	Al cmol.dm <sup>-3</sup>	H+Al cmol.dm <sup>3</sup>	Mg cmol.dm <sup>-3</sup>	Ca cmol.dm <sup>-3</sup>	CTC cmol.dm <sup>-3</sup>	Fe mg.dm <sup>-3</sup>	P mg.dm <sup>-3</sup>	K mg.dm <sup>-3</sup>	pH H <sub>2</sub> O	V %
0-10	0,60	1,37	0,01	0,21	0,86	68,48	2,48	14,17	4,90	15,92
10-20	0,60	1,67	0,01	0,18	0,82	37,89	4,62	8,30	4,90	11,58
20-30	0,50	1,52	0,05	0,20	0,72	17,78	5,30	6,34	5,00	12,61
30-40	0,50	1,85	0,05	0,25	0,77	5,84	4,19	6,34	4,70	12,62
40-50	0,65	1,87	0,01	0,22	0,88	5,23	2,69	4,38	4,90	11,03
50-60	0,90	2,85	0,01	0,23	1,14	7,12	1,23	4,38	5,10	7,69
60-70	0,45	1,37	0,01	0,20	0,66	22,94	0,57	4,38	5,00	13,23
70-80	0,35	1,19	0,015	0,24	0,61	25,34	0,50	4,38	5,10	17,95
80-90	0,35	1,17	0,05	0,22	0,63	26,00	0,48	4,38	5,10	15,00
90-100	0,40	1,37	0,05	0,22	0,64	29,81	0,48	4,38	5,30	14,84
100-110	0,25	1,46	0,09	0,20	0,56	59,11	0,28	4,38	5,10	17,48

Anexo 16-Parâmetros analítico geoquímico dos materiais superficiais do ponto C7

Ponto C7	Al cmol.dm <sup>-3</sup>	H+Al cmol.dm <sup>-3</sup>	Mg cmol.dm <sup>-3</sup>	Ca cmol.dm <sup>-3</sup>	CTC cmol.dm <sup>-3</sup>	Fe mg.dm <sup>-3</sup>	P mg.dm <sup>-3</sup>	K mg.dm <sup>-3</sup>	pH H <sub>2</sub> O	V %
0-10	0,75	1,23	0,035	0,11	1,03	45,28	12,57	51,38	5,30	18,56
10-20	0,65	2,82	0,012	0,28	0,99	23,97	11,68	18,09	4,80	10,76
20-30	0,60	1,50	0,015	0,29	0,93	14,08	7,07	12,21	4,50	18,19
30-40	0,50	1,52	0,008	0,30	0,82	10,48	3,48	4,38	4,70	17,26
40-50	0,60	1,30	0,009	0,28	0,90	19,93	1,73	4,38	4,80	18,97
50-60	0,50	1,21	0,008	0,24	0,75	21,90	0,96	2,42	4,50	17,35
60-70	0,25	1,05	0,005	0,23	0,49	20,19	0,57	2,42	4,60	18,40
70-80	0,15	0,81	0,002	1,74	1,90	12,11	0,41	2,42	4,40	68,35
80-90	0,10	0,81	0,0	0,25	0,35	11,94	0,54	2,42	4,20	23,75
90-100	0,10	0,73	0,010	0,26	0,38	12,28	0,95	2,42	4,10	27,85

Anexo 17-Parâmetros analítico geoquímico dos materiais superficiais do ponto C8.

Ponto C8	Al cmol.dm <sup>-3</sup>	H+Al cmol.dm <sup>-3</sup>	Mg cmol.dm <sup>-3</sup>	Ca cmol.dm <sup>-3</sup>	CTC cmol.dm <sup>-3</sup>	Fe mg.dm <sup>-3</sup>	P mg.dm <sup>-3</sup>	K mg.dm <sup>-3</sup>	pH H <sub>2</sub> O	V %
0-10	1,05	2,54	0,01	0,24	1,36	56,68	5,19	23,96	4,50	11,01
10-20	0,80	1,87	0,01	0,24	1,09	19,84	4,20	16,13	4,50	13,29
20-30	0,65	1,69	0,01	0,24	0,92	17,01	4,72	12,21	4,50	13,96
30-40	0,60	1,67	0,02	0,35	0,98	15,55	2,02	4,38	4,60	18,41