

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOGRAFIA E GESTÃO DO TERRITÓRIO

**CARACTERIZAÇÃO FÍSICA E QUÍMICA DE LATOSSOLOS E
GLEISSOLOS NO CAMPO DE MURUNDU DO CÓRREGO DA
FORTALEZA, CHAPADA OESTE DO TRIÂNGULO MINEIRO**



FERNANDA PEREIRA MARTINS

UBERLÂNDIA/MG

2014

FERNANDA PEREIRA MARTINS

**CARACTERIZAÇÃO FÍSICA E QUÍMICA DE LATOSSOLOS E
GLEISSOLOS NO CAMPO DE MURUNDU DO CÓRREGO DA
FORTALEZA, CHAPADA OESTE DO TRIÂNGULO MINEIRO**

Dissertação de mestrado apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em Geografia
da Universidade Federal de Uberlândia, como
requisito parcial à obtenção do título de
mestre em Geografia.

Área de concentração: Geografia e Gestão do
Território.

Orientador: Prof^a. Dr^a. Vânia Sílvia Rosolen.

Uberlândia/MG
INSTITUTO DE GEOGRAFIA
2014

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

-
- M386c
2014
- Martins, Fernanda Pereira, 1988-
Caracterização física e química de latossolos e gleissolos no campo de murundu do Córrego da Fortaleza, chapada oeste do Triângulo Mineiro / Fernanda Pereira Martins. - 2014.
90 f.
- Orientadora: Vania Silvia Rosolen.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Uberlândia, Programa de Pós-Graduação em Geografia.
Inclui bibliografia.
1. Geografia - Teses. 2. Geoquímica - Teses. 3. Geomorfologia - Teses. 4. Relevo - Uberlândia (MG) - Teses. I. Rosolen, Vania Silvia. II. Universidade Federal de Uberlândia, Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

CDU: 910.1

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Fernanda Pereira Martins

**CARACTERIZAÇÃO FÍSICA E QUÍMICA DE LATOSSOLOS E
GLEISSOLOS NO CAMPO DE MURUNDU DO CÓRREGO DA
FORTALEZA, CHAPADA OESTE DO TRIÂNGULO MINEIRO**

Prof^a. Dr^a. Vânia Sílvia Rosolen

Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira

Prof. Dr. Rildo Aparecido Costa

Data: ____/____ de ____

Resultado: _____

Dedico esta obra aos meus pais, Nilza e Antonio, por todo amor e incondicional proteção e apoio. Eu amo vocês.

Fernanda Pereira Martins

AGRADECIMENTOS

por Fernanda Pereira Martins

Primeiramente a DEUS por ter-nos brindado com as grandes maravilhas deste mundo. Sou grata pela oportunidade de realizar meus sonhos a cada dia.

À Profa. Dra. Vânia Rosolen, pelas orientações, compreensão e amizade. Obrigada pela oportunidade e auxílio.

Ao Prof. Dr. Rildo Aparecido Costa por acompanhar minha jornada acadêmica. Sou grata pela motivação, ensinamentos e amizade.

Ao Prof. Dr. Elias Borges pelo apoio e disponibilização do Laboratório de Manejo de Solo/UFU e ao técnico Marco Aurélio pelo auxílio na execução dos procedimentos laboratoriais e pelos ensinamentos diários.

Ao Prof. Dr. Beno Wendling pela disponibilização do Laboratório de Pedologia/UFU.

Aos meus pais, Nilza e Antônio. Não há palavras, apenas digo que com vocês eu posso tudo.

À minha irmã Vanessa pela força e companheirismo.

Eu amo vocês. Saibam que tê-los ao meu lado é o que dá sentido à minha vida.

Aos amigos e colegas, pela vibração em relação a esta jornada.

Às minhas amigas Nathália, Naiara, Carol e Mancelle, embora com a distância física, permanecemos sempre juntas.

Aos amigos que conheci nesta etapa (Risely Ferraz, Henrique Machado e Mariana Velasques). Foram tantas risadas... Com vocês meus dias foram mais felizes.

À Risely pelo auxílio em laboratório. Foi enriquecedor trabalhar com você.

À Mariana pelo apoio emocional e espiritual. Obrigada!

Agradeço a CAPES pela concessão da bolsa de estudos.

À banca pelas considerações e auxílio para melhoria do trabalho.

E a todos que com boa intenção colaboraram para a realização e finalização deste trabalho.

RESUMO

Este estudo foi realizado numa catena composta por latossolos e gleissolos e está localizada na área da nascente do córrego da Fortaleza (coordenadas 19°12'44"S de latitude e 48° 3'13"W de longitude), município de Uberlândia, porção meridional da Chapada Uberlândia-Uberaba. O córrego da Fortaleza é afluente da margem esquerda do Rio Uberabinha. Essa área de nascente, denominada de covoal, é um microrrelevo composto por murundus, estes presentes em maior quantidade nas bordas, tornando menos expressivos no centro, onde a presença de água é maior. Os covoais encontram-se ao longo da chapada, principalmente na cabeceira de drenagens, e correspondem a pequenas depressões no solo que apresentam impedimento à drenagem. Este conjunto de fatores leva à diferenciação das características do solo do covoal em relação ao seu entorno. O objetivo deste trabalho foi avaliar as diferenças em uma catena na cabeceira do córrego da Fortaleza que associa Latossolo e Gleissolo a fim de determinar propriedades que podem ser usadas como elementos para a reflexão sobre a relação solo-paisagem. Foram feitas análises de granulometria, porosidade total, macroporosidade, microporosidade, densidade do solo, óxidos totais, carbono total, substâncias húmicas, carbono lábil e carbono solúvel em água. Verificou-se que os covoais foram formados a partir de processos pedogenéticos com perda de material particulado e em solução, individualizando um ambiente de suave depressão fortemente influenciado pelo lençol freático. Os solos se diferenciam em suas características físicas (granulometria, porosidade total, microporosidade, macroporosidade e densidade do solo) e químicas (óxidos totais de SiO_2 ; Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; CaO ; MgO ; TiO_2 ; P_2O_5 ; Na_2O ; K_2O e MnO ; Carbono orgânico total; Carbono Fracionado; Carbono lábil e Carbono solúvel em água) de um ambiente montante mais aerado (latossolo), de um ambiente a jusante da catena com saturação em água (solos hidromórficos).

Palavras-chave: Campo de murundu, análise física, geoquímica, carbono-orgânico, Chapada Uberlândia-Uberaba.

ABSTRACT

This study was conducted in a catena consisting of Oxisols and Gleisols and is located in the area of the headwaters of the stream of Fortaleza (coordinates 19 ° 12'44 "S latitude and 48 ° 3'13" W longitude), Uberlândia, portion southern Chapada Uberlândia-Uberaba. The stream of Fortaleza is left tributary of the Rio Uberabinha. The covoal is a microrelief comprising murundus, these present in greater amount at the edges, making it less significant in the center of the covoal where the presence of water is greater. The "covoais" are along the plateau, especially in the headwaters of drainages, and they correspond a small depressions in the ground that have bad drainage of the soil. These factors lead to the differentiation of soil characteristics of covoal in relation to its surrounding land. The objective of this study was to evaluate the soil differences in a catena at the head of the stream that joins Oxisol and Gleysoil to determine properties that can be used as a focus for reflection on the soil-landscape. It was made analysis of grain size, porosity, macroporosity and microporosity, soil density, total oxides (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, TiO₂, P₂O₅, Na₂O, K₂O and MnO), total carbon, humic substances, labile carbon and soluble carbon in water. It was found that the "covoais" were formed from pedogenetical processes with particulate material and solution loss, individualizing an environment of mild depression strongly influenced by the water table. The soils of this catena differ in their physical (grain size, porosity, microporosity, macroporosity and bulk density) and chemical characteristics (surface oxides SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, TiO₂, P₂O₅, Na₂O, K₂O and MnO; organic carbon total; Fractional Carbon; labile carbon and water soluble carbon) from environment more aerated (oxisol), to an environment downstream of the catena with water saturation (Hidromorphic soils).

Palavras-chave: earthmound, physical analysis, geochemistry, organic-carbon, plateau of Uberlândia-Uberaba.

LISTA DE FIGURAS, QUADROS, GRÁFICOS E TABELAS

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de Sedimentação Cretácea do Triângulo Mineiro (MG).	15
Figura 2: Mapa de localização do Covoal e pontos de amostragem, Triângulo Mineiro/MG.....	34
Figura 3: Perfil Topográfico e perfis de solo da catena do covoal do córrego da Fortaleza, Uberlândia, MG.	44
Figura 4: Perfil Topográfico e perfis de solo da catena do covoal do córrego da Fortaleza, Uberlândia, MG.	45

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Coordenadas geográficas no sistema WGS-84 dos pontos de amostragem.	37
Quadro 2: Critérios para interpretação do fracionamento químico da matéria orgânica.....	42
Quadro 3: Três repetições (REP), desvio padrão (DP) e teores médios (Med) dos principais óxidos (g/kg) determinados nas amostras de solo da Borda (BC) e Transição-Borda Centro do Covoal (TBC) nas profundidades de 0-20; 20-40 e 40-100 cm e no Centro do Covoal (CC) nas profundidades de 0-8; 8-20; 20-40 e 40-100 cm.	54
Quadro 4: Repetições (REP), desvio padrão (DP) e teores médios (Med) do Carbono Orgânico do Solo (COT), Carbono Lábil em g kg ⁻¹ e Carbono Solúvel em água em mg kg ⁻¹ determinados nas amostras de solo da Borda (BC) e Transição do Covoal (TBC) nas profundidades de 0-20; 20-40 e 40-100 cm e no Centro do Covoal Transição do Covoal (TBC) nas profundidades de 0-8; 8-20; 20-40 e 40-100 cm. ...	62
Quadro 5: Repetições (REP), desvio padrão (DP) e teores médios (Med) da fração Humina (C-HU), Ácido Húmico (C-AH) e Ácido Fúlvico (C-AF) g kg ⁻¹ determinados nas amostras de solo da Borda (BC) e Transição do Covoal (TBC) de 0-20; 20-40 e 40-100 cm e no Centro do do Covoal (CC) de 0-8; 8-20; 20-40 e 40-100 cm.....	72

LISTA DE GRÁFICO

Gráfico 1: Variação dos teores de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ e TiO ₂ no BC nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm.	55
Gráfico 2: Variação dos teores de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ e TiO ₂ no TBC nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm.	56

Gráfico 3: Variação dos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 no CC nas profundidades de 0-8 cm, 8-20 cm, 20-40 cm e 40-100 cm.	58
Gráfico 4: Variação de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 na catena (BC, TBC, CC) na profundidade de 0-20 cm.	59
Gráfico 5: Variação de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 na catena (BC, TBC, CC) na profundidade de 20-40 cm.....	59
Gráfico 6: Variação de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 na catena (BC, TBC, CC) na profundidade de 40-100 cm.....	60
Gráfico 7: Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg ⁻¹ em solos da trincheira da Borda do Covoal do córrego da Fortaleza na profundidade de nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm.	63
Gráfico 8: Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg ⁻¹ em solos da trincheira da Transição Borda-Centro do Covoal do córrego da Fortaleza na profundidade de nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm.	64
Gráfico 9: Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg ⁻¹ em solos da trincheira do Centro do Covoal do córrego da Fortaleza na profundidade de nas profundidades de 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100 cm.	64
Gráfico 10: Variação de Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg ⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 0-20 cm. .	65
Gráfico 11: Variação de Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg ⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 20-40 cm.	66
Gráfico 12: Variação de Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg ⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 40-100 cm.	66
Gráfico 13: Variação dos teores de Carbono Solúvel em água na trincheira Borda do Covoal nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100.	68
Gráfico 14: Variação dos teores de Carbono Solúvel em água na trincheira Transição Borda-Centro do Covoal nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100.	68
Gráfico 15: Variação dos teores de Carbono Solúvel em água na trincheira Centro do Covoal nas profundidades de 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100.	69
Gráfico 16: Variação de Carbono Solúvel (CS) em mg kg ⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 0-20 cm.....	69
Gráfico 17: Variação de Carbono Solúvel (CS) em mg kg ⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 20-40 cm.....	70
Gráfico 18: Variação de Carbono Solúvel (CS) em mg kg ⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 40-100 cm.....	70

Gráfico 19: Variação dos teores de C-HU, C-AH e C-AF fracionado na trincheira da Borda do Covoal nas profundidades 0-20, 20-40 e 40-100 cm.	73
Gráfico 20: Variação dos teores de C-HU, C-AH e C-AF fracionado na trincheira da Transição Borda-Centro do Covoal nas profundidades 0-20, 20-40 e 40-100 cm.....	73
Gráfico 21: Variação dos teores de C-HU, C-AH e C-AF fracionado na trincheira do Centro do Covoal nas profundidades 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100 cm.....	74
Gráfico 22: Variação da humina (C-HU), ácido húmico (C-AH) e ácido fúlvico (C-AF) na catena (BC, TBC, CC) do covoal do córrego da Fortaleza na profundidade de 0-20 cm.	76
Gráfico 23: Variação da humina (C-HU), ácido húmico (C-AH) e ácido fúlvico (C-AF) na catena (BC, TBC, CC) do covoal do córrego da Fortaleza na profundidade de 20-40 cm.	76
Gráfico 24: Variação da humina (C-HU), ácido húmico (C-AH) e ácido fúlvico (C-AF) na catena (BC, TBC, CC) do covoal do córrego da Fortaleza na profundidade de 40-100 cm.	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Cor do solo, conforme o sistema de cores Munsell, nas amostras de solo das trincheiras BC, TBC e CC para as profundidades de 0-20 cm; 20-40 cm e 0-20 cm.	47
Tabela 2: Média dos teores das frações granulométricas de areia grossa, areia fina, silte e argila (g kg ⁻¹) determinados nas amostras de solo da Borda (BC) e Transição do Covoal (TBC) nas profundidades de 0-20; 20-40 e 40-100 cm e no Centro do Covoal (CC) profundidades de 0-8; 8-20; 20-40 e 40-100 cm.....	49
Tabela 3: Valores de Macroporosidade (Ma), Microporosidade (Mi), Porosidade Total (Pt) e Densidade do solo (Ds) nos perfis da Borda do Covoal (BC), Transição Borda-Centro do Covoal (TBC) e Centro do Covoal (CC).....	51

LISTA DE ABREVIATÖES

BC - Borda do Covoal

TBC - Transiçãõ Borda-Centro

CC - Centro do Covoal

SiO₂ - Óxido de Sílica

Al₂O₃ - Óxido de Alumínio

Fe₂O₃ - Óxido de Ferro

TiO₂ - Óxido de Titânio

P₂O₅ - Óxido de Fósforo

K₂O - Óxido de Potássio

C-HU - Humina

C-AH - Ácido Húmico

C-AF - Ácido Fúlvico

COT - Carbono Orgânico Total

CL - Carbono Lábil

CSA - Carbono Solúvel em Água

Ma - Macroporosidade

Mi - Microporosidade

Pt - Porosidade Total

Ds - Densidade do Solo

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	6
1.0 REFERENCIAL TEÓRICO	13
1.1 FORMAÇÃO DAS CHAPADAS DO TRIÂNGULO MINEIRO.....	13
1.2 SOLOS DA CHAPADA	22
1.2.1 Solos Lateríticos.....	22
1.2.2 Solos Hidromórficos	29
1.2.3 Intemperismo e evolução do relevo.....	31
2.0 OBJETIVOS	33
2.1 GERAL.....	33
2.2 ESPECÍFICOS.....	33
3.0 ÁREA DE ESTUDO.....	33
4.0 MATERIAIS E MÉTODOS.....	36
4.1 ATIVIDADES DE CAMPO	37
4.1.1 Coleta de amostra	37
4.2 Atividade de Laboratório:	38
4.2.2 Densidade do Solo, Porosidade Total, Macroporosidade e Microporosidade.....	39
4.2.3 pH em H ₂ O	40
4.2.4 Determinação dos Óxidos Totais por Espectroscopia de Fluorescência de raios-X.....	40
4.2.5 Carbono Orgânico Total	40
4.2.7 Carbono solúvel em água	42
5.0 RESULTADOS E DISCUSSÕES	43
5.1 Atributos morfológicos dos solos da catena do campo de murundu do córrego da Fortaleza.....	43
5.2 Atributos físicos dos solos da catena do campo de murundu do córrego da Fortaleza.....	48
5.3 Atributos químicos dos solos da catena do campo de murundu do córrego da Fortaleza.....	53
6.0 CONCLUSÃO.....	80
7.0 REFERÊNCIAS.....	81

INTRODUÇÃO

As chapadas sedimentares do Triângulo Mineiro apresentam paisagem pedológica que associa solos lateríticos bem drenados (Latosolos) e solos com propriedades hidromórficas (Gleissolos). O Gleissolo encontra-se em pequenas depressões na superfície da chapada enquanto que o Latossolo encontra-se nas posições com altimetria mais elevada. Tal distribuição é repetitiva na paisagem, podendo ser identificada superficialmente no terreno por mudanças de topografia (presença de depressões topográficas na superfície do platô), de vegetação (associação de vegetação de campo Cerrado com vegetação de gramíneas e palmáceas de ambientes encharcados) e mudança da composição do horizonte superficial do solo contendo quantidades expressivas de matéria orgânica (acumulação que é facilitada pela saturação hídrica do solo), ou apenas a presença de horizonte pouco pronunciado contendo matéria orgânica fortemente decomposta e mineralizada, o qual é produto de ambiente oxidante. Mas, são incertas as diferenças texturais, geoquímicas e físicas que acompanham as mudanças de solo.

Essas áreas deprimidas conhecidas como campos de murundus são conhecidas localmente por covoais. Ao longo do texto será utilizado tanto o termo covoal como campo de murundu para se referir à área de estudo. Estes micro relevos constituem principalmente as cabeceiras de drenagem e são importantes para a dinâmica hídrica regional. A chapada é considerada uma caixa d'água devido ao grande armazenamento hídrico favorecido pela alta percolação em detrimento do seu escoamento para os canais de drenagem. Isso leva a um maior período, abrangendo grande parte do ano, de fornecimento de água para os rios.

O estudo das características físicas e químicas de solos presentes nos campos de murundus, além da inferência de como essas áreas são formadas na paisagem das chapadas, são importantes devido ao seu papel ecológico, com fauna e flora endêmicas, que elas representam no Cerrado brasileiro e o seu papel na manutenção do equilíbrio hidrológico regional.

Por ser uma área plana e possuir importantes recursos hídricos a chapada é utilizada, na quase totalidade de sua extensão, para atividades de monoculturas, as quais se encontram margeando as áreas de covoais.

Apesar de ser um ambiente complexo do ponto de vista geológico e ambiental, este trabalho tem como objetivo fornecer informações de natureza físico-química dos solos da transição Latossolo-Gleissolo e contribuir para a compreensão dos processos pedogenéticos envolvidos na evolução desta paisagem. A análise dos dados obtidos nesta pesquisa se apoia na teoria proposta na qual, no meio tropical úmido, os solos hidromórficos evoluem em detrimento das coberturas lateríticas e que tal evolução é acompanhada por mudanças químicas e estruturais que alimentam as transformações na cobertura pedológica com reflexos na superfície.

1.0 REFERENCIAL TEÓRICO

1.1 FORMAÇÃO DAS CHAPADAS DO TRIÂNGULO MINEIRO

O arcabouço estrutural do Triângulo Mineiro é composto por litologias do Pré-Cambriano e posterior sobreposição de litologias determinadas por ativações tectônicas, extravasamento de lavas e sedimentação de natureza majoritariamente arenosa. Essa estrutura, a partir do Cenozóico Inferior, foi exposta a diversas oscilações climáticas e epirogenéticas que conduziram à esculturação do relevo atual por processos denudacionais, sendo possível, posteriormente, inferir uma caracterização geomorfológica da área.

As rochas do Complexo Goiano (Grupo Araxá, Grupo Canastra e Grupo Bambuí) são as mais antigas da região do Triângulo Mineiro, sobre as quais foram depositados os sedimentos dos períodos Mesozóico e Cenozóico (NISHIYAMA, 1989).

O Grupo São Bento (Jurássico) refere-se às rochas de origem vulcânica e sedimentar eólica, representadas pela Formação Serra Geral e pela Formação Botucatu respectivamente (BATEZELLI et al, 2004). Os arenitos da Formação Botucatu estão diretamente assentados sobre o embasamento cristalino do Grupo Araxá, que estão recobertos pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral ou pelas rochas do Grupo Bauru (NISHIYAMA, 1989).

No Eocretáceo (cretáceo inferior, Mesozóico), a crosta terrestre foi submetida a intensos fendilhamentos, associados a magmatismo, rompendo-se o megacontinente Gondwana e com início da evolução do oceano Atlântico Sul. Na Bacia do Paraná, o evento traduziu-se como uma espessa cobertura de lavas, uma intrincada rede de diques cortando toda a seção sedimentar e múltiplos níveis de soleiras intrudidas segundo os planos de estratificação dos sedimentos paleozóicos. Praticamente nenhuma região da bacia foi poupada pelo evento magmático, originando as rochas ígneas da Formação Serra Geral (MILANI et al., 2007).

Esses produtos de vulcanismo maciço foram intercalados com pacotes de dunas extensas relativas aos processos climáticos de grande aridez da Formação Botucatu (AB'SABER, 1998).

Depois de cessados os derrames de lavas, houve uma tendência geral para o soerguimento de toda a Plataforma Sulamericana em terras do Brasil (ALMEIDA, 1983 apud FELTRAN FILHO, 1997). Para Fernandes (1998), esses soerguimentos e subsidências ocorreram devido à abertura do “rift” Sul-Atlântico na porção oriental da Bacia do Paraná durante o Cretáceo.

De acordo com SUGUIO et al (1977, p. 233 apud FELTRAN FILHO, 1997)

“... a porção norte da bacia do Paraná comportou-se como uma área negativa relativamente aos soerguimentos marginais na zona central da bacia, marcando o início da fase de embaciamento localizado em

relação à área como um todo. Nessa área deprimida acumularam-se os sedimentos do Grupo Bauru, do Cretáceo Superior.

O desenvolvimento da Bacia Bauru se deu a partir da superposição de processos tectônicos de abatimento sobre a porção centro-norte da Bacia do Paraná, decorrentes dos efeitos da separação Brasil-África (BATEZELLI, 2003). A Supersequência Bauru é formada pelos Grupos cronocorrelatos Caiuá e Bauru (MILANI et al., 2007), sendo este último representativo da área em estudo.

O Grupo Bauru é uma unidade supra-basáltica da Bacia do Paraná e representa a última etapa de depósitos datáveis da bacia do Alto Paraná (BATEZELLI, 2003). No Triângulo Mineiro, o Grupo Bauru é composto pelas Formações Uberaba, Adamantina e Marília (FELTRAN FILHO, 1997). Esta última subdividida em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã, sendo que os dois primeiros afloram na parte leste do Triângulo Mineiro enquanto que o Membro Echaporã está presente na porção oeste (BATEZELLI, 2003).

Nos municípios de Uberlândia e Uberaba, área da referida pesquisa, a Formação Uberaba é definida como de idade Neocretácea e tem no contato superior apenas a Formação Marília com seus respectivos membros, Ponte Alta e Serra da Galga (Figura 1) (BATEZELLI, 2003).

A Formação Uberaba compreende arenitos muito finos a lamitos siltosos cinza-esverdeados a verde-oliva, com notável quantidade de grãos clásticos de perovskita. Ocorre em estratos tabulares e lenticulares, de estrutura maciça, com estratificação cruzada tabular/acanalada ou laminação plano-paralela. Apresenta intercalações secundárias de argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados de matriz arenosa. Corresponde a depósitos de sistema fluvial entrelaçado e de fluxos em lençol (MILANI et al., 2007).

A espessura da Formação Uberaba está em torno de 70 metros e sua distribuição em área restringe-se às proximidades da cidade homônima. O contato superior da Formação Uberaba se dá de forma abrupta com as rochas da Formação Marília (BATEZELLI, 2003).

A Formação Marília, parte superior do Grupo Bauru, é uma unidade composta por arenitos grossos a conglomeráticos, conglomerados, com grãos angulosos e teor de matriz variável. Os arenitos ocorrem na forma de estratos, com espessura média entre 1 e 2 metros, maciços ou em acamamento incipiente, sub-paralelo e descontínuo. Subordinadamente aparecem níveis de siltito. Dentre as principais características da Formação Marília no Triângulo Mineiro está o alto conteúdo de cimento carbonático (CaCO_3). O carbonato encontra-se presente como cimento micrítico disperso na rocha ou concentrados em níveis ou zonas de fratura. Sendo comum a substituição/corrosão de grãos e clastos siliciclásticos por CaCO_3 (BATEZELLI, 2003).

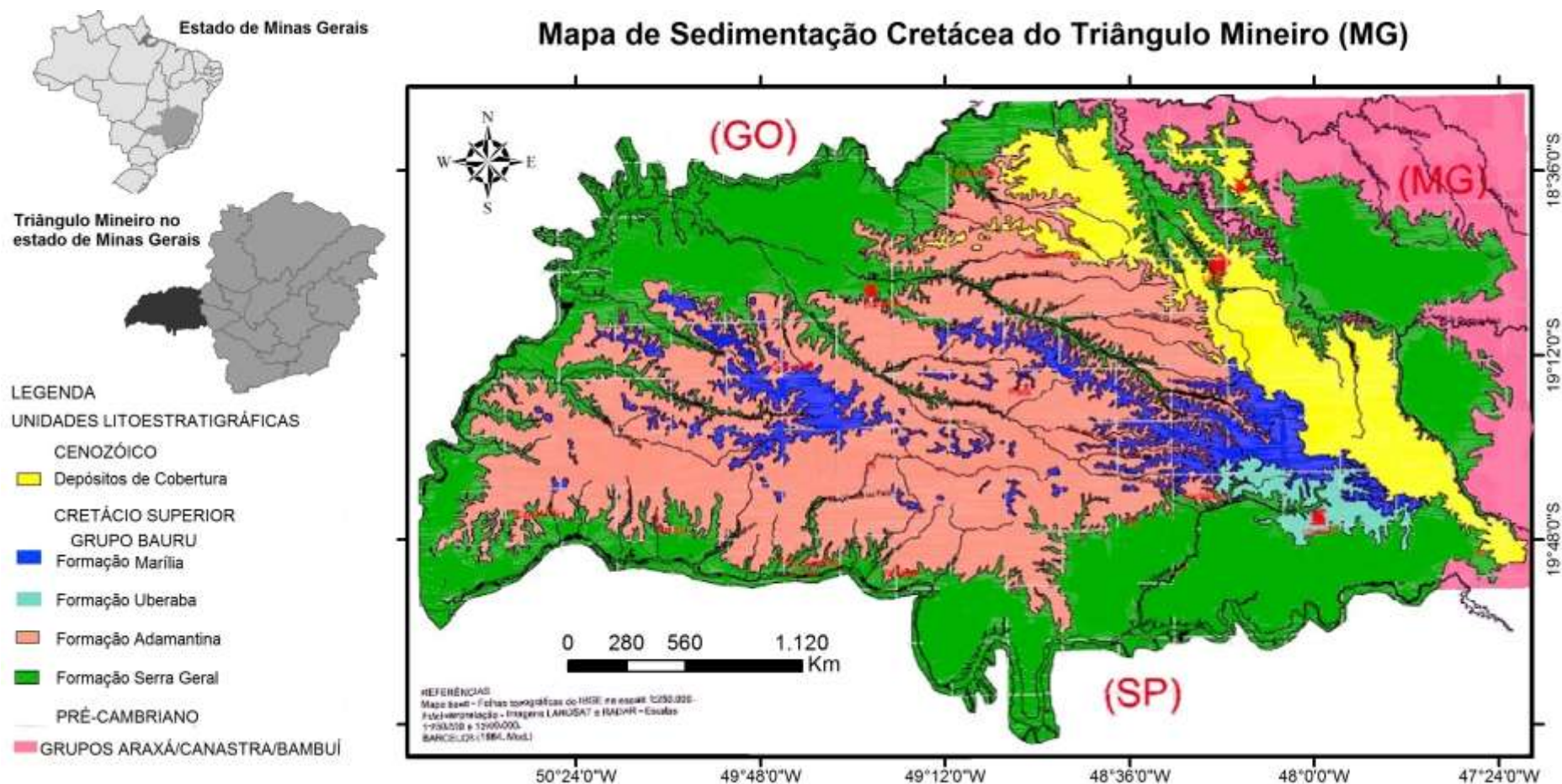


Figura 1: Mapa de Sedimentação Cretácea do Triângulo Mineiro (MG).

Fonte: Batezelli, 2003.

Litologicamente, a fácies Ponte Alta é constituída de arenitos muito calcíferos, com lentes e nódulos de cálcio conglomeráticos ou brechoides subordinadas, englobando também níveis irregulares de arenito conglomerático, conglomerados e níveis incipientes de siltitos e argilitos (LIMA, 1996).

Batezelli (2003) admite como constituinte básico do Membro Ponte Alta os depósitos calcários economicamente explorados na região de Ponte Alta, Uberaba e Uberlândia. Trata-se de arenitos calcíferos finos, esbranquiçados, com espessura máxima da ordem de 7 metros, que ocorrem em camadas contínuas com até 3 km de extensão em subsuperfície. Eles se comportam como lentes dentro do conjunto areno-conglomerático que compõe o Membro Serra da Galga.

A fácies Serra da Galga é constituída por arenitos grosseiros conglomeráticos, argilosos, interestratificados a camadas de fino e níveis rudáceos expressivos. Nos níveis de rocha alterada, é comum a presença de mosqueados causados por lixiviação dos minerais argilosos e carbonáticos, com formação de cascalheiras (LIMA, 1996).

Segundo Alves & Ribeiro (1999 apud COMITÉ DE BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ARAGUARI, 2011), estes membros podem ser diferenciados pelo tipo de cimento que, no Membro Ponte Alta é calcífero e, no Membro Serra da Galga, é silicoso.

Por possuir uma grande quantidade de cimento carbonático (calcretes), e subordinadamente, cimento silicoso (silcretes), as rochas do Membro Serra da Galga conferem à região um relevo de serras tabulares (chapadas), constituindo umas das feições geomorfológicas mais marcantes na parte leste do Triângulo Mineiro (BATEZELLI, 2003).

Em lâminas confeccionadas para o Membro Serra da Galga, Batezelli (2003) constatou a seguinte composição mineralógica básica: quartzo (35%), feldspato (5%), fragmentos de rochas (quartzito – 5%) e carbonatos (calcita/dolomita – 50%). Fragmentos de basalto e outros minerais como biotita, granada e opacos também são comuns, porém, chegam ao máximo a 5% do volume total de grãos.

Contemporaneamente à sedimentação do Bauru, os movimentos tectônicos diminuíram de intensidade, a não ser o contínuo levantamento dos arcos marginais (Arco do Alto Paranaíba, Arco da Canastra e Arco Bom Jardim de Goiás) da bacia do Alto Paraná que propiciaram o basculamento da área em direção à calha do rio Paraná, orientando, regionalmente, a rede de drenagem atual em direção ao vale do rio Paranaíba (FELTRAN FILHO, 1997).

Após a deposição do Grupo Bauru, a região foi submetida a uma retomada de processos erosivos que teriam esculpido uma superfície erosiva Terciária. Na verdade, MAMEDE et al. (1983 apud LIMA, 1996) ressaltaram que o Planalto Setentrional do Paraná foi submetido a pelo menos três fases erosivas marcantes, constituindo, a partir do Terciário Inferior, três pediplanos, sendo um no Terciário, outro no Pliopleistocênico e mais um Neopleistocênico, e seus depósitos correlatos, as “Coberturas Detrito-lateríticas”.

A influência direta do clima não age apenas nos processos intempéricos. Ela intervém, também, nas diversas etapas do ciclo supérgeo: erosão, transporte e deposição. Manifestando-se de duas maneiras distintas, seja pela natureza ou pela intensidade dos processos, tanto qualitativa como quantitativamente (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994, v.1.). Por isso, a retomada erosiva pode ser definida como processos de esculturação da estrutura geológica, com formação de pediplanos e chapadas, devido às mudanças climáticas em associação com as atividades epirogenéticas que se seguiram a partir do Cenozóico Inferior.

Segundo Ab'Saber (1977) e Novaes Pinto (1990), o Centro-Oeste brasileiro, saiu de uma maior aridez no Cretáceo (Mesozóico Superior), para um período menos seco entre o Paleoceno e o Mioceno, de 65 a 26 milhões de anos evidenciando maior escoamento superficial, intemperismo químico diferencial e migração de sesquióxidos, reorganização da drenagem, aprofundamento dos talwegues e desnivelamento topográfico de toda a área. Houve também uma redução das atividades tectônicas e a diminuição da epirogênese. Já entre o Mioceno e o Plioceno, de 26 a 7 milhões de anos, ainda em clima considerado de transição, teria ocorrido uma reativação tectônica, intensificando os processos geomorfológicos. Com a incisão dos cursos fluviais, criaram-se condições para o recuo paralelo das vertentes e a desnudação topográfica, devido à remoção e transporte dos sedimentos do topo para a base das vertentes (FELTRAN FILHO, 1997).

Em toda a área do Triângulo Mineiro e parte do Alto Paranaíba, prosseguiram os processos geomorfológicos de erosão geoquímica diferencial, onde a corrosão, lixiviação e movimentos de remoção atuaram em materiais de idade e de resistência diferentes. Permanecendo em superfície os materiais mais resistentes, como os basaltos e arenitos (FELTRAN FILHO, 1997).

Já no Plioceno, há 7 (sete) milhões de anos, a região teria mudado para uma condição climática menos úmida e mais fria, concomitante à reativação tectônica. Essa alternância rebaixou o lençol freático, deixando imobilizadas as concentrações acumuladas de sesquióxidos e partículas de calcário, ao longo de lençóis antigos. Enquanto que os rios, devido à reativação tectônica, tiveram que aprofundar seus leitos, definindo melhor o nível de base local e redefinindo a rede de drenagem já instalada. Outros fatos relevantes foram: a diminuição na intensidade do intemperismo químico e a retração na densidade do quadro vegetal. A evolução para um estágio cada vez mais seco, e a relativa estabilidade tectônica, encontrariam seu apogeu no Pleistoceno Inferior, marcando todo o resto do período (FELTRAN FILHO, 1997).

No período que se segue, o Quaternário (Pleistoceno e Holoceno), também ocorreram alterações climáticas em todo o território brasileiro, propiciando extensas pediplanações, laterização e dissecação, levando o relevo a obter as formas atuais (BACCARO, 1990).

No Pleistoceno, com fase semiárida e chuvas torrenciais, as dissecações nas rochas de maior resistência deram origem a relevos residuais de topos planos, como

são as chapadas, ao passo que a ação da meteorização física atuando nos interflúvios, ocasionou o aparecimento de residuais rebaixados, como são as chamadas “serras” do Parafuso, do Talhado e de São Lourenço, nos interflúvios dos rios Grande e Tijuco/Prata (NOVAES PINTO, 1990 apud FELTRAN FILHO, 1997).

No Pleistoceno Superior, a transição para um clima mais úmido e quente movimentou grande quantidade de sedimentos que foram depositados nos cursos fluviais, originando os terraços aluviais, encontrados como exemplo, no médio curso do rio Uberabinha (FELTRAN FILHO, 1997).

As épocas frias do Quaternário generalizaram condições de semiaridez e mesmo aridez, com épocas úmidas que corresponderam aos interglaciais. Essa instabilidade durante o Pleistoceno submeteu a paisagem a dois processos diferentes que operaram de modo alternado, sendo eles, o de degradação lateral em clima semiárido (épocas glaciais) e a dissecação em clima úmido (épocas interglaciais), tendo sua efetividade erosiva no período de transição de um tipo de clima para o outro (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965; BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994, v.1.).

Durante as glaciações, os processos de degradação lateral do terreno (aplainamento) foram importantes, tanto nas regiões periglaciais como naquelas situadas em baixas latitudes onde, sob condições de semiaridez severa, houve o desenvolvimento, aparentemente simultâneo e generalizado, de superfícies aplainadas, acompanhadas ou não de seus depósitos correlativos (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965).

São diversos os modelos hipotéticos dedutivos que buscam explicar a dinâmica de esculturação da paisagem, sendo os mais utilizados ao longo da história do conhecimento geomorfológico: a) ciclo geográfico de Davis (1899); b) superfície primária (*primarrumf*) seguida de superfícies incompletamente aplainadas (*piedmontflachen*) de Penck (1924); c) pediplanação de King (1956); e d) Etchplanação de Wayland (1933) e Budel (1957). Sendo todos esses modelos passíveis de explicar a gênese e evolução de paleosuperfícies aplainadas encontradas nas atuais paisagens geomorfológicas (PAISANI et al., 2008).

As superfícies aplainadas referem-se a uma área da geomorfologia clássica, que teve início com a teoria do Ciclo Geográfico de Davis, que, durante a segunda metade do século XX, foi revista e fortalecida conceitualmente por meio da introdução dos conceitos de pediplano e ecktaplano e, também, através de uma nova percepção da força e potencialidade dos processos erosivos por ocasião de mudanças climáticas (AB'SABER, 1998).

O estudo da evolução morfológica do relevo baseado na geomorfologia climática adota conceitos de pedimentação e pediplanação similares àqueles do aplainamento, considerados nos modelos cíclicos Davisianos. Entretanto, as interpretações são bastante diferenciadas do ponto de vista da interpretação genética e de sua relação com os níveis de base. A geomorfologia climática trouxe novo enfoque à interpretação da paisagem, vinculada aos processos erosivos exógenos controlados por fatores climáticos. Estes, em grande escala, influenciaram

no deslocamento dos níveis de base, em determinadas situações, a deformação (arqueamentos e/ou falhamentos) e a amplitude altimétrica dos diversos níveis aplainados (PASSOS; BIGARELLA, 1998).

Esta corrente considera serem os processos de pedimentação e de pediplanação (recoo das vertentes), em vez daqueles de peneplanização (rebaixamento), os responsáveis pela gênese da grande maioria das superfícies aplainadas existentes no modelado (PASSOS; BIGARELLA, 1998).

Assim, as oscilações climáticas evidenciadas a partir do Cenozóico e suas consequências na esculturação do relevo nos remetem a entender as formas geomórficas a partir da Teoria de Aplainamento por Mudanças Climáticas de G. Millot (1983).

Para Millot (1983), as superfícies aplainadas não poderiam ser explicadas apenas em função da erosão fluvial, mas sim, com base nos processos ocorridos em regiões áridas ou semiáridas que, antes de estarem conformadas a esse tipo de clima, estiveram submetidas a condições climáticas mais úmidas por tempo suficiente para que ocorresse um intenso processo de formação do manto de intemperismo. Logo, para essa teoria, a gênese dos aplainamentos estaria na sucessão de climas ao longo do tempo geológico. Pois, se mantidas as condições climáticas iniciais úmidas e semiúmidas, a agressividade dos processos denudacionais ao longo do manto de alteração não seria suficiente para aplainar o relevo (SALGADO, 2007).

Na transição do clima úmido para um mais seco a cobertura florestal regride, sendo substituída por uma vegetação menos densa (aberta), do tipo cerrado ou caatinga e, por isso, os solos não são protegidos contra a erosão acelerada, principalmente num regime de chuvas concentradas (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965). Embora a precipitação tenha diminuído, o escoamento superficial torna-se mais efetivo, provocando intensos processos erosivos (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 1994, v.1.).

A mudança para clima mais seco significa um transporte de massa mais efetivo, com domínio dos processos de denudação das vertentes, acelerando sua evolução. O espesso regolito alterado quimicamente, ao ser removido das encostas, expõe a rocha a novos processos de intemperização, nos quais se acentua a ação da desagregação mecânica (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965).

Nas fases úmidas, a formação de um espesso regolito facilita a abertura posterior de largos alvéolos pelos processos de morfogênese mecânica com degradação lateral da topografia (PASSOS; BIGARELLA, 1998). Portanto, processos geoquímicos são necessários principalmente como um estágio preparatório para os processos mecânicos superficiais, visto que são estes os que de fato possuem alta capacidade de gerar aplainamentos. Mas, essa capacidade só se manifesta quando exercida sobre material já alterado e em condições de clima árido, nas quais a erosão mecânica é mais agressiva (SALGADO, 2007). Há, portanto, interdependência entre o clima árido e o clima úmido.

No Brasil, Bigarella e Ab'Saber (1964) foram os primeiros a generalizar as influência climáticas profundas na explicação da morfogênese de nossas paisagens. Segundos estes autores, as condições de climas secos (semiáridos) teriam dado origem, pelos processos de pediplanação, às grandes superfícies aplainadas (pediplanos), e pelos processos de pedimentação aos níveis embutidos nos vales (pedimentos). Estando a ciclicidade dos episódios observados na paisagem ligada, essencialmente, às alternâncias climáticas entre o semiárido e o úmido (PASSOS; BIGARELLA, 1998).

É devido ao advento das mudanças climáticas globais ocorridas durante o Cenozóico, que se presume que atuais áreas encontradas em domínios morfoclimáticos tropicais e subtropicais passaram por intercalação de regimes climáticos úmidos e semiáridos em fase com ciclos interglaciais-glaciais. Nesse contexto, as paisagens geomorfológicas tropicais e subtropicais exibiriam indícios de superfícies aplainadas passadas, paleosuperfícies, elaboradas quando as condições climáticas eram áridas a semiáridas (PAISANI et al., 2008).

Quanto às condições de maior umidade dominantes no Brasil-Central de hoje, estas teriam sido definidas no Holoceno. As duas estações, seca e úmida, possibilitariam a intensificação da meteorização química, da lixiviação, da incisão dos talwegues e da erosão superficial, pela maior presença da água no ambiente. As condições de certa estabilidade climática no transcorrer desse período, favoreceriam, através da desnudação, o rebaixamento topográfico e a intensa lixiviação, com a formação de camadas lateríticas (NOVAES PINTO, 1990 apud FELTRAN FILHO, 1997). Este tipo climático com duas estações bem definidas, uma seca e outra úmida, é característico dos processos de aplainamento da Etchplanação.

De acordo com Budel (1957 e 1982) a formação do etchplano estaria associada principalmente com as regiões tropicais sazonais tectonicamente estáveis e inativas. Para Budel, os aplainamentos encontrados nos trópicos úmidos (referidos como de corrosão) ter-se-iam desenvolvido no passado, sob condições de sazonalidade climática (PASSOS; BIGARELLA, 1998).

As grandes mudanças climáticas pretéritas que ocorreram nas regiões tropicais e subtropicais brasileiras, atualmente úmidas, promoveram condições para acumulação de espessos depósitos coluviais e aluviais, originando uma superfície agradacional plana, suavemente inclinada (pedimento detrítico) (PASSOS; BIGARELLA, 1998).

Esses sedimentos mais jovens, chamados de cobertura detrítico-laterítica, sobrepostos aos depósitos sedimentares do Grupo Bauru, são, segundo Radambrasil (1983), Nishiyama (1989), Barcelos (1984) e Del Grossi (1991), mapeados como Terciários⁽¹⁾ e ou Quaternários. Mas são de difícil identificação cronológica devido à sua forma inconsolidada (FELTRAN FILHO, 1997).

São intensas as discussões acerca da aloctonia ou autoctonia desses materiais. Conforme Lima (1996), a hipótese da autoctonia das concreções e couraças está baseada na ideia de que elas são resultado de transporte lateral de

ferro em soluções precipitadas sobre saprolito litodependente, enquanto que a hipótese da aloctonia diz que estas são formadas por materiais mecanicamente transportados de longas distâncias, inteiramente independentes das rochas que as rodeiam.

Destaca-se que as antigas superfícies pedimentares apresentam-se como formas fósseis dissecadas, não se desenvolvendo no Brasil sob as condições ambientais hodiernas. As condições climáticas pretéritas, sob as quais essas formas foram elaboradas, parecem ter sido bastante severas, e os processos degradacionais muito ativos. Remanescentes de pedimentos encontrados em áreas úmidas distantes das regiões mais secas atuais testemunham que o ambiente semiárido responsável pela pedimentação teve extensão muito maior no passado. As evidências geológicas não deixam dúvidas sobre as significantes mudanças climáticas globais do Quaternário em toda superfície terrestre (PASSOS; BIGARELLA, 1998).

Quanto à caracterização geomorfológica da área, após a análise de constituição geológica e processos que atuaram sobre estes, como consequência das oscilações climáticas, pode-se inferir que, esta área está incluída em zonas de extensos e intensos aplainamentos, como afirmado por Baccaro (1990).

As chapadas do Triângulo Mineiro fazem parte de um conjunto global de relevo denominado por Ab'Saber (1971) de Domínio dos Chapadões Tropicais do Brasil Central e, pelo RADAM (1983), de "Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná" inserida na subunidade "Planalto Setentrional da Bacia Sedimentar do Paraná" (BACCARO, 1990).

Em 1970, Barbosa (apud BACCARO, 1990) caracterizou, na área de nossos estudos, duas superfícies provavelmente do Terciário: a determinada pelo topo dos interflúvios entre 800 e 1000 m, denominada de "Superfície de Araxá" correspondente à superfície Sul-Americana de King (1956) e a mais rebaixada, da ordem de 600 e 700 metros, correlativa à "Superfície Velhas" de King (1956 apud BACCARO, 1990).

Essa superfície sobre a qual a topografia moderna foi esculpida do Cretáceo Superior ao Plioceno foi denominada por King (1962) de "Superfície Sul-Americana". Na maior parte do território mineiro, essa superfície está marcada na paisagem por nivelamentos de topos, pois o ciclo posterior, o "Velhas", abriu-lhe incisões em formas de vales ramificados. Tal conjunto, em nossa área de pesquisa, está representado pelas superfícies de topo de chapadas, em torno de 900 a 1000 metros (Superfície Sul-Americana) entalhados por vales, os quais foram encaixados e elaborados nos períodos posteriores de semiaridez, deixando algumas superfícies embutidas nas bordas das chapadas, em altitudes de 650 a 750 metros, observadas entre Araguari e Uberlândia (BACCARO, 1990).

Barbosa (1966 apud BACCARO, 1990), ao se referir às superfícies de erosão no território mineiro, constatou um relevo composto de chapadas embutidas umas nas outras, dando ao conjunto regional o aspecto de largos degraus.

Os topos das chapadas, segundo King (1956), representam os testemunhos mais preservados desse processo erosivo generalizado (superfície “Sul-Americana”) (FELTRAN FILHO, 1997).

A presença da erosão remontante nas bordas das chapadas e as capturas de drenagem evidenciam que estas superfícies já foram bem maiores do que se apresentam hoje.

1.2 SOLOS DA CHAPADA

1.2.1 Solos Lateríticos

A rocha é matéria base para a formação das coberturas pedológicas. Ela se caracteriza, em geral, por ser dura, compacta, anídrica e essencialmente mineral enquanto que os solos são friáveis, plásticos, porosos e simultaneamente mineral e orgânico. O solo é o produto do intemperismo da rocha, ou seja, é o conjunto de modificações de ordem física (desagregação) e química (decomposição) que as rochas sofrem ao aflorar na superfície da Terra (TOLEDO; OLIVEIRA; MELFI, 2000).

O solo é um *produto* da interação entre vários fatores ambientais. Esses fatores que envolvem a formação dos solos estão tão relacionados e dependentes uns com os outros que a variação em um deles afetará os demais (THORNBURY, 1969).

Dentre os fatores ambientais responsáveis pela alteração da rocha e formação dos solos citam-se o clima, rocha e relevo. De um modo geral, a influência do clima no intemperismo ou meteorização é expressa pela quantidade de água de percolação e pelas propriedades físico-químicas da solução (TARDY, 1969). Por isso, nos domínios mais úmidos, este processo é mais intenso e afeta quase que simultaneamente todos os minerais da rocha, os quais rapidamente desaparecem dos horizontes de alteração, prevalecendo o processo de neoformação (MELFI et al., 1999, p.15).

O clima potencializa o intemperismo químico e este, conforme Thornbury (1969), progride para a formação e retenção de minerais que estarão em equilíbrio na superfície da terra. Mas, nem todos os minerais que compõem as rochas ígneas e metamórficas se alteram igualmente e com a mesma velocidade, sendo alguns mais susceptíveis a alteração química do que outros. Os minerais mais resistentes, como a muscovita e o quartzo (série de Goldich, 1938), são os que mais estão em equilíbrio com as condições de temperatura e pressão existentes na superfície da Terra e, portanto, são menos alterados.

Associado ao clima, a geomorfologia atual e do passado tem alta relevância na dinâmica vertical e lateral das soluções, ou seja, na lixiviação ou confinamento de elementos transportados, no estado de íons simples ou complexos, ou particulado (TARDY, 1969 apud NAHON; BOULANGÉ; COLIN, 1992).

Juntamente aos fatores citados, existem outros, incluindo o tempo, vegetação e a posição no perfil que afetam a formação e preservação dos materiais pedogenéticos (FITZPATRICK, 1988; TOLEDO; OLIVEIRA; MELFI, 2000).

Considerando a escala zonal, a individualização das coberturas pedológicas e suas principais composições químicas e mineralógicas podem ser mais ou menos delimitadas latitudinalmente. Os solos tropicais, objeto deste trabalho, se encontram nas regiões entre os paralelos 30°N e 30°S, de clima subtropical, tropical e equatorial, compondo aproximadamente 30% das terras emersas do planeta. Sua espessura pode variar de 10 a 150 m dependendo da idade da laterização, atividade tectônica regional, clima e natureza do material parental (TARDY; ROQUIN, 1992). Seus horizontes são pouco definidos e a coloração possui variações entre vermelho-amarelado a vermelho devido à presença de oxi-hidróxidos de ferro. Esta coloração deriva de solos lateríticos, como os Oxisols (classificação americana), Latossolos (classificação brasileira), Ferrasols (classificação da *Food and Agriculture Organization* - FAO) e Solos Ferralíticos (classificação francesa). No Brasil, os solos tropicais cobrem aproximadamente 65% da área superficial total, prevalecendo em toda região Amazônica, Central e Sudeste do país (MELFI; PEDRO, 1977).

A formação destes solos está intimamente relacionada com as elevadas temperaturas e precipitação que influenciam as taxas de alteração orgânica e mineral. Em climas quentes, o material orgânico é completamente degradado, originando soluções de alteração com intensa atividade de CO₂ (PEDRO; MELFI, 1982). O pH, que varia de 5,5 a 6,0 é capaz de controlar a solubilidade dos componentes mais importantes da rocha, especialmente o alumínio, ferro, elementos alcalino e alcalino-terrosos. Diferentemente destes últimos que são completamente lixiviados e a sílica que é mobilizada, o alumínio e o ferro não são muito solúveis e acabam por se acumularem como oxi-hidróxidos. Posteriormente são gerados os argilominerais do grupo caulinita a partir da formação do H₄SiO₄ que irá se recombinar com o alumínio que permaneceu *in situ*. Este mecanismo de alteração é a hidrólise, que pode ser total (lixiviação total da sílica e de cátions) ou parcial (parte dos elementos aparecem como hidróxidos e a eliminação da sílica é parcial), sendo o comportamento da sílica e outros cátions (Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺) definidos pela velocidade do fluxo (MELFI et al., 1999).

Os materiais lateríticos atuais, em grande parte, têm sua origem e distribuição relacionadas à paleogeografia e a paleogeomorfologia. Estes são os fatores globais primordiais para a determinação da distribuição dos materiais pedogenéticos ferruginosos atuais na Austrália, África do Sul e, estendendo-se também para o Brasil. Desde o Paleozóico, a maior parte dessas áreas escapou dos efeitos das glaciações e orogenias, os quais afetaram muitas massas de terra continentais do Hemisfério Norte. Em decorrência desta relativa calma ficaram expostas ao intemperismo de superfície por no mínimo 100 milhões de anos. Suas histórias geomorfológicas similares, anteriores à ruptura da Gondwana durante o Cretáceo e durante o Terciário superior, quando ocorreu o afastamento dos continentes, produziram paisagens um tanto similares, e em alguns casos até padrões de solo (FITZPATRICK, 1988).

As lateritas são formações principalmente antigas, mas elas não são necessariamente fósseis, e continuam a evoluir sob vários climas tropicais, mudando e flutuando do equatorial, tropical úmido para o semiárido (TARDY; ROQUIN, 1992).

Considerando a relativa homogeneidade química e mineralógica dos solos tropicais, embora apresentando uma série bastante complexa de estruturas, é utilizado o termo laterita ou solos lateríticos para individualizar solos cauliniticos altamente lixiviados, contendo elevados teores de óxidos de ferro e alumínio e quartzo residual. A terminologia “laterita” foi amplamente discutida por diversos autores (TARDY, 1992, BOURMAN e OLLIER, 2002) e, sinteticamente, se referem aos materiais ferruginosos tropicais endurecidos ou não endurecidos.

Segundo Tardy (1992), existem duas posições sobre a definição do termo ‘laterita’. Para a primeira definição o autor utilizou trabalhos de Pendleton (1936) e Kellog (1949), e afirmou que o termo laterita é utilizado para designar produtos de intemperismo geralmente formados sob condições tropicais, ricos em ferro e alumínio, tanto duros ou sujeitos ao endurecimento mediante a exposição alternada de umedecimento e secagem. E que, conforme Sivara-Jasingham *et al.*, (1962), elas também incluem certos materiais altamente intemperizados, ricos em sesquióxidos, nódulos pobres em húmus, que podem estar circundados por materiais do solo que não sejam duros. A pesquisa de Mohr *et al.*, (1972) agregou que o termo também inclui todos os tipos de plintitas (do grego *plinthos*, tijolo) que são a laterita no sentido restrito, mas que, conforme Tardy (1992), exclui litomarges, saprolitos finos e solos ferralíticos não endurecidos.

Considerando o primeiro conceito, isto é, aqueles materiais pedogeneizados formados nas regiões tropicais e que apresentam concentrações de ferro endurecidas, destaca-se uma das primeiras definições que foi proposta por Buchanan (1807) ao empregar o termo ‘laterita’ (do Latim *later*, tijolo) para designar os materiais naturais superficiais duros utilizados como tijolos em Malabar (Índia) (TARDY, 1992). Conforme Bigarella, Becker e Passos (1996), Buchanan definiu este material laterítico como um depósito aparentemente não estratificado, ferruginizado e vesicular, com ocorrência próxima à superfície do terreno. O material por ele descrito pode ser facilmente cortado *in situ* e quando exposto ao ar endurece rapidamente, resistindo à ação dos agentes meteorológicos.

De acordo com Tardy (1992), a segunda posição foi apresentada por Maignien (1964) e Millot (1964) seguido por Schellmann (1983,1986), em que a palavra ‘laterita’ não é restrita a materiais endurecidos, mas inclui amplamente todos os tipos de produtos de intemperismo tropical.

Portanto, o termo ‘laterita’ deve ser usado no seu sentido mais amplo, significando o produto de intenso intemperismo formado por um conjunto de minerais que inclui óxidos, óxi-hidróxidos ou hidróxidos de ferro ou de alumínio, caulinita e quartzo, caracterizado por uma razão SiO_2 : ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) que não exceda o valor requerido para a caracterização do quartzo e da caulinita (TARDY, 1992). Bourman e Ollier (2002), em seus estudos sobre a definição de laterita de Schellmann (1981), destacaram que para este autor, a razão SiO_2 : ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$)

para laterita deve ser menor do que aquela encontrada na rocha parental caulinitica, no qual toda alumina da rocha parental está presente na forma de caulinita, todo o alumínio na forma de óxidos de ferro, e no qual não há mais sílica além da fixada na caulinita, mais a do quartzo primário.

Partindo desta concepção, o termo laterita inclui uma série de produtos ferruginosos e aluminosos endurecidos ou não, caracterizados como bauxita, crostas ferruginosas e aluminosas, horizontes mosqueados, carapaças, ferricretes, couraças, plintitas, pisólitos ou materiais ao redor dos nódulos e é estendido às formações ou horizontes que são partes dos solos ferralíticos vermelho ou amarelo, solos ferruginosos tropicais e aos horizontes de alteração (TARDY, 1992).

Os processos envolvidos e que caracterizam o material laterítico refere-se ao que Melfi et al. (1999) chamaram de equilíbrio geoquímico, ou seja, a ocorrência de um relativo aumento do ferro e alumínio associado à dessilicificação das formações lateríticas. Resultam em um solo composto por quantidades variáveis de minerais primários (quartzo) e elementos resistentes (P, Ba, Cr, Sc, Ni, Zn, Cu, Ce e La) que são dependentes da natureza mineralógica da rocha matriz associado com um conjunto secundário formado por hematita, goethita, caulinita e às vezes gibbsita. Em contraposição, os minerais mais solúveis são dissolvidos, lixiviados em solução e consequentemente removidos da paisagem laterítica (TARDY; ROQUIN, 1992).

Independentemente da natureza da matriz da qual eles derivam, a composição final é a mesma: pobre em quartzo (5%), composto principalmente de caulinita (30%), goethita (35%) e hematita (30%) (TARDY; BARDOSSY; NAHON, 1988). Tal produto é possível porque, nestes ambientes, a influência da intensidade dos fatores climáticos se sobrepõe ao da rocha matriz.

A combinação de temperaturas quentes e elevada umidade corresponde ao ambiente ideal para o intemperismo químico (FONSECA, 1999).

Essas duas variáveis atuam na decomposição da matéria orgânica e no aumento da acidez do fluido, elevando consideravelmente a taxa de intemperismo químico, com a retirada de grande parte dos cátions e aumento relativo de elementos mais resistentes como o Fe, Al e sílica, individualizando o material laterítico.

Por isso, quanto mais antigas são estas formações, mais ricas são em ferro, e em hematita em relação à goethita, e mais pobres em quartzo. O conteúdo de caulinita permanece quase que constante enquanto os minerais primários residuais mais resistentes são progressivamente redistribuídos por lixiviação, incorporados dentro ou adsorvidos na goethita, hematita e caulinita (TARDY; BARDOSSY; NAHON, 1988). Em suma, o grau de litodependência diminui com o aumento da idade e grau de evolução, rumo à litoindpendência. Nesta, a homogeneização química ocorre ao longo do progresso da alteração e, com o tempo, ferricretes de diferentes origens tornam-se similares (TARDY; ROQUIN, 1992).

O processo de acumulação dos óxidos de ferro e alumínio nas coberturas lateríticas pode ocorrer de duas maneiras, envolvendo processos de acumulação absoluta ou relativa (D'HOORE, 1954). O mecanismo chamado de "absoluto" refere-

se à transferência e acúmulo e o consequente ganho de material enquanto as acumulações “relativas” referem-se à transformação mineralógica, associado à perda de materiais, originando acúmulo de produtos residuais.

Em um perfil laterítico típico são distinguidos 3 zonas ou horizontes principais (TARDY, 1992):

- (A) Zona de alteração na base;
- (B) Zona glebular localizada na parte média; e
- (C) Uma zona friável, não endurecida, localizada na parte superior do perfil.

A - Zona de alteração – caracteriza-se pela permanência da estrutura e volume da rocha parental sendo os materiais mais solúveis lixiviados e os elementos menos móveis, como o Al e Fe, reorganizados *in situ*. Existem dois tipos de saprolitos, o grosseiro e o fino. O primeiro está logo acima do material rochoso e possui abundantes fragmentos de rocha não intemperizada. Acima deste está o saprolito fino, ou litomargem, no qual além do quartzo, que é dissolvido lentamente, e pequenos fragmentos de minerais primários resistentes, as espécies dominantes são a caulinita secundária, hidróxidos, óxi-hidróxidos e óxidos ferruginosos (goethita, hematita e fases amorfas). Não há importantes perdas ou ganhos de alumínio ou ferro, nem importantes migrações.

B - Zona glebular – sob clima tropical contrastante, o ferro é geralmente redistribuído e concentrado, favorecendo o desenvolvimento do ferricrete. Um perfil de ferricrete típico consiste de três horizontes principais: zona mosqueada, o ferricrete em si (carapaças e couraças) e, na superfície do solo, uma camada arenosa e um horizonte desmantelado. Têm-se acumulações endurecidas de ferro e alumínio, tanto contínuo (ferricretes ou bauxitas) ou descontínuo (nódulos ou pisólitos) resultando na reorganização do material original e na acumulação absoluta de ferro e alumínio cristalizados em vários óxidos, hidróxidos, óxi-hidróxidos e também caulinita.

C - Zona friável – esta é caracterizada pelo não endurecimento do solo. Há acumulação relativa de minerais primários como o quartzo, ou minerais secundários como a caulinita e óxi-hidróxidos, tanto resultando da dissolução, degradação e desmantelamento de material glebular ou retrabalhamento abaixo por atividade de cupins.

O ferro, alumínio e sílica lixiviados da superfície no horizonte superior de desmantelamento pode ser precipitado no horizonte mais profundo, reconstituindo o ferricrete abaixo. A formação das camadas arenosas na superfície é um componente do metabolismo do ferricrete e é uma fase essencial de sua reconstituição (TARDY, 1992).

De modo a compreender as características das coberturas pedológicas em ambientes tropicais deve-se considerar, além dos fatos anteriormente mencionados, a importância do ferro, que atua caracterizando de modo peculiar cada horizonte. Conforme Schwertmann e Fitzpatrick (1992), o Fe é o quarto elemento mais abundante na crosta terrestre, sendo muito reativo na medida em que pode formar

compostos estáveis em ambos os estados, divalente e trivalente, o que depende das condições ambientais.

Nas rochas primárias (magmáticas), a maioria do ferro está localizada nos minerais silicatados de Fe (II) como os piroxênios, anfibólios, biotitas e olivinas, sendo comum também nos sulfetos. Uma vez expostos, os minerais de ferro ígneos/metamórficos (primários) são decompostos, o Fe é liberado e irá precipitar novamente como um novo (secundário) mineral. Dependendo das condições específicas do ambiente, os minerais de Fe neoformados são predominantemente óxidos, óxi-hidróxidos, podendo estar presente também nos sulfetos, sulfatos, carbonatos e fosfatos (SCHWERTMANN; FITZPATRICK, 1992).

Óxidos de ferro são constituintes importantes em muitos solos tropicais e ocorrem como partículas muito finas ou concentradas, principalmente como goethita (FeOOH) e hematita (Fe_2O_3) (como ferricretes, camadas, nódulos, mosqueados etc.). Eles concedem cores vivas ao solo e são utilizados como critério para diagnóstico no sistema de classificação, levantamento e indicador de ambientes de solo. Eles são eficientes sorventes de ânions orgânicos e inorgânicos e de cátions, tendo, portanto, um efeito importante na agregação das partículas de solo (KAMPF, 1999). Por estarem diretamente relacionados com a formação de agregados estáveis, são capazes de influenciar significativamente a capacidade de retenção de água e condutividade hidráulica de solos tropicais (WAMBEKE, 1992).

Desta forma, compreender o tipo de ferro presente no solo é também atribuir um fator genético definido pelo ambiente pedogenético. Os principais minerais de ferro que caracterizam os perfis de solo laterítico são a ferridrita, goethita e hematita.

A individualização destes óxidos está relacionada tanto às condições ambientais superficiais quanto à própria característica da rocha e às determinantes inerentes ao solo, principalmente no que se refere à drenagem interna.

A ferridrita se forma pela alta taxa de liberação do ferro, devido à composição mineralógica das rochas ígneas básicas, por fatores ambientais superficiais como climas quentes e boas condições de drenagem e aeração do solo, além de elevado pH e, conseqüentemente, restrita complexação da matéria orgânica (FITZPATRICK, 1988). A ferridrita é o mais instável de todos os óxidos devido ao baixo processo de substituição isomórfica. Portanto, sua transformação para goethita é espontânea e ocorre via dissolução-recristalização durante a qual outros elementos, como o Al, podem ser incorporados na estrutura da goethita (SCHWERTMANN; FITZPATRICK, 1992).

A goethita é a forma mais comum de óxidos de Fe existentes nas coberturas pedológicas. Sua formação não é restrita a uma única região climática, sendo originada tanto em ambientes tropicais quanto nos temperados (SCHWERTMANN, 1993). Sua formação está relacionada primordialmente com maior atividade da água (ou baixa temperatura), em locais com drenagem livre, sob fortes condições ácidas de intemperismo e uma menor atividade de Fe^{3+} em solução (FITZPATRICK, 1988).

A elevada substituição do Fe pelo Al (15 a 30 mol % Al (FITZPATRICK, 1988)) aumenta a resistência da goethita à dissolução (TROLARD; TARDY, 1987), fazendo

com que este seja o óxido de ferro mais abundante e mais estável no Hemisfério Sul (Yapp, 1983). Entretanto, nos ferricretes e glébulas, que possuem um grau muito baixo de substituição do Al, a estabilidade da goethita deve-se simplesmente à forte cimentação e endurecimento (FITZPATRICK, 1988).

Já a hematita tem sua formação tanto influenciada pela temperatura e umidade, como também pelo aumento da idade. É necessário um regime de umidade do solo com alta temperatura (ou baixa atividade de água), onde exista decomposição rápida da matéria orgânica ou ausência da mesma (subsolo), pois ela é inibidora de cristalização (KAMPF, 1999). Essas condições também favorecem a formação da ferridrita, sua precursora (SHWERTMANN, 1993). O maior grau de substituição para hematita (15 mole % Al) é a metade do máximo observado para goethitas (SCHWERTMANN, 1985), fazendo com que sua estabilidade seja intermediária à ferridrita e goethita.

Portanto, infere-se que a distribuição pedogenética da hematita e da goethita está relacionada ao clima (KAMPF; SCHWERTMANN, 1983), à paisagem e à sua associação com a drenagem, e profundidade do solo (KAMPF, 1999).

A estrutura básica para todos os óxidos de ferro (exceto a magnetita e maghemita) é o octaedro, no qual o átomo de Fe é cercado tanto por seis O (óxidos) ou três O e três íon de OH (óxi-hidróxidos). O Fe^{3+} na posição octaédrica pode ser parcialmente substituído por outros cátions metálicos trivalentes de tamanho similar, como o Al^{3+} , Mn^{3+} e Cr^{3+} , mas também Ni, Co, Cu, Zn e Ti sem modificação da estrutura (substituição isomórfica). Desta maneira, soluções parciais sólidas são formadas entre os membros de extremidades puros (como a goethita, FeOOH e diásporo, AlOOH). Os diversos óxidos de Fe diferem principalmente no arranjo do octaedro de Fe (O, OH) (SCHWERTMANN; FITZPATRICK, 1992).

Outro elemento cujo comportamento e individualização é componente fundamental dos solos lateríticos é o alumínio. A oxidação do Al leva à formação da gibbsita, a qual é, praticamente, o único óxido de Al presente nesses solos (FONTES; CAMARGOS; SPOSITO, 2001), formado por um processo de alteração bem definido, denominado alitização, sendo abundante na zona basáltica da Bacia do Paraná e também representada na região de Brasília e no sudoeste da Amazônia (MELFI; PEDRO, 1977).

A gibbsita (hidrargilita), $\text{Al}(\text{OH})_3$, é característica das bauxitas lateríticas, as quais, conforme Bigarella (1996) refere-se, para uns, a materiais suficientemente ricos em hidróxidos de alumínio, próprio para a extração deste metal e para outros, trata-se somente de materiais contendo hidróxidos de alumínio.

Em suma, o elevado grau de intemperismo faz com que os solos possuam a mineralogia da fração argila dominada por minerais silicatados do tipo 1:1 e oxi-hidróxidos de Fe, Al e ocasionalmente Mn. Sendo a caulinita o principal e praticamente único mineral silicatado em quantidade expressiva, enquanto que a hematita e goethita são os principais óxidos de Fe, e a gibbsita é praticamente o único óxido de Al presente nesses solos. Contudo, os autores ainda destacaram que, eles mostram grande diversidade de características, tais como: tamanho de

partículas, faces expostas, graus de substituição isomórfica, grau de envelhecimento, etc., induzindo-os a comportamentos diferenciados quanto a importantes reações do solo (FONTES; CAMARGOS; SPOSITO, 2001).

1.2.2 Solos Hidromórficos

A paisagem laterítica não se constitui apenas do processo de formação dos solos lateríticos como anteriormente apresentados. Considerando que os solos ocorrem na paisagem na forma de um *continuun*, os perfis de solo tipicamente lateríticos estão conectados lateralmente na paisagem com perfis distintos, caracterizando as coberturas pedológicas funcionais. Uma das possibilidades de cobertura pedológica expressiva em área e em importância é a associação entre os solos lateríticos e os solos hidromórficos. Por ser funcional e estabelecendo uma relação cronológica na qual os solos lateríticos são mais antigos que os solos hidromórficos, parte-se da concepção de que os solos mais jovens são responsáveis por transformar as propriedades físico-químicas e mineralógicas dos solos mais antigos.

Diferente do ambiente de formação dos solos lateríticos, que obrigatoriamente deve ser aeróbico e oxidante, os solos com propriedades hidromórficas se desenvolvem em ambientes anaeróbicos e redutores, encontrados, por exemplo, nas fitofisionomias de veredas no Cerrado, covaais e campos de murundus.

A morfologia da vertente tem influência predominante na formação destes ambientes, visto que, o domínio ortomórfico de formação ocorre em posições elevadas do perfil onde há um fluxo de soluções contínuo enquanto que o domínio hidromórfico se processa nas partes baixas da paisagem, onde o fluxo de solução é baixo ou impedido, ocasionando a degradação dos solos lateríticos (MELFI et al., 1999).

A diminuição do fluxo de soluções nos perfis de solo em ambientes lateríticos é responsável, dentre outros processos, pela redução do ferro e redução da intensidade da decomposição da matéria orgânica. A exclusão periódica de oxigênio é necessária para a conservação da matéria orgânica e o desenvolvimento da população de microrganismos que se transforma em uma fonte de energia no solo, favorecendo a redução Fe (FRANZMEIER, et al., 1983).

A presença da matéria orgânica inibe a cristalização de óxidos de ferro e, a partir das substâncias húmicas, o processo de complexação de metais é evidenciado, em específico do Fe, ocorrendo sua redução e consequente mobilização (GOODMAN, 1988).

A presença de bactérias consome O_2 dissolvido na água do solo à medida que a matéria orgânica é decomposta. Quando o O_2 é eliminado, a água do solo é tida como reduzida e, conforme a bactéria continua a decompor a matéria orgânica e a produzir químicos orgânicos, o NO_3 é reduzido para N_2 , e este processo continua em minerais compostos de óxidos de Mn(III) e Fe (III) (VEPRASKAS, 1992; BREEMEN, 1988). O processo de redução acontece quando íons aceitam elétrons de outra

fonte, tal como da matéria orgânica (VEPRASKAS, 1992), seguindo uma cronologia, na qual primeiramente o O_2 é o receptor, e na sua ausência segue-se o NO_3^- , Mn (IV e III) e posteriormente o Fe^{3+} , dissolvido por redução microbiana para o Fe^{2+} .

Assim, a redução consome prótons e é, portanto, favorecida quanto maior for o pH (SCHWERTMANN; FITZPATRICK, 1992).

Ambientes redutores resultam em transformações mineralógicas possíveis de serem interpretadas nas matrizes dos solos.

Quando a decomposição da matéria orgânica é parcial resulta na transformação mineralógica de matrizes de solo compostas por materiais vermelhos em amarelos (FITZPATRICK, 1988) devido à dissolução preferencial da hematita sobre a goethita (SCHWERTMANN, 1993). Neste processo, ou a transformação da hematita expõe as goethitas “primárias” ou as transformam em goethitas “secundárias” (FITZPATRICK, 1988). Ademais, as condições anaeróbicas promovem importante lixiviação do ferro, alumínio e sílica, em solução ou em partículas, o que leva à acumulação residual do quartzo (FRITSCH et al., 1990).

Tanto a formação destes minerais secundários, quanto sua modificação, são dependentes de um conjunto de fatores inter-relacionados que abrangem a temperatura, umidade do solo, pH, matéria orgânica e conteúdo de alumínio (FITZPATRICK, 1988).

A redução e dissolução dos óxidos de ferro neste ambiente, leva à distribuição heterogênea tanto deste elemento quanto da coloração. Em termos de quantidade, a goethita é o óxido de Fe mais típico, enquanto que a lepidocrocita e ferridrita são menos abundantes e a hematita restrita a nódulos (ANJOS et al., 1995).

A análise dos tipos de óxidos de Fe e suas concentrações são chave para o entendimento da gênese e atual comportamento dos solos hidromórficos (CURMI et al., 1994).

A ausência de óxido de ferro é denunciada pela coloração acinzentada, esverdeada e branca na matriz dos solos (SCHWERTMANN, 1993), pois, o Fe e o Mn na forma reduzida têm menos efeito de coloração do que quando eles ocorrem na forma de óxidos, embora o Fe(II) pode também ter algum efeito de coloração. Esta ausência expõe a coloração cinza produzida pela cor natural das partículas de areia, silte e argila (PONNAMPERUMA, 1972).

Fazem parte do domínio hidromórfico os Gleissolos, os Fluvissolos (Neosolos Flúvicos), os Planossolos (no Pantanal Matogrossense), os solos caracterizados por um horizonte plíntico (laterita hidromórfica) e, por fim, os solos salinos com submersão marinha temporária (MELFI; PEDRO, 1977).

Os processos supracitados e as suas conseqüentes modificações conduzem à degradação dos solos lateríticos e formação de solos hidromórficos, característicos dos domínios de pedogênese e hidromorfia respectivamente (MELFI et al., 1999).

A paisagem laterítica, sendo então caracterizada pelas condições pedoambientais, abrange tanto a formação dos solos vermelhos, quanto sua própria degradação e o produto de sua transformação, evidenciando dois processos distintos, considerados por Melfi et al. (1999) como antagônicos.

1.2.3 Intemperismo e evolução do relevo

A compreensão da distribuição e evolução dos solos na Chapada Uberlândia-Uberaba se inicia com as teorias geomorfológicas e pedológicas que relacionam o intemperismo tropical, especialmente geoquímico como processo precursor de evolução do relevo e da paisagem. Os processos envolvidos na formação dos solos podem não ser necessariamente similares aos existentes atualmente (condições paleoclimáticas), porém, a evolução atual e os desequilíbrios pedobioclimáticos determinados nas coberturas pedológicas podem ser atribuídos às condições ambientais atuais.

A inserção da meteorização como agente *sine qua non* ao desenvolvimento do relevo é relativamente recente. No início do desenvolvimento da geomorfologia, era atribuído à paisagem o mecanismo controle-erosional, sendo a própria estrutura morfológica do relevo que detinha o controle sobre os processos de degradação. Apenas em estudos recentes o intemperismo tem se firmado como um dos fatores de maior importância no controle da dinâmica evolutiva do modelado do relevo seja como condutor ou limitante da evolução da paisagem (TURKINGTON; PHILLIPS; CAMPBELL, 2004). A teoria do Ciclo Geográfico proposto por Davis (1899) fundamentou, até praticamente até a Segunda Guerra Mundial, os estudos sobre evolução geomorfológica em que o relevo se definia em função da estrutura geológica (CASSETI, 2006). O papel das alterações geoquímicas das rochas era negligenciado, particularmente pela Teoria da Pediplanação (VITTE, 2005). Os primeiros trabalhos geomorfológicos realizados no Brasil (1940 e 1950) foram fundamentados nos princípios da Teoria Davisiana. Mas, evidências de mudanças climáticas profundas inviabilizavam a aplicação desta conceituação teórica, representativa de um ciclo ideal contínuo. Com o intuito de relacionar as superfícies de erosão às variações paleoclimáticas desenvolveu-se uma nova fase da geomorfologia brasileira com adoção de modelos teóricos baseados em estudo de geomorfologia climática, relacionando relevo, geologia, clima e suas interações com o intemperismo, pedogênese, erodibilidade, dinâmica fluvial, nível dos oceanos e biocenoses (PASSOS; BIGARELLA, 1988).

No trópico úmido, os fatores climáticos (temperatura e umidade) são essenciais na morfologia do relevo terrestre devido à sua influência no desenvolvimento da cobertura pedológica, das formações vegetais e no tipo e intensidade dos processos geomorfológicos (ROCHA, 2011).

Foi com referência nestes ambientes, e com destaque para o papel do intemperismo na dinâmica morfológica das paisagens, que a Teoria da Etchplanação se desenvolveu (VITTE, 2005). O precursor desta teoria foi Wayland (1933), o qual estabeleceu a relação entre o desenvolvimento de relevos aplainados e a atuação de climas típicos de zonas quentes e úmidas, lançando as bases da Geomorfologia Tropical ao sistematizar esses estudos a partir da formação de espessos mantos de intemperismo em Uganda, introduziu-se, a partir de então, o conceito de

Etchplanação (ROCHA, 2011). Este refere-se ao aplainamento por corrosão, no qual o intemperismo químico é imprescindível (PASSOS; BIGARELLA, 1998).

A rocha fresca é quase que imune ao ataque de vários agentes de degradação e, por isso, o intemperismo se mostra como um processo geomórfico fundamental que antecede a erosão e movimentos de massa, atuando na preparação das superfícies terrestres para a ação dos agentes de esculturação da paisagem (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964).

Há, porém, uma relação estreita entre o intemperismo físico e químico na medida em que o primeiro também induz e facilita o segundo. Conforme Fonseca (1999), apesar de manter as características do material de origem, o intemperismo mecânico fraciona a rocha em fragmentos menores, aumentando a área de superfície acessível à meteorização química (FONSECA, 1999).

No que se refere à Teoria da Etchplanação, esta dá ênfase aos processos geoquímicos e pedogenéticos como os principais mecanismos da morfogênese e do aplainamento das formas de relevo (VITTE, 2005). Uma vez formados, a rocha alterada e os solos são, posteriormente, submetidos aos processos do ciclo supérgeno (erosão, transporte e sedimentação), direcionando para a denudação continental e aplainamento do relevo (TOLEDO; OLIVEIRA; MELFI, 2000), efetivando modificações na forma superficial da terra (THORNBURY, 1969).

Como resultado, a morfogênese é produto de três fatores: intemperismo, pedogênese e ações mecânicas (MILLOT, 1977), mas, apesar do intemperismo ser um processo preparatório, que pode facilitar a erosão, ele não é pré-requisito e tampouco necessariamente seguido de erosão (THORNBURY, 1969).

A alteração geoquímica inicial, por manter os volumes, é considerada como um processo indireto na formação de modelos e aplainamentos. Mas, a formação inicial do solo também pode modelar a paisagem, na medida em que algumas coberturas de alteração são colocadas em desequilíbrio pedobioclimático, sob a influência de climas contrastantes e levadas a transformações internas profundas. Por exemplo, no manto caulinitico, quando o plasma migra lateralmente, enquanto os restos do esqueleto se reorganizam, conduzindo à diminuição do volume e a mudança no declive das encostas (MILLOT, 1977). Assim, há perda de volume por subtração de matéria ocasionando a formação e o aprofundamento de depressões topográficas (FRITSCH et al., 1986).

Para acrescentar exemplos à ideia de que o relevo pode começar a ser moldado ainda no processo de intemperismo, Phillips (2005) ressaltou que a composição química e estrutural leva a uma evolução divergente na intensidade da meteorização e conseqüentemente na própria formação de feições geomorfológicas. As instabilidades herdadas deste processo podem, assim, serem responsáveis ou ao menos manifestadas na variabilidade geomorfológica em geral.

Nesta óptica, a importância do intemperismo no desenvolvimento topográfico refere-se ao fato deste ser o precursor para muitas formas de erosão, transporte de sedimentos e denudação, e, em alguns casos, ele chega a ser o primeiro agente de desenvolvimento do relevo e da paisagem, sendo alguns mecanismos

denudacionais (solução) diretamente dependentes dele (TURKINGTON; PHILLIPS; CAMPBELL, 2004). A própria etimologia da palavra denudação abrange os processos intempéricos seguidos pelos de arrastamento, transporte e deposição de detritos (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964).

2.0 OBJETIVOS

2.1 GERAL

O objetivo geral deste trabalho foi compreender o papel da pedogênese na evolução da paisagem no Triângulo Mineiro, especificamente em áreas de covaais situados em chapadas, considerando a relação entre Latossolos e Gleissolos.

2.2 ESPECÍFICOS

- avaliar as características pedológicas de uma sequência de Latossolos e Gleissolos na cabeceira do córrego Fortaleza;
- determinar as variações físicas e geoquímicas desses solos;
- apresentar as relações dinâmicas da relação Latossolo-Gleissolo através das observações de campo, dos dados obtidos e das idéias que norteiam a evolução da paisagem a partir da pedogênese.

3.0 ÁREA DE ESTUDO

A sequência Latossolo-Gleissolo está localizada na área da nascente do córrego da Fortaleza (coordenadas 19°12'44"S de latitude e 48° 3'13"W de longitude), município de Uberlândia, porção meridional da Chapada Uberlândia-Uberaba (Figura 2).

O córrego da Fortaleza é afluente da margem esquerda do Rio Uberabinha, o qual tem a totalidade de seu curso no compartimento topomorfológico de chapada. Suas nascentes estão localizadas no extremo norte do município de Uberaba, corta a área urbana de Uberlândia no sentido SE/NO, indo desaguar na margem esquerda do rio Araguari, que por sua vez é afluente do rio Paranaíba. Esse conjunto hidrográfico é parte integrante da bacia do rio Paraná (SILVA; SCHNEIDER, 1989).

O local em estudo corresponde a uma grande área de afloramento do lençol freático denominada regionalmente por covaal, compondo microrrelevos de suaves depressões brejosas típicos da paisagem plana do chapadão (SCHNEIDER; SILVA, 1991). Apresentam-se às vezes em forma de depressões fechadas nos topos dos interflúvios ou estão evidentemente ligados com pequenos canais de drenagem. As áreas hidromórficas possuem características bastante peculiares, diferindo completamente do ambiente à sua volta (SILVA; SCHNEIDER, 1989).

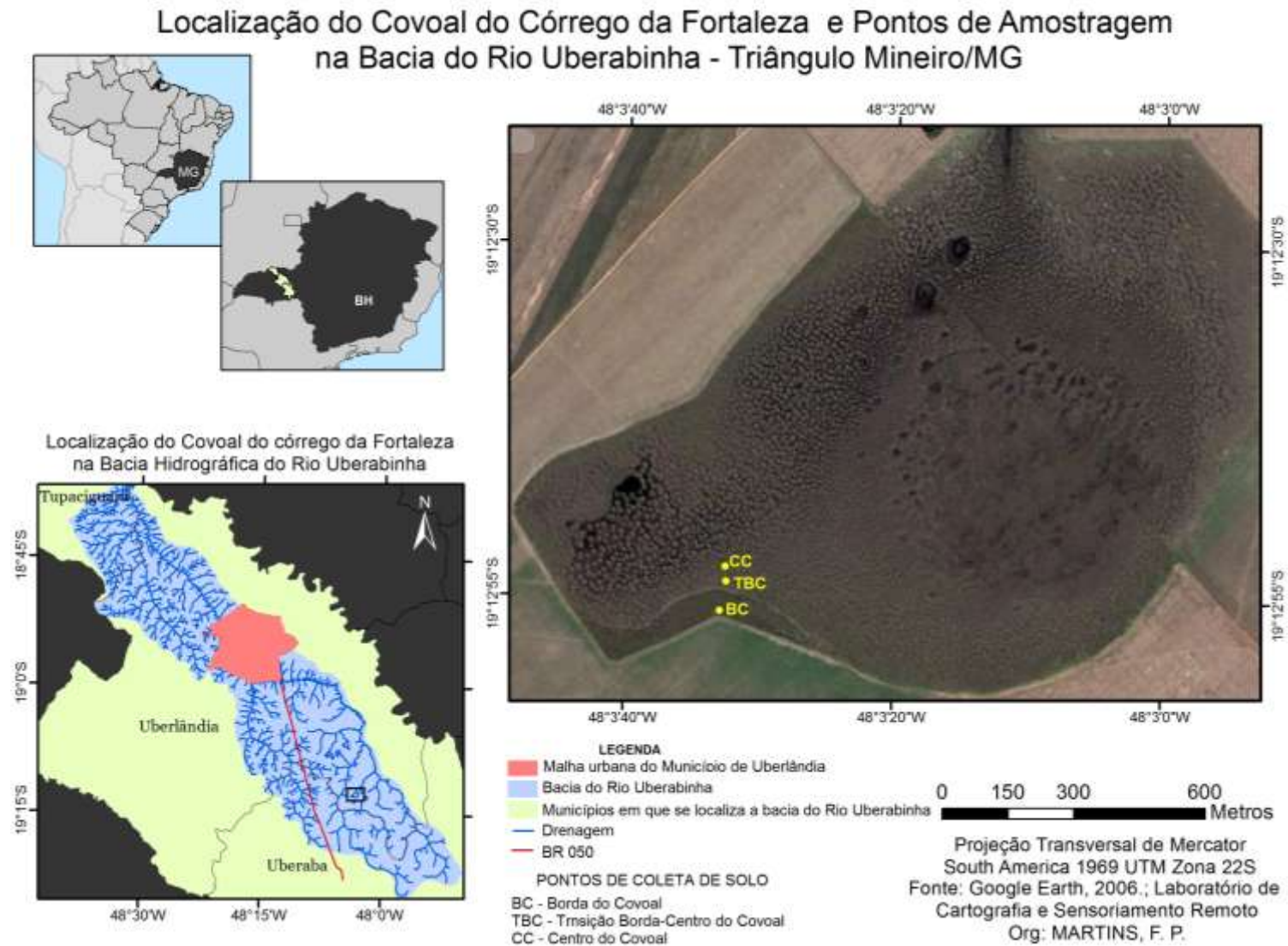


Figura 2: Mapa de localização do Covoal e pontos de amostragem, Triângulo Mineiro/MG.

Os morrotes presentes dentro do covoal formam discretas ilhas de cerrado com Latossolos vermelho-amarelos e são cercados por umidade, depressões com gramíneas contendo solos hidromórficos (Glei). A acumulação de matéria orgânica nas depressões pode dar origem a solos orgânicos (DINIZ DE ARAÚJO-NETO et al., 1986).

Para Diniz de Araújo-Neto et al. (1986), esses morrotes são constituídos feições repetidas de redondos montes de terra cobertos por plantas do cerrado e por depressões dominadas por gramíneas, ciperáceas e outros tipos de vegetação rasteira.

A tipologia do covoal do córrego da Fortaleza é de cabeceira de drenagem. Nela se apresentam amplas e suaves depressões onde a área de concentração da drenagem superficial, que liga o anfiteatro de captação ao canal fluvial, encontra-se suavemente deprimida e bem delimitada em função do arranjo espacial dos morrotes. Entre estes é comum a presença de pequenas depressões arredondadas, onde se formam lagoas na estação úmida (SCHNEIDER; SILVA, 1991).

Como caracterização morfológica foram identificadas três zonas dentro do covoal, sendo a primeira zona periférica circular, contendo morrotes maiores e menor umidade do solo. Entretanto, é nesta zona que se encontram as principais depressões internas que formam lagoas na estação úmida. A zona anelar intermediária, localizada em direção ao centro da depressão maior, com ocorrência de murundus de menor porte. Sendo toda alagável na estação chuvosa, mas os pequenos murundus permanecem fora d'água. E a terceira zona, no centro do covoal, é mais deprimida e de aspecto mais brejoso, sem a presença de murundus. Ela possui uma camada superficial de material turfoso que varia de alguns centímetros até um metro de espessura (SCHNEIDER; SILVA, 1991).

Para Diniz de Araújo-Neto et al. (1986) os murundus são montes de cupins, análogos aos “cupins de savana” descritos em partes da África.

A formação dos murundus pode ser por fatores abióticos (hidrológico/geomorfológico) ou bióticos (termiteiros). O primeiro apoia-se na hipótese de sedimentação diferencial, devido à superfície ou outras irregularidades, os morrotes incipientes são ocupados por árvores e arbustos do cerrado, especialmente espécies mais tolerantes a alagamentos. O estabelecimento de vegetação sobre os montes atua para reduzir a velocidade das águas de inundações sazonais em torno deles, contribuindo para o aumento do seu tamanho por sedimentação diferencial. O fator biótico, por sua vez, está relacionado com a formação dos murundus pela ação de térmitas. Os murundus também podem ser formados por ações combinadas de processos hidrológicos/geomorfológicos e térmitas, como no caso dos murundus do Pantanal (PONCE; CUNHA, 1993).

A vegetação circundante aos campos de murundus, ao longo da chapada, era, originalmente, o cerrado *stricto sensu*, uma vegetação arbórea aberta, com estrato graminóide e matas de galerias. Entretanto, o que resta do cerrado original são apenas algumas pequenas manchas (FRASCOLI, 2000). Já nos campos de murundus, há o predomínio de campo hidromórfico, com pequenos arbustos e

árvores de pequeno porte, de espécies típicas do cerrado, ocupando os topos dos murundus maiores. A vegetação arbustiva-arbórea dos murundus apresenta ligeiro aumento rumo à periferia, mas é raro ocorrer mais que duas pequenas árvores por morrote e estas não existem em todos eles. A vegetação, no conjunto do covoal, evidencia a existência de dois microambientes distintos convivendo entrelaçados: o ambiente mais seco dos morrotes e outro mais úmido, constituído pela base de toda a depressão (SCHNEIDER; SILVA, 1991).

A natureza dos murundus é explicada em termos de competição entre essas duas comunidades de plantas, sendo o cerrado, endêmico das savanas do Brasil Central e os campos, cuja gramínea são mais adaptadas a alterações extremas de saturação e dissecação. As pequenas diferenças de elevação dos morrotes proporcionam um ambiente adequado para o cerrado invadir o campo molhado. A colonização dos murundus pelo cerrado é uma relação simbiótica, o que garante o crescimento dos morrotes e a sobrevivência do cerrado apesar do ambiente hostil do campo úmido circundante (PONCE; CUNHA, 1993).

O clima local, assim como ocorre em toda a região do Brasil Central onde está localizada a Bacia do Rio Uberabinha, é definido como tropical semiúmido com duas estações bem definidas: verão quente e úmido e inverno seco e com temperaturas amenas. Os meses mais frios são junho e julho, apresentando uma temperatura média inferior a 20° C. No entanto, a temperatura média dos meses mais quentes é superior a 23° C (outubro a março), com temperatura média anual em Uberlândia de 22,55° C.

Segundo a classificação climática de Köppen, o clima na bacia do rio Uberabinha é do tipo Awa com chuva de verão e temperaturas elevadas, tendo o mês mais frio com temperatura média superior a 18° C. A precipitação pluvial é maior do que a evapotranspiração anual. O verão é quente, com o mês mais quente (outubro) possuindo temperatura média maior que 22° C (QUEIROZ, 2012).

Os maiores índices pluviométricos mensais (de 1975 a 2010) ocorreram no período de outubro a março (período chuvoso), totalizando 1270 mm médios anuais, o que equivale, em média, a 86% das chuvas anuais (1474 mm). Com médias mensais que variaram entre 107 para outubro e 298 mm em dezembro. Já de abril a setembro, houve considerável diminuição, representando os 14% restantes da média dos totais anuais, contribuindo assim, com apenas 204 mm. Com índices pluviométricos médios mensais que variaram entre 10 mm em julho a 79 mm em abril, Com tendência de aumento nos índices de precipitação máxima diária/ano ao longo do período de 1974-2010 (QUEIROZ, 2012).

Quanto aos solos e à geologia da chapada vide Capítulo 1.

4.0 MATERIAIS E MÉTODOS

Este tópico está dividido em atividades de campo e atividades laboratoriais. No primeiro, foram coletadas amostras de solo, assim como foram feitas descrições dos perfis de solo. No segundo, as amostras foram levadas para laboratório para

análises físicas (granulometria, densidade do solo, macroporosidade, microporosidade e porosidade total) e análises químicas de pH e óxidos totais (SiO_2 ; Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; CaO ; MgO ; TiO_2 ; P_2O_5 ; Na_2O ; K_2O e MnO) e carbono orgânico do solo (COT, C-HU, C-AH, C-AF, CL, CSA).

4.1 ATIVIDADES DE CAMPO

Foram feitas campanhas de campo para o reconhecimento e escolha da área de pesquisa e a coleta foi realizada no dia 06 de novembro do ano de 2012. Foram coletadas amostras deformadas e indeformadas para os procedimentos de laboratório e descrição da cor de acordo com o código Munsell que permite, conforme Schwertmann (1993), inferir o processo pedogenético atuante na área principalmente relacionada com a caracterização, em campo, do tipo e dinâmica do óxido de ferro.

4.1.1 Coleta de amostra

Foram abertas três (3) trincheiras para a coleta de amostras em catena na sequência Latossolo-Gleissolo (Figura 2). A primeira (BC) localiza-se na borda do covoal com presença de Latossolo. A segunda (TBC) está localizada entre BC e o centro do covoal (CC) do córrego da Fortaleza.

O quadro 1 apresenta as coordenadas geográficas dos pontos em que foram abertas trincheiras.

Quadro 1: Coordenadas geográficas no sistema WGS-84 dos pontos de amostragem.

Pontos de amostragem	Coordenadas geográficas*	
	Longitude	Latitude
BC	48° 03' 33.07264"W	19° 12' 57.50811"S
TBC	48° 03' 32.67205"W	19° 12' 55.12843"S
CC	48° 03' 32.69737"W	19° 12' 53.86512"S

*Dados obtidos com Receptor GPS de dupla frequência e correção diferencial

Em cada trincheira foram coletadas amostras nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm. Exceto para o centro do covoal (CC), em que, apenas as coletas com cilindros seguiram as profundidades anteriormente ressaltadas, sendo que as coletas para análises texturais e geoquímicas seguiram as profundidades de 0-8, 8-20, 20-40, 40-100 cm devido à individualização vertical das camadas em razão da concentração de matéria orgânica no perfil. Foram descritas as cores das amostras seguindo o Código Munsell (1990).

Para análises de porosidade e densidade utilizaram-se cilindros de metal para coleta de amostras indeformadas em cada uma das profundidades estudadas (0-20;

20-40; 40-100 cm) para os pontos BC, TBC e CC. Ao todo, coletaram-se nove amostras indeformadas.

Para análise textural e geoquímica as amostras foram coletadas em três profundidades para o BC e TBC (0-20, 20-40 e 40-100 cm) e em quatro profundidades para o CC (0-8, 8-20, 20-40, 40-100 cm), conforme descrito anteriormente.

Tanto para a análise textural, quanto para a geoquímica foram feitas três repetições em cada profundidade totalizando 30 amostras para cada tipo de análise.

4.2 ATIVIDADE DE LABORATÓRIO:

As amostras de solo foram secas ao ar, destorroadas e tamisadas em peneira com abertura de malha de 2 mm de diâmetro para obtenção da fração terra fina seca ao ar (TFSA). Na fração inferior a 2 mm foram feitas determinações de óxidos totais, granulometria, carbono orgânico total, carbono lábil, carbono solúvel em água e fracionamento de substâncias húmicas. Enquanto que para as amostras indeformadas foram feitas análises de macroporosidade, microporosidade, porosidade total e densidade do solo.

5.2.1 Granulometria

A determinação da textura do solo, através da quantificação dos teores de areia (fina e grossa), silte e argila, foi feita conforme a metodologia descrita pela EMBRAPA (1997).

Os procedimentos foram realizados no Laboratório de Manejo de solos (LAMAS) do Instituto de Ciências Agrárias (ICIAG), Universidade Federal de Uberlândia.

Alíquotas de 10 g de solo (TFSA), foram dispersas quimicamente com 10 ml de solução de NaOH, submetidas a agitação com 10 esferas de metal por aproximadamente 12 horas.

Posteriormente foram lavados utilizando peneiras de 0,210 mm e 0,053 mm para a coleta da areia grossa e areia fina respectivamente. Cada fração foi colocada em um recipiente e levado à estufa para secagem em temperatura de 60° C.

O sobrenadante contendo silte e argila (< 0,05 mm) foi colocado em proveta, aferido com água destilada até alcançar 1000 ml. Cada proveta foi agitada manualmente durante 1 min e após uma pausa de 5 min foi iniciada a pipetagem (25 ml de volume pipetado) para a extração da fração silte a 10 cm de profundidade, seguindo o princípio da sedimentação de partículas proposta na lei de Stockes.

Conforme a temperatura ambiente, o tempo necessário para a próxima coleta foi de 4 horas. Após este período efetivou-se a coleta de partículas de argila com a pipeta em profundidade de 5 cm.

As amostras foram acondicionadas em cadinho de porcelana e levados a estufa a 60° C para secagem. Posteriormente todas as frações foram pesadas e suas porcentagens relativas calculadas.

O enquadramento dos resultados em classes texturais foi feito utilizando o Triângulo Textural proposto por EMBRAPA (2013).

4.2.2 Densidade do Solo, Porosidade Total, Macroporosidade e Microporosidade

As análises das variáveis de densidade do solo e porosidade (macroporosidade, microporosidade e porosidade total), foram realizadas em amostras com estrutura preservada, coletadas com anel volumétrico. Inicialmente as amostras foram saturadas e pesadas e logo após levadas para a panela de tensão. Foi exercida pressão equivalente a uma coluna de água de 60 cm. Após a retirada da panela de tensão, os anéis foram novamente pesados e calculada a macroporosidade, a qual está relacionada apenas com o volume de água perdido na panela de tensão. Posteriormente, os anéis foram levados à estufa a 105°C durante 24 horas e foram novamente pesados para determinar a porosidade total (diferença entre o peso do anel saturado e o anel após secagem na estufa). A determinação da microporosidade foi feita através da diferença obtida da subtração da macroporosidade da porosidade total.

Posteriormente foi feita a análise de Densidade global (Dg) ou Densidade do Solo, determinada pelo método do anel volumétrico, conforme metodologia da Embrapa (1997), fundamentado no uso de um anel de bordas cortantes com capacidade interna conhecida.

Assim, a densidade é definida entre a massa de sólidos secos do solo e seu volume total (Equação 1).

$$Ds = \frac{Ms}{Vs}$$

em que:

Ds = Densidade do solo, g cm⁻³

M = massa de solo seco;

Vc = volume do anel, cm³

Tem-se, assim, a massa da amostra obtida por pesagem em balança analítica após remoção da umidade em estufa por 24 horas a 105°C até peso constante.

E seu volume é conhecido por meio de anéis volumétricos inseridos no solo com o uso de equipamento apropriado. O volume do anel é determinado conforme a equação 2 (GUARIZ et al., 2009):

$$Vc = \frac{\pi d^2}{4} . hc$$

em que:

V_c = volume do anel, dm^3

d = diâmetro do anel, dm

h_c = altura do anel, dm

4.2.3 pH em H_2O

Medição feita por eletrodo de vidro em suspensão em solo- H_2O na proporção solo-líquido de 1:2,5 (v/v).

A análise de pH em água foi feita conforme os procedimentos dispostos pela Embrapa (1997), em que o princípio é a medição do potencial eletronicamente por meio de eletrodo combinado imerso em suspensão solo: líquido (água).

Para esta análise, utiliza-se 10 ml de solo em 25 ml de líquido. Agita-se a solução com posterior repouso de 1 hora. Posteriormente agita-se cada amostra com bastão de vidro e mergulha-se o eletrodo na suspensão homogeneizada e procede-se a leitura do pH.

4.2.4 Determinação dos Óxidos Totais por Espectroscopia de Fluorescência de raios-X

Os óxidos totais, SiO_2 ; Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; CaO ; MgO ; TiO_2 ; P_2O_5 ; Na_2O ; K_2O e MnO , e a perda ao fogo por calcinação a 1.000 graus $^\circ\text{C}$ foram feitos pelo laboratório Geosol Laboratórios Ltda. (Belo Horizonte) creditado internacionalmente, como as normas ISSO 9001, ISSO 14001 e ISSO/IEC 17025. Foi utilizado um espectrômetro de fluorescência de raios-X após fusão das amostras com tetraborato de lítio.

Foram analisadas 30 amostras, todas em replicatas para certificação dos resultados analíticos.

4.2.5 Carbono Orgânico Total

A determinação do teor do carbono orgânico total – COT da matéria orgânica do solo foi feito utilizando o método de oxidação do dicromato de potássio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) (YEOMANS; BREMNER, 1988).

A quantificação do carbono ocorre a partir da oxidação da matéria orgânica via úmida com dicromato de potássio em meio sulfúrico, empregando-se como fonte de energia o calor desprendido do ácido sulfúrico e/ou aquecimento. Após a oxidação, o excesso de dicromato é titulado com solução padrão de sulfato ferroso amoniacal (sal de Mohr) (YEOMANS; BREMNER, 1988).

Foram utilizadas 0,2 g de TFSA em tubos de ensaio, com adição de 5 ml de dicromato de potássio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) a 0,1 N e a mesma quantidade de ácido sulfúrico. As amostras em tubo foram acondicionadas em bloco digestor e digeridas em temperatura de 150 $^\circ\text{C}$, por 30 min. Após esfriar, o conteúdo presente nos tubos foi

colocado em erlenmeyers, a partir da lavagem dos tubos com água destilada. Nos erlenmeyers foram adicionadas gotas de indicador Ferroin para o procedimento de titulação com sulfato ferroso a 0,4 N.

4.2.6 Fracionamento químico da Matéria Orgânica do solo para determinação das frações humina, ácido húmico e ácido fúlvico

A extração das frações humina, ácido húmico e ácido fúlvico foram determinados através da solubilidade diferencial estabelecida pela Sociedade Internacional de Substâncias Húmicas (SWIFT, 1996) e adaptada por (BENITES et al., 2003). Posteriormente foi feita a quantificação do C presente em cada fração.

Foram adotados os seguintes procedimentos para a extração das frações:

Para o fracionamento das substâncias húmicas foram utilizados 2,5 g de TFSA em tubo falcon de 50 ml com 40 ml de NaOH a $0,1 \text{ mol}^{-1}$ em repouso por 24 horas e posteriormente centrifugado por 15 minutos.

Na primeira extração foi separada inicialmente a fração humina (HUM), insolúvel tanto em ácido como em álcali, do conteúdo líquido turvo (colocando este em outro tubo falcon). A humina foi colocada na estufa a 60° até secar e posteriormente macerada e peneirada em malha de 2 mm.

As frações ácidos fúlvicos (AF), solúvel em meio alcalino e ácido e ácidos húmicos (AH), solúvel em meio álcali e insolúvel em ácido (RESENDE, 2007), foram separadas através do ajuste do pH da solução de NaOH em que se adicionou 1 ml de ácido e deixou em repouso por 18 horas, para posterior centrifugação por 15 minutos. Uma vez que os ácidos húmicos são insolúveis em meio ácido, sendo precipitados, pode-se separá-los do AF.

Coloca-se água destilada junto com a solução em que está o ácido fúlvico, completando o tubo falcon até 50 ml.

Enquanto que no tubo falcon com ácido húmico, coloca-se NaOH até completar 50 ml no tubo falcon.

Determinação dos teores de C nas frações húmicas:

Pesou-se 0,2 g da humina em tubos de ensaio. Adicionou-se 5 ml de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ a 1 N e 5 ml de ácido sulfúrico. As amostras em tubo foram acondicionadas em bloco digestor e digeridas em temperatura de 150°C , por 30 min. Após serem resfriadas, as amostras digeridas foram transferidas para erlenmeyers onde foram adicionadas quatro gotas de Indicador Ferroin a 0,025 M e seguiu-se com a titulação com Sulfato Ferroso a 0,4 N.

Para o ácido húmico e fúlvico os procedimentos foram os mesmos, com utilização de 5 ml do ácido fúlvico (previamente preparado com água destilada) e 5 ml de ácido húmico (previamente preparado com NaOH) em tubos de ensaio. Os reagentes diferiram na normalidade, sendo o $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ a 0,5 N e o Sulfato Ferroso a 0,2 N.

A diferenciação da normalidade para as soluções de dicromato de potássio e sulfato ferroso da humina para os demais ácidos foi devido à presença de maior quantidade de carbono na humina.

A análise do C-orgânico e suas frações serão parcialmente interpretadas conforme Tabela de Canellas et al. (2003) (Quadro 2).

Quadro 2: Critérios para interpretação do fracionamento químico da matéria orgânica.

Parâmetro	Limite de interpretação				
	Muito forte	Forte	Moderado	Fraco	Muito fraco
C_{total} (g kg ⁻¹)	> 50	25-50	10-25	10-5	< 5
Teor de huminas em relação ao carbono total do solo					
C_H	> 75 %	60-75 %	45-60 %	< 45 %	-
Percentagem relativa à soma das frações alcalino-solúveis					
$C_{AF} + C_{AH}$	> 20 %	10-20 %	5-10 %	2,5-5 %	< 2,5 %
C_{AH}/C_{AF}	Valores próximos à unidade Valores inferiores podem indicar má evolução por razões edáficas ou de manejo ou adição recente de matéria orgânica				

4.2.7 Carbono solúvel em água

O CS foi determinado de acordo com Mendonça e Matos (2005).

Utilizou-se 10 g de TFSA em erlenmeyers com adição de 20 ml de água destilada. A solução foi agitada 15 minutos na mesa agitadora, posteriormente as amostras foram centrifugadas por 10 min a 3.500 rpm e em repouso por 18 h.

Desta solução, foram utilizados 5 ml, na qual adicionou-se 5 ml de $K_2Cr_2O_7$ a 0,5 N e 5ml de ácido sulfúrico. A titulação foi feita com sulfato ferroso a 0,2 N.

4.2.8 Carbono Lábil

O C-lábil foi determinado de acordo com Mendonça e Matos (2005).

Utilizou-se 1 g de TFSA em tubo falcon de 50 mL, com adição de 25 ml de permanganato de potássio ($KMnO_4$) com concentração de 0,033 mol/L e levado para agitar por 1 hora a 100 rpm. Posteriormente foi centrifugado por 5 minutos a 2000 rpm.

Após centrifugação foi pipetada uma alíquota de 1 ml da solução (solo+sol $KMnO_4$) e transferida para balão de 250 ml, completando o volume com água deionizada. A leitura foi feita em espectrofotômetro a 565 nm, sendo que primeiramente foi feita a leitura das soluções para a curva padrão, obtendo-se um R^2 de 0,9939 e uma equação para posterior cálculo das concentrações.

4.3 ANÁLISE ESTATÍSTICA:

Todas as análises realizadas foram feitas em triplicatas, com repetições adicionais caso identificado alguma dúvida analítica. A partir repetições foram feitos cálculos de média e desvio padrão.

Utilizou-se o Teste Tukey para determinar a oscilação das variáveis entre as profundidades de cada perfil em específico, 0-20; 20-40 e 40-100 cm para BC e posteriormente entre as mesmas profundidades para o ponto TBC e nas profundidades de 0-8; 8-20; 20-40 e 40-100 cm para o CC. E também a variação das variáveis ao longo da catena BC, TBC e CC.

Após a análise de variância (Teste F), utilizou-se o teste de média Tukey a 0,05 de probabilidade, com o intuito de avaliar a magnitude das diferenças entre as médias por teste de comparações múltiplas.

O teste de Tukey baseia-se na Diferença Mínima Significativa (DMS) Δ . A estatística do teste é dada conforme equação 3 (ANJOS, 2009).

$$\Delta = q \sqrt{\frac{QMRes}{r}}$$

em que:

q = é a amplitude total studentizada (depende do número de tratamentos e do número de graus de liberdade do resíduo)

QMRes = quadrado médio do resíduo;

R = número de repetições.

Foram efetuadas análises de correlação de Pearson.

5.0 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A formação e transformação de coberturas pedológicas em uma paisagem refletem as mudanças de intensidade da atuação dos fatores e processos pedogenéticos como, por exemplo, a expansão da hidromorfia e as mudanças produzidas nas matrizes latossólicas.

5.1 ATRIBUTOS MORFOLÓGICOS DOS SOLOS DA CATENA DO CAMPO DE MURUNDU DO CÓRREGO DA FORTALEZA

O perfil BC localiza-se na borda do campo de murundu e destaca a presença de Latossolo (matriz formada em condições aeróbicas e oxidantes). A segunda (TBC), localizado entre a borda (BC) e o centro do covoal (CC) do córrego da Fortaleza, evidencia a transição entre um pedoambiente aeróbico na borda e um ambiente com características anaeróbicas no centro. A terceira trincheira (CC)

localiza-se no centro do covoal que, devido à saturação hídrica sazonal é caracterizado pela presença de Gleissolo apresentando matriz mosqueada e acumulação de matéria orgânica.

A distância de BC para TBC é de 73,68 m, e de TBC para CC de 38,87 m. A catena possui extensão total de 112,23 m.

A transição lateral entre o conjunto de camadas estudadas do BC, TBC e CC apresenta sensível diferença morfológica relacionada à cor. Para Schwertmann (1993), as mudanças de cor estão associadas à distribuição dos óxidos de ferro nos diferentes segmentos da catena, bem como à intensidade e duração das condições hidromórficas.

A partir do croma dos solos na catena em estudo, foi possível inferir considerações sobre a localização do lençol freático devido ao contraste entre as colorações acinzentadas (menor croma) e marrom (maior croma) (FRANZMEIER et al., 1983).

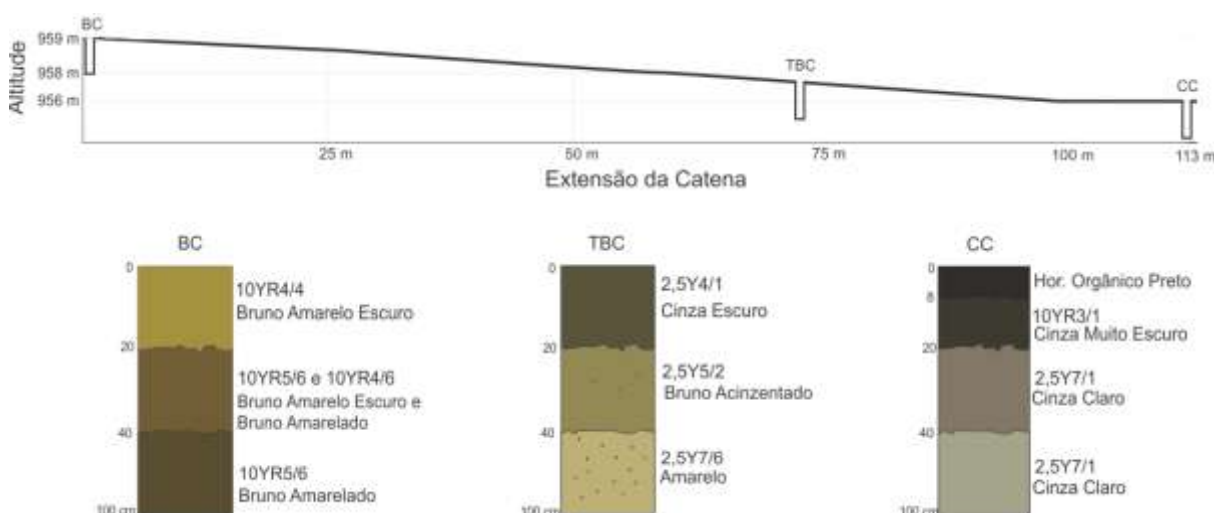


Figura 3: Perfil Topográfico e perfis de solo da catena do covoal do córrego da Fortaleza, Uberlândia, MG.

Na Figura 4 é possível visualizar o solo de cada profundidade após sua secagem ao ar. Enquanto que a Tabela 1 possui os valores de matiz e croma atribuídos para cada profundidade do solo nas três trincheiras estudadas, juntamente com a cor, estrutura e coesão do solo.

O perfil da Borda do Covoal (BC) possui camadas com coloração amarelada que podem indicar a presença de goethita, a qual, conforme Schwertmann (1993), possui coloração que varia de 10 YR a 7,5 YR. A presença deste óxidohidróxido de ferro (goethita) é admitida considerando que ela ocorre em solos com elevado nível de hidratação, ambiente este diferente ao da ocorrência de hematita.

Neste mesmo ponto, a coloração ligeiramente mais cromática (bruna) indica um grau de hidromorfismo menor, com ocorrência de drenagem permanente, ou ainda, a ocorrência de goethita e aumento do teor de Al em profundidade (SILVA NETO, 2010). O aumento do Al em profundidade é mostrado pela Tabela 6.

No CC, a camada superficial (8-20 cm) apesar de ter croma 1 e estar ligada ao hidromorfismo, possui matiz 10YR. Isso pode ser devido à hidromorfia incompleta, ou seja, sazonal. Desta forma, tem-se a influência do lençol elevado em determinado período, com redução do Fe e concentração da M.O por causa da baixa oxidação. Por isso, o Fe pode estar parcialmente presente, na forma de goethita, originando essa coloração de matiz.

Na trincheira TBC, nas camadas de 0-20 cm o valor do croma é 1 e de 20-40 cm possui croma 2 e na trincheira CC, nas três profundidades estudadas, tem-se croma 1 (Tabela 1). O valor do croma ≤ 2 e a coloração acinzentada das camadas superficiais são indicativos de condições de baixa circulação hídrica, ou seja, saturação e redução durante parte do ano (FRANZMEIER, 1983; VEPRASKAS, 1992), inferindo uma ausência de óxido de ferro no perfil devido à sua retirada por redução e lixiviação (SCHWERTMANN, 1993).

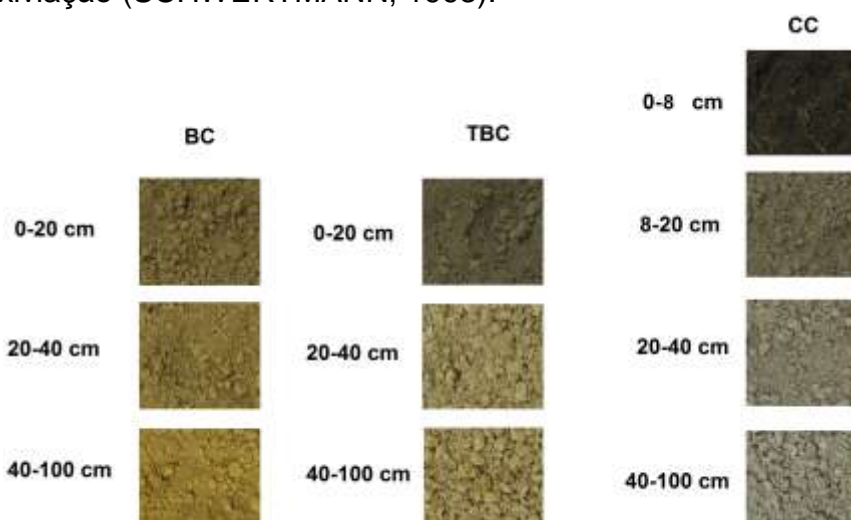


Figura 4: Perfil Topográfico e perfis de solo da catena do covoal do córrego da Fortaleza, Uberlândia, MG.

Na camada superficial do TBC e em todo o perfil do CC, o croma 1 é referente a duas características importantes dos solos típicos do covoal ou seja, o ambiente saturado ainda que temporariamente, o qual determina a natureza química e mineralógica, e a elevada concentração de matéria orgânica na superfície do solo.

O perfil de Transição Borda-Centro (TBC) possui croma 1 de 0-20 cm e croma 2 de 20-40 cm, entretanto, este valor aumenta para croma 6 na profundidade de 40-100 cm. Assim, na camada de 40-100 cm, a evidência de um menor grau de hidromorfismo em relação ao CC se dá pela presença de mosqueados com matiz amarelo avermelhado (5YR 6/6) e principalmente vermelho (2,5YR 5/8), apresentando também maiores valores de croma, este último indicando, conforme Vepraskas (1992), que parte do Fe dessas feições corresponde à hematita. Feições mosqueadas são indicativas de flutuação de lençol freático.

As feições de redoxomorfismo estão em evidência na camada mais profunda do TBC e em ambas as camadas subsuperficiais do CC.

No primeiro caso foram encontradas algumas concentrações redox, mesmo considerando que o croma encontrado não é inferior a 2, com mosqueados 5YR 6/6

(amarelo avermelhado) e 2,5YR 5/8 (vermelho), este último indicando, conforme Vepraskas (1992), que parte do Fe dessas feições corresponde a hematita. O perfil do Centro do Covoal (CC) possui croma 1 para todas as profundidades em estudo. Sendo a camada de 0-20 cm com coloração Cinza Muito Escuro, por causa da maior quantidade de material orgânico presente na superfície, e as camadas de 20-40 cm e 40-100 cm com coloração Cinza Claro.

Assim como a camada mais profunda do TBC, ambas as camadas subsuperficiais do CC possuem feições redoxomórficas.

Na profundidade de 8-20 cm do CC, a matriz cinza claro possui nódulos (20%) friáveis vermelho. Na profundidade de 20-40 cm, manchas de coloração amarelo oliva (2,5Y 6/6) são encontradas nas porosidades das raízes. Assim como o Fe, manchas de M.O aparecem associadas ao enraizamento de gramíneas. Isto porque o Fe ferroso é produzido na matriz e se move em direção aos ambientes aeróbicos (próximo a raízes e macroporos) para se reoxidar (SCHWERTMANN, 1993) e precipitar na forma de revestimento poroso (VEPRASKAS, 1992).

As feições redoxomórficas incluem nódulos de Fe e mosqueados que se formam no solo pela redução, translocação e oxidação de óxidos de Fe ou Mn em solos sazonalmente saturados, tornando visíveis os locais onde a oxidação ocorre dentro dos horizontes (VEPRASKAS, 1992). Por isso, nos ambientes anaeróbicos como um todo, além do ganho de elétrons há também perdas, ocasionando a oxidação.

No segmento montante (BC) as camadas amareladas com matriz homogênea refletem condições de drenagem interna livre, condição típica das paisagens lateríticas desenvolvidas nas posições mais elevadas.

No segmento intermediário (TBC) tem-se a formação de horizonte manchado nas camadas subsuperficiais. Esta camada subsuperficial (40-100 cm) amarelo no TBC enfatiza a transição entre Latossolos do BC, para os Gleissolos, correspondente ao CC. E, contraditoriamente, mesmo correspondendo à camada mais profunda (TBC – 40-100 cm) e, portanto, sendo mais influenciado pelo lençol freático que os camadas sobrejacentes, possui croma de valor 6, o qual é característico da matriz de solo laterítico. Franzmeier et al. (1983) explicaram que, mesmo que a coloração mais cinza seja indicativa de maior período de saturação, essa generalização não pode ser aplicada em horizontes mais profundos, nos quais a quantidade de matéria orgânica parece ser insuficiente para causar a redução dos compostos de Fe.

O croma 1, presente na camada superficial do TBC e em todo o perfil do CC refere-se a duas características importantes dos solos típicos do covoal ou seja, o ambiente hidromórfico, que determina a natureza química e mineralógica, e a elevada concentração de matéria orgânica na superfície do solo.

Estas camadas são influenciadas pela dinâmica da depressão e, embora nas profundidades inferiores ainda permaneçam alguns volumes de manchas vermelhas, há um predomínio e intensificação da coloração cinza. Sobre eles, forma-se um horizonte superficial mais escuro que indica a presença da M.O.

Tabela 1: Cor do solo, conforme o sistema de cores Munsell, nas amostras de solo das trincheiras BC, TBC e CC para as profundidades de 0-20 cm; 20-40 cm e 0-20 cm.

Prof. (cm)	Borda do Covoal (BC)				Transição Borda-Centro (TBC)				Centro do Covoal (CC)			
	Munsell	Cor	Estrutura	Coesão	Munsell	Cor	Estrutura	Coesão	Munsell	Cor	Estrutura	Coesão
0-8	--	--	--	--	--	--	--	--	--	Hor. Orgânico Preto	Maciça	Pouco coeso
8-20	--	--	--	--	--	--	--	--	10YR3/1	Cinza Muito Escuro	Maciça	Pouco coeso
0-20	10YR4/4	Bruno Amarelo Escuro	Maciça	Muito coeso	2,5Y4/1	Cinza Escuro	Maciça	Coeso	--	--	--	--
20-40	10YR5/6 e 10YR4/6	Bruno Amarelo Escuro e Bruno Amarelado	Maciça	Muito coeso	2,5Y5/2	Bruno Acinzentado	Maciça	Coeso	2,5Y7/1	Cinza Claro	Maciça	Coeso
40-100	10YR5/6	Bruno Amarelado	Maciça	Muito coeso	2,5Y7/6	Amarelo	Maciça	Coeso	2,5Y7/1	Cinza Claro	Maciça	Coeso

Sendo assim, o segmento jusante (CC) corresponde à zona central da depressão que permanece submersa em água por maior período de tempo. Esta dinâmica é responsável pela redução e migração do ferro em solução e, conseqüentemente, o completo desaparecimento dos horizontes manchados e o aparecimento dos horizontes de cinza claro.

5.2 ATRIBUTOS FÍSICOS DOS SOLOS DA CATENA DO CAMPO DE MURUNDU DO CÓRREGO DA FORTALEZA

Foram determinadas variações nos teores de areia, silte e argila nas amostras analisadas e elas estão associadas às mudanças morfológicas apresentadas nos diferentes tipos de matrizes do solo, ou seja, matrizes oxidadas e matrizes com propriedades redutoras.

Essa parte inorgânica (sólida) do solo é constituída de partículas de diferentes tamanhos: argila, silte e areia (que constituem a fração terra fina, < 2 mm) representadas em termos de concentração relativa ou percentual nas arestas do triângulo textural, e os cascalhos, calhaus e matacões (RESENDE et al., 2007).

Em todos os perfis, BC, TBC e CC para todas as camadas em estudo, houve maior quantidade de argila, seguida de areia grossa, enquanto que o silte e a areia fina são as frações que apresentaram menores quantidades, oscilando entre si. (Tabela 2). No perfil BC, tem-se, para a camada superficial (0-20 cm), 604 g kg⁻¹ de argila, 242 g kg⁻¹ areia grossa, 59,33 g kg⁻¹ areia fina e 94 g kg⁻¹ de silte. A camada de 20-40 cm é composta por 594 g kg⁻¹ de argila, 242 g kg⁻¹ areia grossa, 58,67 g kg⁻¹ areia fina e 104 g kg⁻¹ de silte. E de 40-100 cm, 665 g kg⁻¹ de argila, 182 g kg⁻¹ areia grossa, 51,33 g kg⁻¹ areia fina e 61,9 g kg⁻¹ de silte. No perfil TBC, os valores para a camada de 0-20 cm são de 437 g kg⁻¹ de argila, 427 g kg⁻¹ de areia grossa, 70,33 g kg⁻¹ de areia fina e 66 g kg⁻¹ de silte. De 20-40 cm tem-se 581 g kg⁻¹ de argila, 225, 57 g kg⁻¹ de areia grossa 57 g kg⁻¹ de areia fina e 138 g kg⁻¹ de silte. De 40-100 cm, 629 g kg⁻¹ de argila, 181 g kg⁻¹ areia grossa, 56 g kg⁻¹ areia fina e 133 g kg⁻¹ de silte. Finalmente, na camada subsuperficial (40-100 cm), a argila, areia grossa, areia fina e silte correspondem a 629 g kg⁻¹, 181 g kg⁻¹, 56 g kg⁻¹, 133 g kg⁻¹, respectivamente. Por fim, no perfil do Centro do Covoal (CC) de 0-8 cm os valores são 489, 298, 77 e 136 g kg⁻¹, para argila, areia grossa, areia fina e silte. De 8-20 cm, 507, 304, 78,67 e 111 g kg⁻¹. De 20-40 cm, 559, 252, 81 e 109 g kg⁻¹, e de 40-100 cm são 631, 257, 71 e 41 g kg⁻¹.

Adotando parâmetros estabelecidos pelo SiBCS (EMBRAPA, 2006), os solos do covoal em estudo apresentaram textura argilosa (teores de argila entre 350 e 600 g kg⁻¹) e muito argilosa (acima de 600 g kg⁻¹) em todas as trincheiras amostradas (Tabela 2), exceto o perfil TBC em superfície (0-20 cm), onde foi verificada a maior quantidade (427 g kg⁻¹) de areia grossa, classificando-o como solo de textura Argilo-Arenosa.

Estudo anterior (Ramos et al., 2006) realizado nas veredas do Triângulo Mineiro e, portanto, com características pedológicas similares à do covoal estudado indicou a ocorrência de solos com textura muito argilosa, argilosa ou média, conforme a superfície geomórfica relacionada. A variação de textura entre camadas dos solos nas veredas foi atribuída ao processo de entulhamento por sedimentos trazidos das partes mais altas da paisagem, devido à ação antrópica (RAMOS, 2000).

Tabela 2: Média dos teores das frações granulométricas de areia grossa, areia fina, silte e argila (g kg⁻¹) determinados nas amostras de solo da Borda (BC) e Transição do Covoal (TBC) nas profundidades de 0-20; 20-40 e 40-100 cm e no Centro do Covoal (CC) profundidades de 0-8; 8-20; 20-40 e 40-100 cm.

Pontos	Prof. (cm)	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila	Relação silte/argila	Classe Textural
-----g kg ⁻¹ -----							
BC	0-20	242 a2	59,3 a1	94 a1	604 a1	0,16	Argila
	20-40	242 a2	58,6 a1	104 a1	594 a1	0,18	Argila
	40-100	182 a1	51,3 a1	102 a1	665 a1	0,15	Muito Argilosa
TBC	0-20	427 a3	70,3 a2	66 a1	437 a1	0,15	Argilo Arenosa
	20-40	225 a2	57 a1	138 a1	581 a2	0,24	Argila
	40-100	181 a1	56 a1	133 a1	629 a2	0,21	Muito Argilosa
CC	0-8	298 a2	77 a1	136 a1	489 a1	0,28	Argila
	8-20	304 a2	78,6 a1	111 a1	507 a1	0,22	Argila
	20-40	252 a1	81 a1	109 a1	559 a1 a2	0,19	Argila
	40-100	257 a1	71 a1	41 a1	631 a2	0,06	Muito Argilosa

Na tabela valores verticais identificados com a letra "a" seguido de numeração quando distintas representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

A ação antrópica como causa principal do aumento do teor de argila nas áreas úmidas também foi apresentado por Martin e Hartman (1987) ao comparar a textura de sedimentos coletados em áreas úmidas cercadas por cultivos agrícolas, com aqueles presentes em ambientes úmidos cercados por pastagem nativa. Os autores determinaram porcentagens relativas de argila significativamente maiores nos sedimentos das áreas agrícolas. Na área de estudo é pouco provável a influência antrópica sobre as variações texturais, considerando que o perfil latossólico não apresenta indicativo de perda de argila, inclusive com valores isolados mais elevados do que os perfis no covoal. As camadas de 0-20 cm na trincheira TBC e de 0-8 cm em CC apresentam os menores teores de argila quando comparado com todas as outras amostras indicando poder haver influência do escoamento superficial e migração de partículas finas. Quando se compara o teor de areia com o teor de sílica (SiO₂), apenas na camada 0-20 cm no perfil TBC o aumento dos dois parâmetros estão relacionados, sugerindo que apenas neste local pode estar havendo perda de argila e aumento relativo de areia.

Quando se analisa a distribuição vertical dos dados nos mesmos perfis (Tabela 2), nota-se aumento progressivo de argila em direção à profundidade, indicando

também a possibilidade de migração vertical concomitante ao abaixamento do lençol temporário, embora não apresente cerosidade visível na escala macroscópica.

A distribuição granulométrica nos perfis estudados tem um padrão bem definido, caracterizado pelo aumento gradual de argila em subsuperfície. E teor de areia com tendência gradual decrescente da superfície para a subsuperfície, principalmente no CC e TBC. Esta tendência também foi verificada no trabalho de Ramos (2000) nas veredas do Triângulo Mineiro e no estudo de Bispo (2010), na Vereda Lagoa do Leandro, no Alto Vale do Jequitinhonha - MG.

No BC não houve variação no teor de argila entre as camadas. Entretanto, o aumento da fração argila no TBC e CC da superfície para a subsuperfície podem ser parcialmente explicados pelo processo de ferrólise, em que ocorre a degradação das argilas no horizonte A ou E (no caso do podzol) em condições alternadas de oxidação e redução com pHs extremamente ácidos. Este processo difere-se da podzolização (não é dependente de redução sazonal), argiluviação (não envolve destruição da argila) ou gleização (não requer eliminação de produtos de reação ou destruição da argila) (BRINKMAN, 1970). A ferrólise é baseada na redução bioquímica de óxidos de ferro (III) livre para Fe^{2+} e a reoxidação do Fe^{2+} durante a alternância de condições de redução e oxidação no solo. A acidez produzida durante a oxidação libera cátions dos silicatos, que resultam na destruição de minerais de argila, favorecendo, então, sua translocação para camadas mais profundas (VAN RANST; DE CONINCK, 2002). As profundidades enriquecidas em matéria orgânica (0-20 em TBC e 0-8 e 8-20 cm em CC) são aquelas que apresentam os menores teores relativos de alumínio (Al_2O_3) contribuindo para corroborar com esta ideia.

Os baixos teores de silte e a relação silte/argila abaixo de 0,3 demonstram um alto grau de intemperismo dos solos analisados, devendo, conforme Embrapa (2013) possuir valor inferior a 0,7 nos solos de textura média ou inferior a 0,6 nos solos de textura argilosa ou muito argilosa.

Ao avaliar as diferenças texturais ao longo da catena nota-se um decréscimo no teor de argila do BC para o TBC em todas as camadas. Quando comparado ao perfil TBC, há, no CC um pequeno aumento na quantidade desta fração. Contudo, os valores não se sobrepõem aos da Borda. Ao contrário do teor de argila, as frações de areia grossa e areia fina aumentaram do BC para o CC.

Todos os solos mais argilosos possuem grande quantidade de microporos (Mi). Enquanto o solo argilo-arenoso da camada superficial do TBC é o que apresenta menor quantidade de Mi, aproximando-se da quantidade de Ma (Tabela 3).

A variação textural reflete nos resultados de porosidade, macroporosidade, microporosidade e densidade do solo. De modo geral, a quantidade de Ma é maior em superfície e decresce subsuperficialmente, assim como a Pt, existindo tendência inversa para a Ds. Os Ma possuem correlação significativa e negativa com o pH em água ($r = -0,86$), Al_2O_3 ($r = -0,84$), TiO_2 ($r = -0,79$) e argila ($r = -0,87$). E correlação significativa e positiva com SiO_2 , COT ($r = 0,64$), CSA ($r = 0,82$), areia grossa ($r = 0,82$) e areia total ($r = 0,81$) (Tabela 4).

A diminuição da porosidade da superfície para subsuperfície no TBC e CC, assim como as oscilações no BC pode estar relacionada com o aumento da argila (MAFRA et al., 2001). A correlação da Pt foi significativa e negativa para argila ($r = -0,73$), pH em água ($r = -0,98$) e Al_2O_3 ($r = -0,66$) e significativa e positiva para C-HU ($r = 0,79$), C-AH ($r = 0,74$), C-AF ($r = 0,70$), COT ($r = 0,76$), CL ($r = 0,70$), CSA ($r = 0,89$) e Ma ($r = 0,87$) (Tabela 4).

Tabela 3: Valores de Macroporosidade (Ma), Microporosidade (Mi), Porosidade Total (Pt) e Densidade do solo (Ds) nos perfis da Borda do Covoal (BC), Transição Borda-Centro do Covoal (TBC) e Centro do Covoal (CC).

Pontos	Prof. (cm)	Ma ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)	Mi ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)	Pt ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)	Ds (Mg cm^{-3})
BC	0-20	0,148239	0,332779	0,481018	1,207428
	20-40	0,156173	0,356098	0,512271	1,304281
	40-100	0,087036	0,347992	0,435028	1,200603
TBC	0-20	0,221043	0,279381	0,500424	1,189163
	20-40	0,124076	0,315866	0,439942	1,33244
	40-100	0,055775	0,350195	0,40597	1,238456
CC	0-20	0,171587	0,364664	0,536251	1,160206
	20-40	0,139995	0,314184	0,454179	1,148646
	40-100	0,062676	0,334234	0,39691	1,316827

Tabela 4: Coeficiente de Correlação Simples de Pearson entre os caracteres SiO2, Al2O3, Fe2O3, TiO2, P2O5, K2O, Humina (C-HU), Ácido Húmico (C-AH), Ácido Fúlvico (C-AF), Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL), Carbono Solúvel em Água (CSA), Areia Grossa, Areia Fina, Areia Total, Silte, Argila, Macroporosidade (Ma), Microporosidade (Mi), Densidade do Solo (Ds).

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	TiO2	P2O5	K2O	C-HU	C-AH	C-AF	COT	CL	CSA	Areia Grossa	Areia Fina	Areia Total	Silte	Argila	Ma	Mi	Pt	Ds
pH água	-0,64*	0,66*	-0,01 ^{ns}	0,56 ^{ns}	-0,51 ^{ns}	-0,52 ^{ns}	-0,88*	-0,84*	-0,79*	-0,87*	-0,81*	-0,89*	-0,56*	-0,38 ^{ns}	-0,56 ^{ns}	-0,26 ^{ns}	0,72*	-0,86*	-0,19 ^{ns}	-0,98*	0,52 ^{ns}
SiO2	1	-0,52 ^{ns}	-0,03 ^{ns}	-0,52 ^{ns}	0,09 ^{ns}	0,07 ^{ns}	0,41 ^{ns}	0,40 ^{ns}	0,46 ^{ns}	0,41 ^{ns}	0,41 ^{ns}	0,63*	0,45 ^{ns}	0,15 ^{ns}	0,43 ^{ns}	0,47 ^{ns}	-0,67*	0,74*	-0,23 ^{ns}	0,64*	-0,56 ^{ns}
Al2O3		1	0,47 ^{ns}	0,93*	0,10 ^{ns}	-0,10 ^{ns}	-0,55 ^{ns}	-0,68*	-0,34 ^{ns}	-0,56 ^{ns}	-0,52 ^{ns}	-0,73*	-0,98*	-0,58 ^{ns}	-0,98*	0,26 ^{ns}	0,95*	-0,84*	0,38 ^{ns}	-0,66*	0,39 ^{ns}
Fe2O3			1	0,21 ^{ns}	0,69 ^{ns}	0,26 ^{ns}	0,10 ^{ns}	-0,07 ^{ns}	0,46 ^{ns}	0,09 ^{ns}	0,35 ^{ns}	-0,18	-0,51 ^{ns}	-0,85*	-0,58 ^{ns}	0,21 ^{ns}	0,54 ^{ns}	-0,21 ^{ns}	0,28 ^{ns}	-0,06 ^{ns}	0,24 ^{ns}
TiO2				1	0,06 ^{ns}	-0,06 ^{ns}	-0,45 ^{ns}	-0,57 ^{ns}	-0,35 ^{ns}	-0,47 ^{ns}	-0,54 ^{ns}	-0,66*	-0,93*	-0,27 ^{ns}	-0,88*	0,32 ^{ns}	0,82*	-0,79*	0,48 ^{ns}	-0,56 ^{ns}	0,21 ^{ns}
P2O5					1	0,77*	0,72*	0,57 ^{ns}	0,78*	0,71*	0,77*	0,26 ^{ns}	-0,20 ^{ns}	-0,28 ^{ns}	-0,22 ^{ns}	0,33 ^{ns}	0,09 ^{ns}	0,13 ^{ns}	0,45 ^{ns}	0,37 ^{ns}	-0,23 ^{ns}
K2O						1	0,72*	0,67*	0,54 ^{ns}	0,75*	0,64*	0,44 ^{ns}	0,02 ^{ns}	0,03 ^{ns}	0,02 ^{ns}	0,30 ^{ns}	-0,16 ^{ns}	0,25 ^{ns}	0,19 ^{ns}	0,35 ^{ns}	-0,19 ^{ns}
C-HU							1	0,97*	0,79*	1,00*	0,92*	0,75 ^{ns}	0,44 ^{ns}	0,33 ^{ns}	0,45 ^{ns}	0,26 ^{ns}	-0,60 ^{ns}	0,64*	0,25 ^{ns}	0,79*	-0,50 ^{ns}
C-AH								1	0,69*	0,97*	0,88*	0,78*	0,58 ^{ns}	0,42 ^{ns}	0,59 ^{ns}	0,17 ^{ns}	-0,71*	0,65*	0,14 ^{ns}	0,74*	-0,50 ^{ns}
C-AF									1	0,78*	0,91*	0,48 ^{ns}	0,24 ^{ns}	-0,06 ^{ns}	0,21 ^{ns}	0,22 ^{ns}	-0,33 ^{ns}	0,57 ^{ns}	0,23 ^{ns}	0,70*	-0,46 ^{ns}
COT										1	0,92*	0,74*	0,45 ^{ns}	0,31 ^{ns}	0,45 ^{ns}	0,27 ^{ns}	-0,61 ^{ns}	0,64*	0,19 ^{ns}	0,76*	-0,46 ^{ns}
CL											1	0,61*	0,42 ^{ns}	0,03 ^{ns}	0,39 ^{ns}	0,16 ^{ns}	-0,49 ^{ns}	0,61 ^{ns}	0,14 ^{ns}	0,70*	-0,37 ^{ns}
CSA												1	0,64*	0,43 ^{ns}	0,65*	0,22 ^{ns}	-0,80*	0,82*	0,10 ^{ns}	0,89*	-0,39 ^{ns}
Areia Grossa													1	0,59 ^{ns}	0,99*	-0,40 ^{ns}	-0,91*	0,82*	-0,50 ^{ns}	0,57 ^{ns}	-0,34 ^{ns}
Areia Fina														1	0,68*	-0,16 ^{ns}	-0,66*	0,45 ^{ns}	-0,06 ^{ns}	0,43 ^{ns}	-0,54 ^{ns}
Areia Total															1	-0,38 ^{ns}	-0,92*	0,81*	-0,46 ^{ns}	0,58 ^{ns}	-0,38 ^{ns}
Silte																1	-0,02 ^{ns}	0,00 ^{ns}	0,40 ^{ns}	0,21 ^{ns}	-0,16 ^{ns}
Argila																	1	-0,87*	0,33 ^{ns}	-0,73*	0,48 ^{ns}
Ma																		1	-0,31 ^{ns}	0,87*	-0,45 ^{ns}
Mi																			1	0,21 ^{ns}	-0,05 ^{ns}
Pt																				1	-0,48 ^{ns}
Ds																					1

* Correlação entre as variáveis significativa. Correlação de Pearson, os pares de variáveis com valores de P inferiores a 0,050 (*) e coeficientes de correlação positivos tendem a aumentar em conjunto. Para os pares com valores de P inferiores a 0,050 (*) e coeficientes de correlação negativos, uma variável tende a diminuir enquanto que os outros aumentos. Para pares com valores de P superiores a 0,050, não há qualquer relação significativa entre as duas variáveis.

^{ns} Correlação não significativa entre as variáveis.

5.3 ATRIBUTOS QUÍMICOS DOS SOLOS DA CATENA DO CAMPO DE MURUNDU DO CÓRREGO DA FORTALEZA

Os solos estudados, de forma geral, apresentam carácter ácido ao se analisar os valores de pH em água. Segundo critérios adotados pela Embrapa Solos (2006), estes solos são ácidos ($\text{pH} < 6,6$) e estão inseridos na classe fortemente ácidos, em que o pH (solo/água 1:2,5) oscila entre 4,3 a 5,3. Estatisticamente não houve variação de pH nos solos entre as camadas e entre os pontos analisados (Tabela 5).

Tabela 5: pH (H₂O) do solo nos perfis da Borda do covoal (BC) e Transição Borda Centro do Covoal (TBC) nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm e no Centro do Covoal (CC) nas profundidades de 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100.

Pontos	Prof. (cm)	pH (H ₂ O)
BC	0-20	4,81 a1
	20-40	4,81 a1
	40-100	5,11 a1
TBC	0-20	4,78 a1
	20-40	5,09 a1
	40-100	5,29 a1
CC	0-8	4,51 a1
	8-20	4,68 a1
	20-40	5,07 a1
	40-100	5,37 a1

Embora não seja significativo estatisticamente, o aumento do pH em subsuperfície (Tabela) está relacionado à diminuição do carbono no solo neste mesmo sentido. Assim, o pH apresentou correlação significativa e negativa com C-HU ($r = -0,88$), C-AH ($r = -0,84$), C-AF ($r = -0,79$), COT ($r = -0,87$), CL ($r = -0,81$), CSA ($r = -0,89$) (Tabela 4).

Os dados obtidos em todas as amostras indicam teores muito baixos ou fora do limite de detecção instrumental de CaO, MgO, Na₂O e MnO. E os teores de K₂O e P₂O₅, apesar de terem sido detectados, não foram analisados estatisticamente devido ao seu baixo teor, indicando tratar-se de solos desenvolvidos em condições lateríticas com intensa lixiviação de cátions básicos (Quadro 3). Diferente do comportamento dos elementos ferro e alumínio que tendem a se concentrar em formas residuais, os elementos denominados cátions básicos (Ca, Na, Mg e K) tendem a ser rapidamente lixiviados em solução nos meios tropicais com precipitação e temperatura elevadas (NAHON, 1991; MELFI et al., 1999).

Quadro 3: Três repetições (REP), desvio padrão (DP) e teores médios (Med) dos principais óxidos (g/kg) determinados nas amostras de solo da Borda (BC) e Transição-Borda Centro do Covoal (TBC) nas profundidades de 0-20; 20-40 e 40-100 cm e no Centro do Covoal (CC) nas profundidades de 0-8; 8-20; 20-40 e 40-100 cm.

PONTOS	PROFUNDIDADES (cm)	SiO ₂			Al ₂ O ₃			Fe ₂ O ₃			CaO*			MgO*			TiO ₂			P ₂ O ₅			Na ₂ O*			K ₂ O			MnO*		
		Rep	DP	Med	Rep	DP	Med	Rep	DP	Med	Rep	DP	Med	Rep	DP	Med	Rep	DP	Med	Rep	DP	Med	Rep	DP	Med	Rep	DP	Med	Rep	DP	Med
		g kg-1			g kg-1			g kg-1			g kg-1			g kg-1			g kg-1			g kg-1			g kg-1			g kg-1			g kg-1		
BC	0-20	347,00			350,00			53,70			<0,1			<0,1			27,60			0,90			<0,1			0,4			0,1		
		406,00	29,67	378,33	319,00	15,50	334,7	49,50	2,12	51,43	<0,1		<0,1	<0,1		<0,1	25,30	1,18	26,30	0,82	0,06	0,89	<0,1		<0,1	0,4	0,00	0,40	<0,1		≤0,1
		382,00			335,00			51,10			0,1			<0,1			26,00			0,94			<0,1			0,4			0,1		
	20-40	395,00			329,00			50,00			<0,1			<0,1			25,50			0,79			<0,1			0,3			<0,1		
		384,00	7,77	386,33	335,00	4,58	334	53,10	2,30	52,53	<0,1		<0,1	<0,1		<0,1	26,20	0,51	26,07	0,73	0,03	0,75	<0,1		<0,1	0,3	0,00	0,30	<0,1		<0,1
		380,00			338,00			54,50			<0,1			<0,1			26,50			0,74			<0,1			0,3			0,1		
	40-100	350,00			374,00			57,30			<0,1			<0,1			29,30			0,75			<0,1			0,3			0,1		
		352,00	3,06	349,33	366,00	4,00	370	55,90	0,84	56,33	<0,1		<0,1	<0,1		<0,1	28,70	0,35	28,90	0,83	0,04	0,79	<0,1		<0,1	0,3	0,00	0,30	0,1		≤0,1
		346,00			370,00			55,80			<0,1			<0,1			28,70			0,78			<0,1			0,3			<0,1		
TBC	0-20	581,00			219,00			25,90			<0,1			<0,1			18,40			0,54			<0,1			0,3			<0,1		
		585,00	10,02	588,67	221,00	4,73	217,3	26,10	0,36	25,80	<0,1		<0,1	<0,1		<0,1	18,90	0,60	18,33	0,63	0,05	0,57	<0,1		<0,1	0,3	0,00	0,30	0,2		0,1
		600,00			212,00			25,40			<0,1			<0,1			17,70			0,54			<0,1			0,3			0,1		
	20-40	419,00			337,00			33,40			<0,1			<0,1			27,30			0,52			<0,1			0,3			<0,1		
		417,00	1,53	417,33	341,00	4,51	341,3	33,70	0,17	33,60	<0,1		<0,1	<0,1		<0,1	27,10	0,25	27,33	0,58	0,06	0,58	<0,1		<0,1	0,3	0,06	0,33	<0,1		<0,1
		416,00			346,00			33,70			0,1			<0,1			27,60			0,64			<0,1			0,4			<0,1		
	40-100	390,00			365,00			40,30			<0,1			<0,1			28,40			0,65			<0,1			0,3			<0,1		
		385,00	7,64	383,33	359,00	7,55	366	39,80	0,87	40,53	<0,1		<0,1	<0,1		<0,1	27,70	0,91	28,53	0,63	0,01	0,64	<0,1		<0,1	0,3	0,00	0,30	<0,1		<0,1
		375,00			374,00			41,50			<0,1			<0,1			29,50			0,65			<0,1			0,3			0,1		
CC	0-8	437,00			275,00			32,90			<0,1			<0,1			25,10			1,01			<0,1			0,4			<0,1		
		425,00	6,66	429,33	284,00	4,73	280,3	32,10	0,57	32,73	<0,1		<0,1	<0,1		<0,1	25,10	0,17	25,20	0,95	0,07	0,94	<0,1		<0,1	0,4	0,00	0,40	<0,1		<0,1
		426,00			282,00			33,20			<0,1			<0,1			25,40			0,87			<0,1			0,4			<0,1		
	8-20	502,00			285,00			16,50			<0,1			<0,1			25,30			0,52			<0,1			0,3			<0,1		
		504,00	5,29	506,00	284,00	0,58	284,3	16,30	0,12	16,43	<0,1		<0,1	<0,1		<0,1	25,20	0,15	25,17	0,53	0,05	0,55	<0,1		<0,1	0,3	0,00	0,30	<0,1		<0,1
		512,00			284,00			16,50			<0,1			<0,1			25,00			0,61			<0,1			0,3			<0,1		
	20-40	446,00			337,00			16,20			<0,1			<0,1			29,10			0,60			<0,1			0,3			<0,1		
		442,00	2,65	443,00	335,00	2,00	337	18,10	1,02	16,93	<0,1		<0,1	<0,1		<0,1	28,80	0,21	29,03	0,55	0,05	0,55	<0,1		<0,1	0,3	0,00	0,30	<0,1		<0,1
		441,00			339,00			16,50			<0,1			<0,1			29,20			0,51			<0,1			0,3			<0,1		
	40-100	466,00			333,00			21,40			<0,1			<0,1			27,40			0,46			<0,1			0,3			<0,1		
		460,00	4,16	461,33	336,00	1,73	335	19,40	1,00	20,43	<0,1		0,1	<0,1		<0,1	27,60	0,31	27,67	0,57	0,06	0,52	<0,1		<0,1	0,3	0,00	0,30	<0,1		<0,1
		458,00			336,00			20,50			0,2			<0,1			28,00			0,54			<0,1			0,3			<0,1		

*abaixo do limite de detecção.

As condições ambientais nos trópicos úmidos, com estações contrastadas ou não, propiciam a formação de um meio composto por soluções diluídas que é o produto e, ao mesmo tempo, determinam a composição química e mineralógica dos solos. No processo de formação e evolução dos solos, espécies iônicas trivalentes são quimicamente mais propícias a formar compostos estáveis do que as espécies mono e bivalentes. Alumínio e ferro se concentram devido às suas propriedades de formar compostos de baixa solubilidade, por serem mais fortemente atraídos para as proximidades das partículas com carga negativa, em detrimento do sódio e potássio (valência +1) e do cálcio e magnésio (valência +2) (BISSANI et al., 2012). A atração é feita pelos minerais e substâncias húmicas originados na fração do solo evitando que eles sejam perdidos.

Considerando cada ponto estudado (BC, TBC e CC), as tabelas 6, 7 e 8, assim como os gráficos 1, 2 e 3, mostram a variação química entre as profundidades de cada perfil isolado.

No perfil da Borda do Covoal (BC), os maiores teores de óxidos estão representados pelo SiO_2 , seguido, respectivamente, pelo Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 (Tabela 6).

Tabela 6: Distribuição do SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 em g kg^{-1} e a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ na Borda do Covoal.

Profundidade (cm)	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$
	g kg^{-1}				
0-20	51,4	334,7	378,3	26,3	1,96
20-40	52,5	334,0	386,3	26,0	2,01
40-100	56,3	370,0	349,3	28,9	1,95

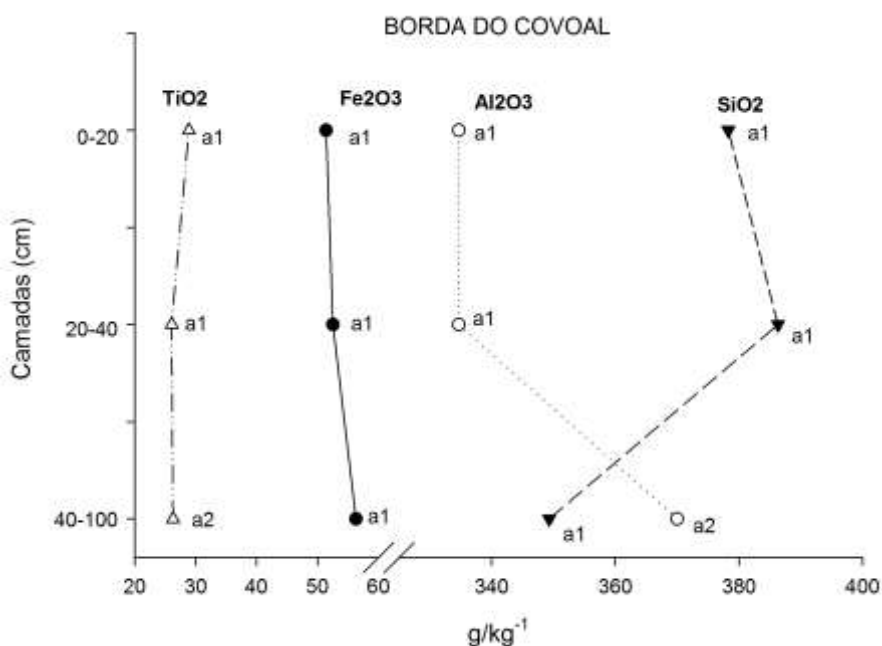


Gráfico 1: Variação dos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 no BC nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

Estatisticamente não houve oscilação vertical do Fe_2O_3 e do SiO_2 . Enquanto que o Al_2O_3 e o TiO_2 apresentaram comportamentos semelhantes, não variando significativamente nas primeiras camadas (0-20 cm e 20-40 cm) e com aumento em subsuperfície (40-100 cm) (Gráfico 1).

Este perfil, que corresponde ao Latossolo amarelo é homogêneo tanto em morfologia quanto em textura, contribuindo para explicar a não variação dos teores de óxido de ferro (e do óxido de titânio que possui comportamento similar nos solos tropicais). O aumento do óxido de alumínio na camada mais profunda pode ter relação com o aumento de argila (66%) ou com a presença de gibbsita uma vez que, isoladamente, o teor de sílica diminui em relação às camadas sobrejacentes (embora não seja significativo estatisticamente).

No perfil de Transição Borda-Centro do Covoal (TBC), os maiores teores de óxidos também estão representados pelo SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 , respectivamente (Tabela 7).

Tabela 7: Distribuição do SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 em g kg^{-1} e a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ na Transição Borda-Centro do Covoal.

Profundidade (cm)	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$
	g kg^{-1}				
0-20	25,8	217,3	588,6	18,3	1,41
20-40	33,6	341,3	417,3	27,3	1,23
40-100	40,5	366,0	383,3	28,5	1,42

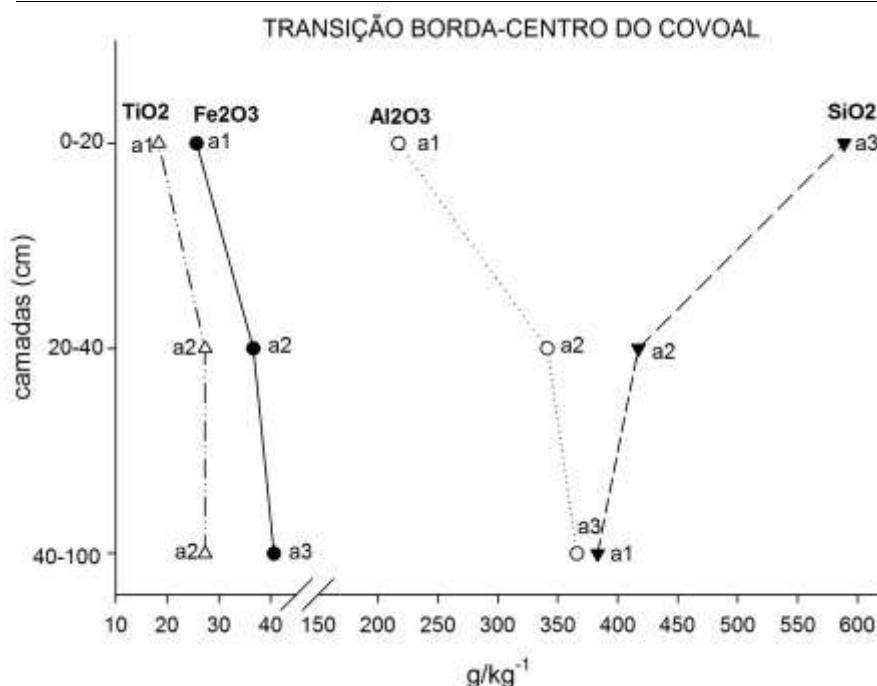


Gráfico 2: Variação dos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 no TBC nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

A variação vertical do Fe_2O_3 , Al_2O_3 e TiO_2 aumentou de superfície para a subsuperfície. Enquanto que o SiO_2 possui tendência inversa, com maior quantidade em superfície e diminuição em direção às camadas mais profundas (Gráfico 2). O aumento de sílica em superfície está relacionado com maior teor de areia, como apresentado anteriormente.

Quanto aos óxidos de ferro e titânio, os aumentos estão associados às redistribuições e presença de nódulos nas feições de redoxomorfismo. Esses mosqueados, que indicam a manutenção do Fe no ambiente nas camadas de 20-40 cm e 40-100 cm, são indicativos de oscilação do lençol freático, que também induz à migração vertical do Fe, levando-o a aumentar da superfície para a subsuperfície.

No perfil do Centro do Covoal (CC) ocorre a predominância de SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 e Fe_2O_3 . Sendo estes, respectivamente, os óxidos presentes em maior quantidade neste perfil (Tabela 8).

Tabela 8: Distribuição do SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 em g kg⁻¹ e a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ no Centro do Covoal.

Profundidade (cm)	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$
	g kg ⁻¹				
0-8	32,7	280,3	429,3	25,2	1,30
8-20	16,4	284,3	506,0	25,1	0,65
20-40	16,9	337,0	443,0	29,0	0,58
40-100	20,4	335,0	461,3	27,6	0,74

Há evidência de condições de hidromorfia em que, conforme Wilding e Rehage (1985), é reconhecida pela presença de um horizonte superficial escuro e rico em matéria orgânica sobre camada acinzentada (horizonte glei). O CC difere dos demais pontos pela menor quantidade do Fe_2O_3 a partir de 8 cm de profundidade. A diminuição está relacionada com a presença de horizontes com matrizes cinza claro condizente com ambiente mais redutor localizado mais próximo ao centro do covoal. Por outro lado, na camada superficial (0-8 cm) houve um aumento isolado do teor de ferro (32,7 g kg⁻¹) em comparação com as outras camadas (valores entre 16,4 a 20,4 g kg⁻¹). É possível admitir que o aumento do ferro em superfície esteja relacionado com aumento de material orgânico e pela oxidação temporária do ferro (Fe^{3+}) a partir do Fe^{2+} reduzido, pela respiração biológica que facilita as ligações organo-minerais (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1999; KÄMPF, 1989).

Assim, têm-se, primeiro, forma suavemente côncava do covoal e o fato de que são esperadas mudanças na solução e na química do solo quando se alternam redução/oxidação (BREEMEN, 1988), sendo que a oxidação da matéria orgânica nos períodos secos pode favorecer o acúmulo do ferro em superfície (BREEMEN, 1988).

Acredita-se que o óxido de Fe presente no CC, principalmente na camada superficial seja ferrihidrita (óxidos de ferro pouco cristalinos), pois a matéria orgânica freia a cristalização dos óxidos de Fe, a partir da complexação deste elemento (SCHWERTMANN, 1993).

Quanto ao Al, o CC possui valores estatisticamente iguais nas profundidades de 0-8 cm e 8-20 cm (aproximadamente 280 g kg^{-1}). As camadas subsuperficiais, 20-40 cm e 40-100 cm, obtiveram aumento de 16% de Al e foram consideradas iguais entre si (Gráfico 3). A menor quantidade de Al em superfície refere-se à maior disponibilidade de MO nestas camadas. A MO tem o papel de complexar este elemento. Isso é reforçado pela correlação significativa e negativa do Al_2O_3 com o C-AH (-0,68) e com o CS (-0,73) (Tabela 4).

Os teores de Ti são iguais nas camadas de 0-8 cm e 8-20 cm aumentando na profundidade de 20-40 cm e desta para a de 40-100 cm (Gráfico 3). Esse aumento de superfície para a subsuperfície foi encontrado em todos os perfis, assim como em Curinga (2012).

O menor conteúdo de Si está nos primeiros 8 cm, enquanto a maior quantidade está entre 8-20 cm. O predomínio do conteúdo de Si em todas as camadas do CC ainda é representativo de argilominerais cauliníticos. Há um aumento da SiO_2 logo abaixo do horizonte orgânico de 0-8 cm, seguido de sua diminuição na profundidade de 20-40 cm e aumento de 40-100 cm. Entretanto essas oscilações foram baixas e não seguiram um padrão definido de variação. O teor de SiO_2 possui correlação significativa e positiva com CSA ($r = 0,63$) (Tabela 4).

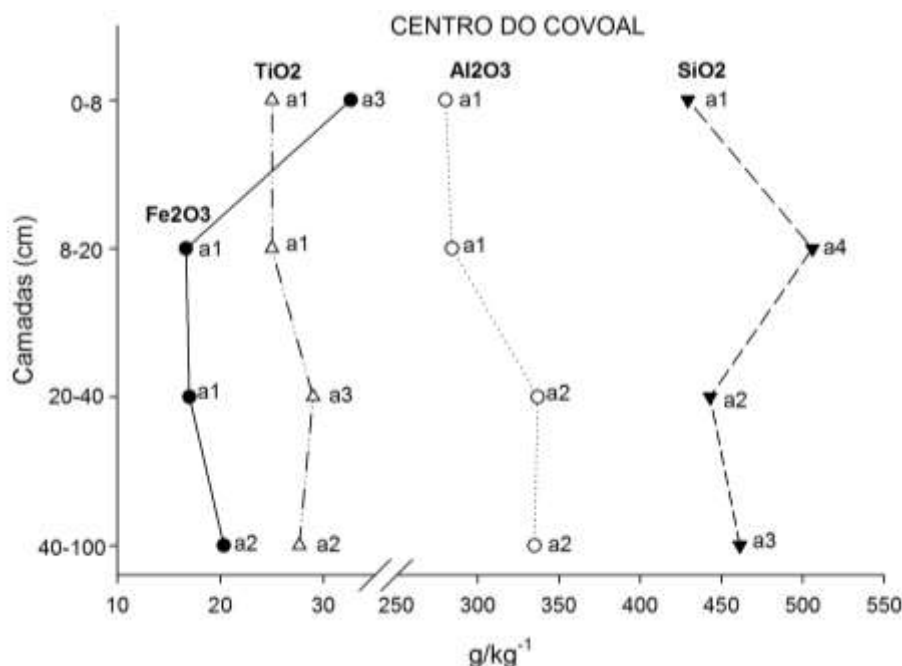


Gráfico 3: Variação dos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 no CC nas profundidades de 0-8 cm, 8-20 cm, 20-40 cm e 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

Comparando os resultados dos três perfis (BC, TBC e CC), os menores teores do Al_2O_3 estão diretamente relacionados com os horizontes mais enriquecidos com matéria orgânica em ambiente mais saturado (0-20 cm em TBC e entre 0-20 cm em CC) (Gráfico 4).

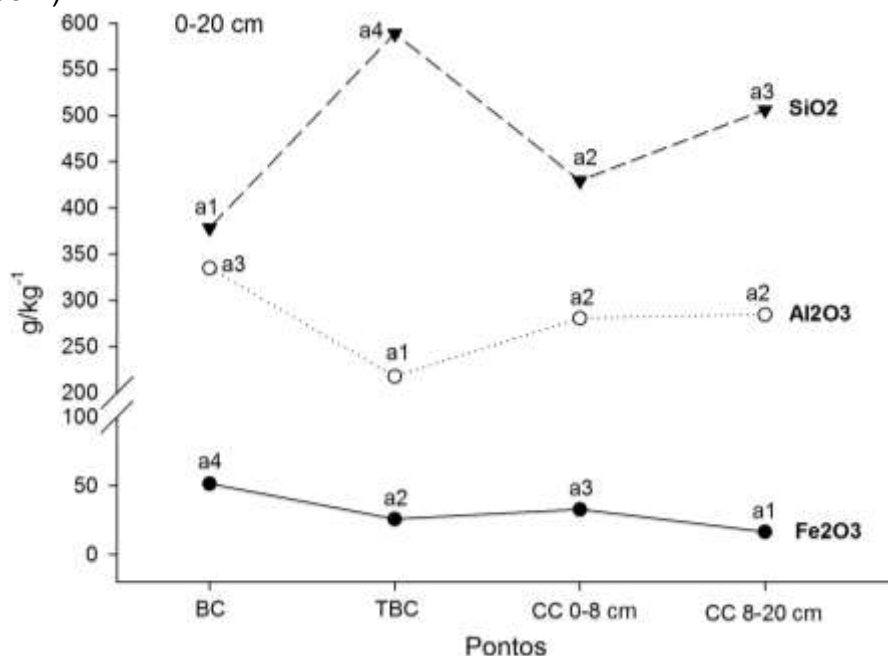


Gráfico 4: Variação de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 na catena (BC, TBC, CC) na profundidade de 0-20 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância. *a profundidade 0-20 cm no ponto Centro do Covoal (CC) foi dividida em 0-8 cm e 8-20 cm devido à diferença existente nessas duas profundidades.

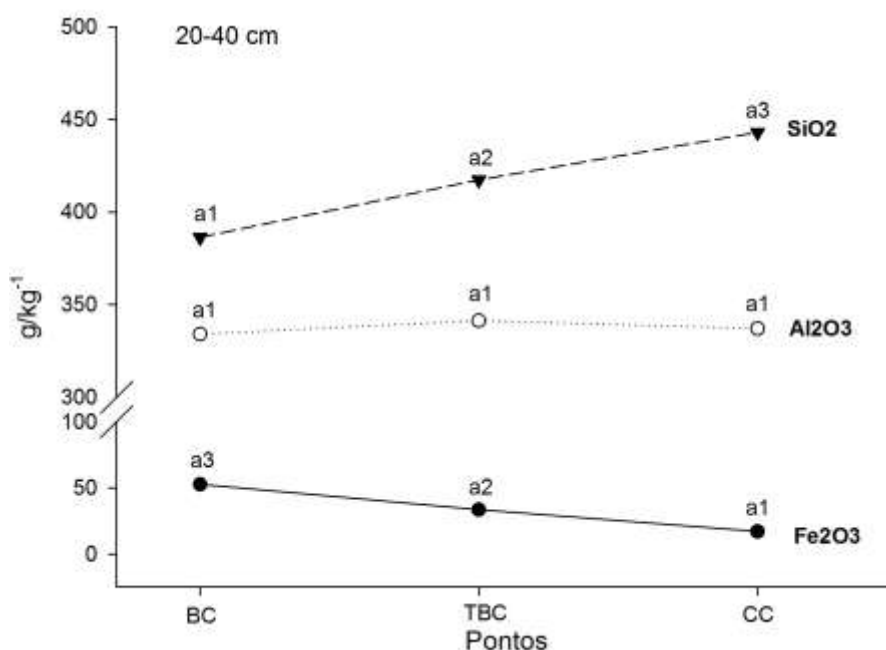


Gráfico 5: Variação de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 na catena (BC, TBC, CC) na profundidade de 20-40 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

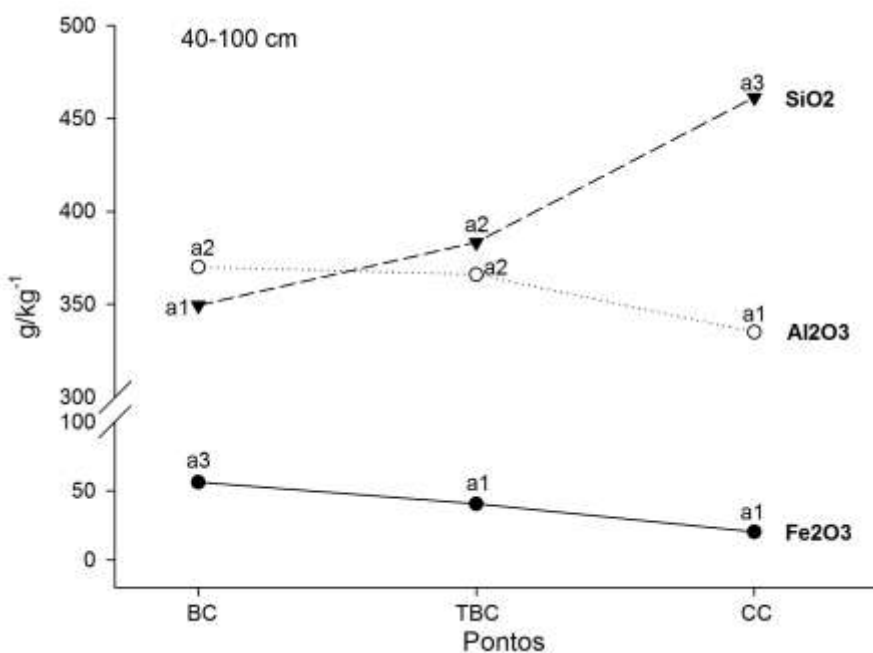


Gráfico 6: Variação de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e TiO₂ na catena (BC, TBC, CC) na profundidade de 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

A variação do Fe₂O₃, constante no Latossolo (perfil BC), reflete instabilidade e perda por redução na matriz cinza desferruginizada do Gleissolo (perfil CC) e valores intermediários no perfil TBC (Gráficos 4, 5 e 6). A presença do horizonte enriquecido em matéria orgânica e seu importante papel para a formação de complexos organo-minerais também parece ser decisivo para o enriquecimento deste óxido em ambiente temporariamente redutor. Embora seja atribuído ao meio hidromórfico a desferruginização e a desestabilização da argila que se desprende do esqueleto e migra com a água nas formas particuladas ou dissolvidas, esta relação não foi observada no solo do covoal. Assim, em um sistema de transformação pedológica onde esses condicionantes estão presentes, a estrutura argilo-férrica é sucedida por uma organização arenosa (MILLOT, 1964 apud LIMA, 1996).

O valor geral de disponibilidade de Fe₂O₃ nos perfis da Borda, Transição e Centro do Covoal, quando comparados entre si, apresentaram diferenças significativas, com valores globais por perfil de 160,65, 99,98 e 86,65 kg⁻¹, respectivamente, evidenciando maior quantidade de Fe na Borda, tendendo ao decréscimo rumo ao Centro do covoal. O resultado reflete a distinção entre os ambientes mais e menos oxidados determinados pela topografia e indica o papel da hidromorfia no comportamento deste elemento na área de estudo, ou seja, é um elemento chave para explicar a evolução da paisagem pedológica que se repete frequentemente na chapada. No pedoambiente anaeróbico o Fe³⁺, utilizado como

receptor de elétron, é reduzido para Fe^{2+} , e passa a ser mobilizado com maior facilidade dentro do perfil, resultando em significativa diminuição de sua quantidade (NAHON, 1986). No trabalho de Demattê (1991) também foi constatado um decréscimo dos teores de Fe_2O_3 nos horizontes de drenagem mais restrita.

O SiO_2 é, normalmente, mais abundante nos solos minerais pois, conforme Demattê (1991), a Si é muito mais persistente no sistema e constitui alto teor inicial na composição da rocha. Este óxido apresenta teor mais elevado quando diretamente relacionado com o aumento da fração areia (0-20 cm em TBC).

Sua quantidade é inversamente proporcional ao conteúdo de Fe_2O_3 e possui tendência geral para o aumento do BC para o CC. A maior abundância do SiO_2 também foi verificado nos solos hidromórficos do Pantanal, estudados por Coringa (2012).

Nas camadas entre 20 e 100 cm de profundidade (Gráficos 5 e 6) em BC e TBC, o aumento do Al_2O_3 está acompanhado de diminuição de SiO_2 indicando possível formação de gibbsita. No perfil CC este comportamento não ocorre como esperado, devido à drenagem do solo ser menos efetiva.

O Al é o segundo óxido com maior quantidade presente nos perfis analisados. Entretanto, seu teor teve menor oscilação que os obtidos para o Fe, principalmente no que diz respeito à diminuição global da Borda para o Centro do covoal. Ao comparar os perfis da catena em estudo, o BC mostrou, de modo geral, teor de Al maior que os demais pontos, com decréscimo para a TBC e deste para o CC.

Neste sentido, o impedimento da drenagem do solo característico destas amplas superfícies de aplainamento com declividade de vertente e desnível topográfico muito baixos parece exercer um papel crucial na individualização das características desta cobertura.

Em todos os perfis, o aumento dos óxidos (Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; TiO_2) da superfície para a subsuperfície estão relacionados à diminuição do C-HU, C-AH, C-AF e COT nesta mesma direção, uma vez que a fração húmica tem efeito inibidor na cristalização dos óxidos de Fe (KAMPF; SCHWERTMANN, 1983). Essa tendência não possui padrão definido para o TiO_2 no CC e o Fe_2O_3 na camada de 0-8 cm no CC.

Os resultados dos óxidos maiores indicando elevada lixiviação de cátions básicos e acúmulo Al, Fe e Si e, portanto caracterizando quimicamente um meio laterítico. Enquanto a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, assim como as cores acinzentadas, são indícios evidentes de hidromorfismo (BISPO, 2010). Esta relação diminui do BC para o CC, ou seja, de uma drenagem eficiente para uma drenagem deficiente, uma vez que a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ dos solos do CC é 3 vezes menor que do BC (Tabelas 6, 7 e 8).

No solo o COT encontra-se intimamente ligado as frações minerais, até frações mais lábeis, pouco ou não associadas à fração mineral, como os resíduos vegetais existentes entre e dentro de agregados do solo (ROSCOE; MACHADO, 2002), e é controlado por uma série de fatores, como clima, textura, estrutura e fatores biogeoquímicos do solo (SCHLESINGER, 2000).

Quadro 4: Repetições (REP), desvio padrão (DP) e teores médios (Med) do Carbono Orgânico do Solo (COT), Carbono Lábil em g kg⁻¹ e Carbono Solúvel em água em mg kg⁻¹ determinados nas amostras de solo da Borda (BC) e Transição do Covoal (TBC) nas profundidades de 0-20; 20-40 e 40-100 cm e no Centro do Covoal Transição do Covoal (TBC) nas profundidades de 0-8; 8-20; 20-40 e 40-100 cm.

Ponto	PROF. (cm)	COT do solo			Carbono Lábil			C-Solúvel em Água		
		Rep	DP	Med	Rep	DP	Med	Rep.	DP	Med
		g kg ⁻¹			g kg ⁻¹			mg kg ⁻¹		
BC	0-20	20,00	0,62	20,00	5,20	0,00	5,20	103,2	77,15	159,20
		20,62			5,20			247,2		
		19,38			5,20			127,2		
	20-40	14,43	0,36	14,02	5,20	0,00	5,20	199,2	41,57	151,20
		13,81			5,20			127,2		
		13,81			5,20			127,2		
	40-100	7,62	0,00	7,62	5,20	0,00	5,20	7,20	0,00	7,20
		7,62			5,20			7,20		
		7,62			5,20			7,20		
TBC	0-20	18,77	0,35	18,97	5,20	0,00	5,20	175,2	36,66	183,20
		18,77			5,20			151,2		
		19,38			5,20			223,2		
	20-40	7,62	0,36	7,41	5,20	0,00	5,20	79,2	27,71	95,20
		7,62			5,20			127,2		
		7,00			5,20			79,2		
	40-100	4,52	0,36	4,11	5,20	0,00	5,20	79,2	13,86	87,20
		3,90			5,19			79,2		
		3,90			5,19			103,2		
CC	0-8	37,96	2,86	41,27	5,20	0,00	5,21	271,2	55,43	207,20
		42,92			5,21			175,2		
		42,92			5,20			175,2		
	8-20	12,57	0,36	12,78	5,20	0,00	5,20	199,2	13,86	207,20
		13,19			5,20			199,2		
		12,57			5,20			223,2		
	20-40	6,38	0,36	6,79	5,19	0,00	5,19	31,2	41,57	79,20
		7,00			5,20			103,2		
		7,00			5,19			103,2		
	40-100	1,42	0,00	1,42	5,19	0,00	5,19	31,2	0,00	31,20
		1,42			5,20			31,2		
		1,42			5,19			31,2		

A redução do estoque de matéria orgânica pode ser atribuída ao aumento da erosão do solo, aos processos mais acelerados de mineralização da matéria orgânica e oxidação do COT do solo e às menores quantidades de aportes orgânicos em sistemas manejados comparativamente a florestas nativas (LEITE et al., 2003).

No covoal do córrego da Fortaleza, os teores de COT no BC, TBC e CC variou entre 1,42 e 41,27 g kg⁻¹, obtendo maiores concentrações na camada superficial (Quadro 4). O aumento de C orgânico na superfície do solo é esperado em razão da deposição de resíduos orgânicos e presença de organismos decompositores. A curva normal de distribuição vertical da matéria orgânica em um perfil de solo reflete o decréscimo da concentração nas profundidades maiores. Vários trabalhos apresentam resultados refletindo esta tendência (CANELLAS, 2000; FRITSCH et al., 2007; NETO, 2010).

O COT nas camadas em estudo do perfil BC possui um padrão bem definido, diminuindo regularmente da superfície para a subsuperfície (Gráficos 7, 8 e 9). Com um decréscimo na concentração de 20,00 para 14,02 e deste para 7,62 g kg⁻¹, respectivamente nas camadas de 0–20, 20–40 e 40–100 cm (Quadro 4), ou seja, conforme Canellas et al. (2003), caracterizando o teor de COT de forte na superfície para fraco em subsuperfície (Quadro 2).

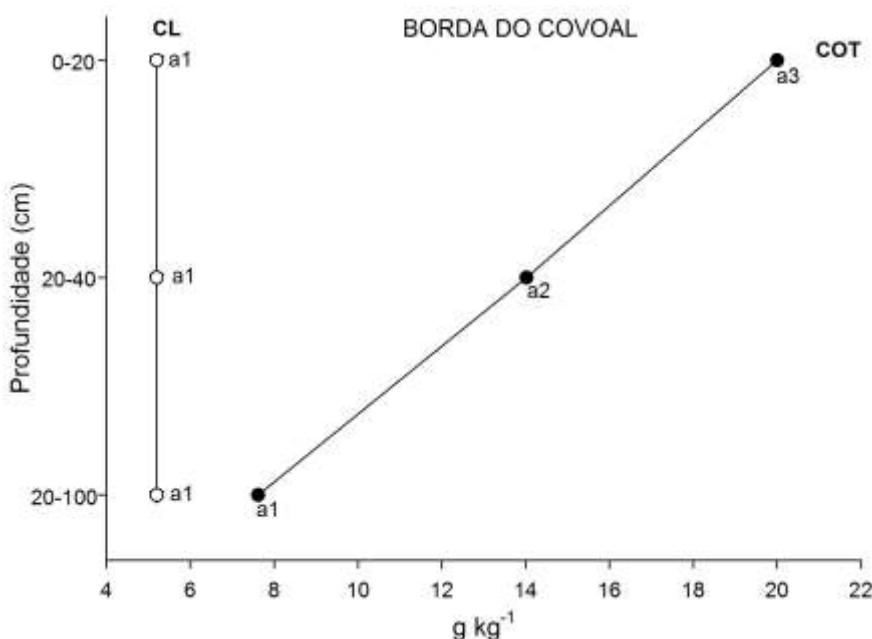


Gráfico 7: Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg⁻¹ em solos da trincheira da Borda do Covoal do córrego da Fortaleza nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.



Gráfico 8: Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg⁻¹ em solos da trincheira da Transição Borda-Centro do Covoal do córrego da Fortaleza na profundidade de nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

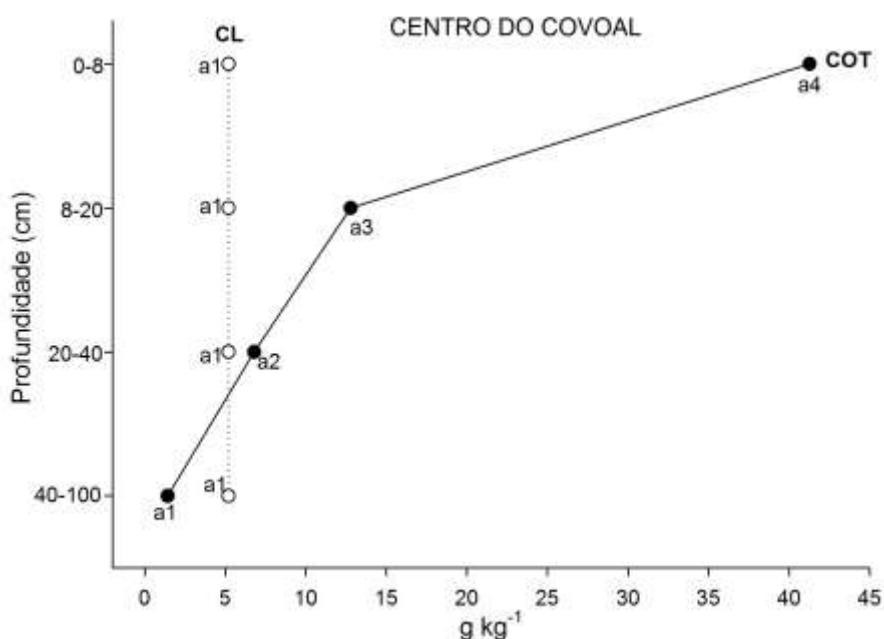


Gráfico 9: Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg⁻¹ em solos da trincheira do Centro do Covoal do córrego da Fortaleza na profundidade de nas profundidades de 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

Decréscimos semelhantes foram obtidos no TBC com respectivas concentrações de 18,97; 7,41; 4,11 g kg⁻¹ nas camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm, interpretado como de moderado a muito fraco. Além do CC, respectivamente com valores de 41,27; 12,78; 6,79; 1,42 g kg⁻¹ para as camadas 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100 cm, ou seja, de forte a muito fraco.

A acumulação significativa de material orgânico na superfície do CC (41,27 g kg⁻¹) ocorre devido às restrições para a sua decomposição, a partir da diminuição da atividade microbiana pela hidromorfia (RESENDE et al., 2009). Solos orgânicos acumulam C, ao contrário dos solos bem drenados, em que o C retorna para a atmosfera pela oxidação microbiana (ARMENTANO, 1980).

Ao analisar a catena (BC, TBC e CC), o maior conteúdo de COT no BC, e sua diminuição para o CC (exceto o aumento significativo que existe na camada de 0-8 cm) (Gráficos 10, 11 e 12), pode estar relacionado com o maior conteúdo de argila no BC (Tabela 2). A fração argila pode favorecer a estabilização da matéria orgânica humificada por meio da formação de complexos organo-minerais, tornando a matéria orgânica relativamente mais protegida da degradação microbiana (CANELLAS et al., 2001). Por outro lado, é possível admitir que as camadas desferruginizadas percam igualmente o carbono, possivelmente na forma dissolvida, o que justificaria menor concentração.

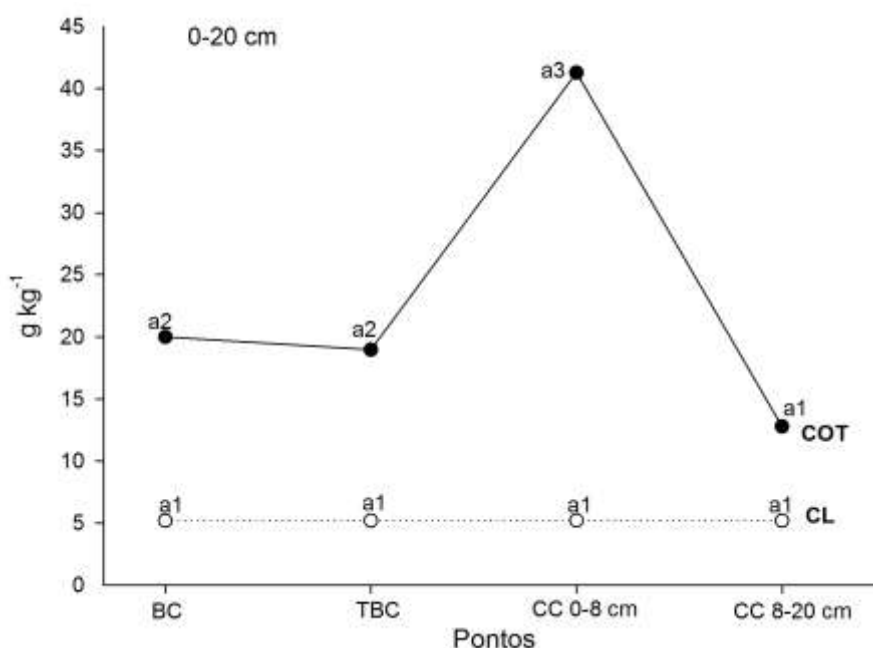


Gráfico 10: Variação de Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lável (CL) em g kg⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 0-20 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

*a profundidade 0-20 cm no ponto Centro do Covoal (CC) foi dividida em 0-8 cm e 8-20 cm devido à diferença morfológica existente nessas duas profundidades.

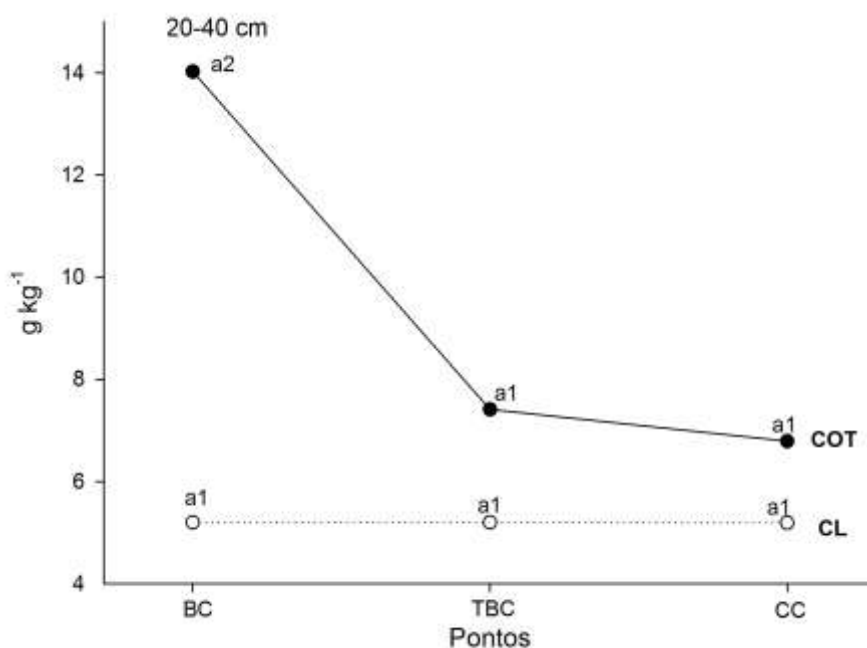


Gráfico 11: Variação de Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 20-40 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

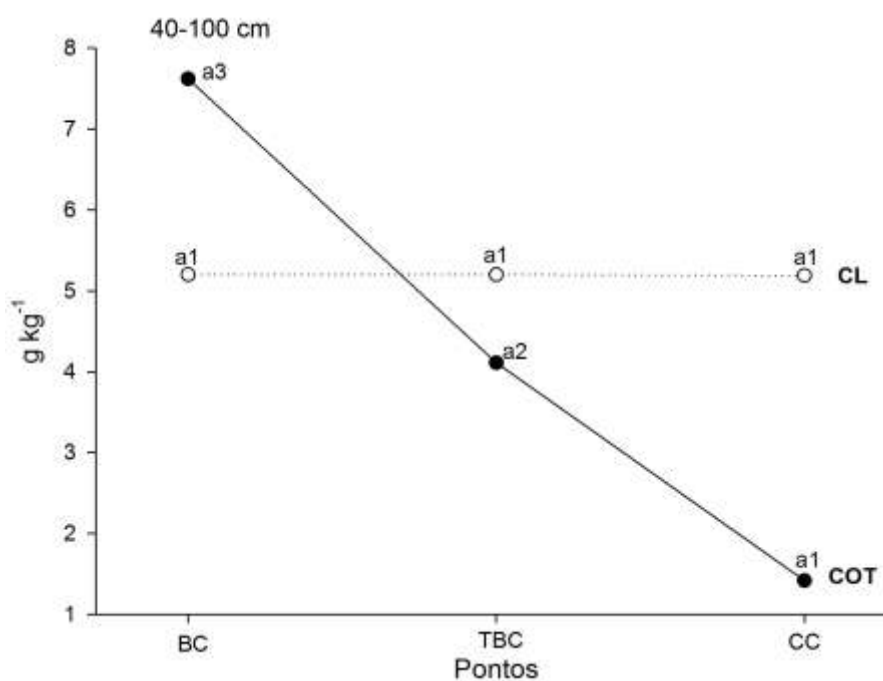


Gráfico 12: Variação de Carbono Orgânico Total (COT), Carbono Lábil (CL) em g kg⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

Assim, lateralmente, devido à topografia e hidromorfismo, os horizontes superficiais evoluem para os horizontes mais enriquecidos em matéria orgânica da depressão topográfica. Por isso, o teor de COT na superfície do CC (0-8 cm) é o maior encontrado ao longo de toda a catena em estudo, pois é rico em matéria orgânica preservada pela hidromorfia (ROSOLEN, 2012).

Tanto a proteção química como a física tem papel importante na estabilização dessas formas de C no solo (PASSOS et al., 2007). Para Marques et al. (2007), características do solo como a textura, a densidade e a macroporosidade apresentam forte influência no carbono contido no solo, sendo que o aumento da densidade ocasiona redução da macroporosidade e do carbono, justificando a correlação significativa e positiva encontrada pelo COT com a Ma ($r = 0,64$) e com a Pt ($r = 0,76$) (Tabela 4).

Na medida em que a agricultura avança sobre essas áreas, pode-se ocorrer a perda de COT, devido à intensificação da atividade biológica provocada pelo revolvimento do solo, pela correção da acidez e pela adubação, o que cria um ambiente mais favorável à ação dos microrganismos, em razão do incremento do teor de água em profundidade, das melhores condições de arejamento e da disponibilidade de nutrientes (PAUSTIAN et al., 1997).

A fração do C_L representa um componente biologicamente ativo da matéria orgânica do solo, sendo constituinte de compostos orgânicos mais rapidamente mineralizados em reações catalisadas por enzimas do solo, de origem microbiana e, portanto, diretamente associado à liberação de CO_2 para a atmosfera. Além disso, os teores de carbono lábil são os mais sensíveis às alterações no ambiente (POWLSON et al., 1987).

Estatisticamente não foi verificada variação para o Carbono Lábil (C_L) entre as profundidades de cada perfil (Gráficos 7, 8 e 9). E, tampouco, comparando os perfis entre si ao longo da catena BC, TBC e CC (Gráficos 10, 11 e 12).

O CS teve uma tendência de diminuição da superfície para a subsuperfície (Gráficos 13, 14 e 15). Decréscimos foram obtidos no BC com respectivas concentrações de 159,20; 151,20; 7,20 $mg\ kg^{-1}$ nas camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm. No TBC, obtiveram-se valores de 183,20; 95,20 87, 20 $mg\ kg^{-1}$ para as camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm. E no CC, 207,20; 207,20; 79,20; 31,20 $mg\ kg^{-1}$ nas camadas 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100 cm (Quadro 4).

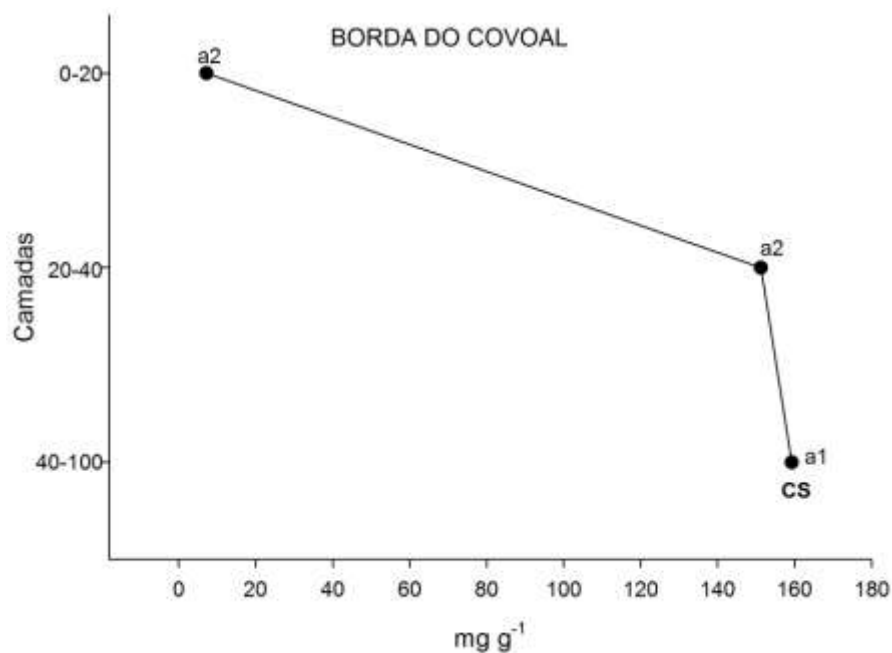


Gráfico 13: Variação dos teores de Carbono Solúvel em água na trincheira Borda do Covoal nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

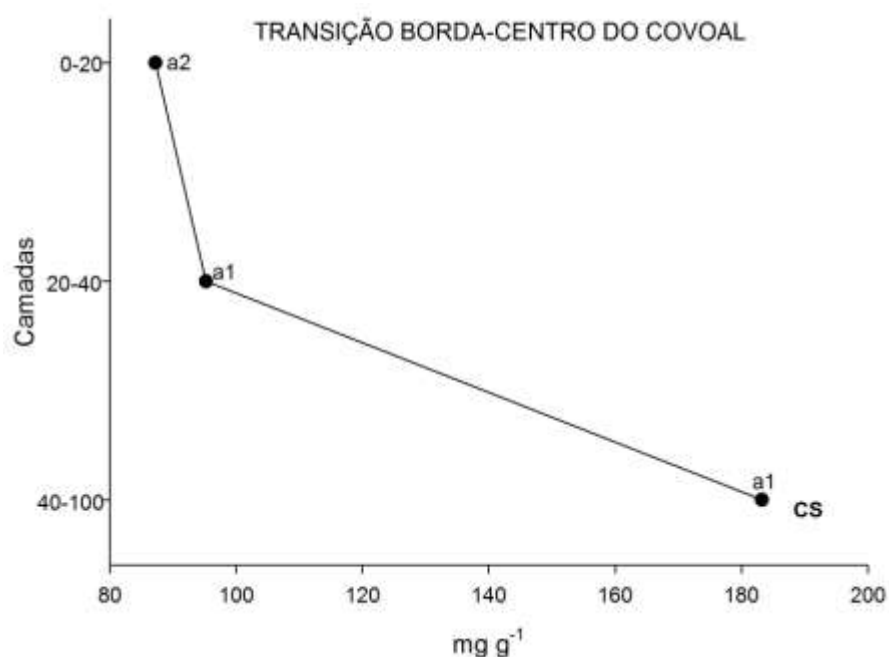


Gráfico 14: Variação dos teores de Carbono Solúvel em água na trincheira Transição Borda-Centro do Covoal nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

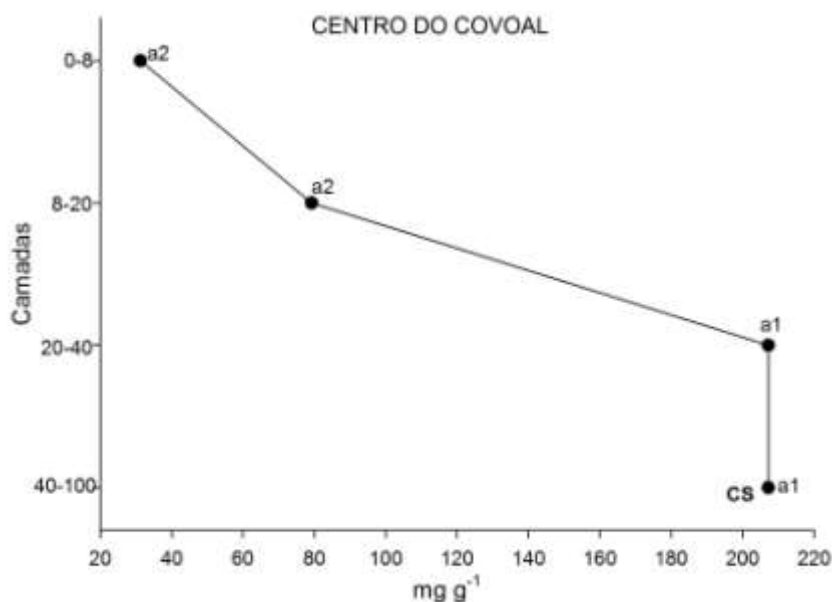


Gráfico 15: Variação dos teores de Carbono Solúvel em água na trincheira Centro do Covoal nas profundidades de 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

O CS não tem padrão definido ao longo da catena (BC, TBC e CC) do córrego da Fortaleza para as profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm (Gráficos 16, 17 e 18) e, estatisticamente, houve variação ao longo da catena apenas na profundidade de 40-100 cm (Gráfico 18).

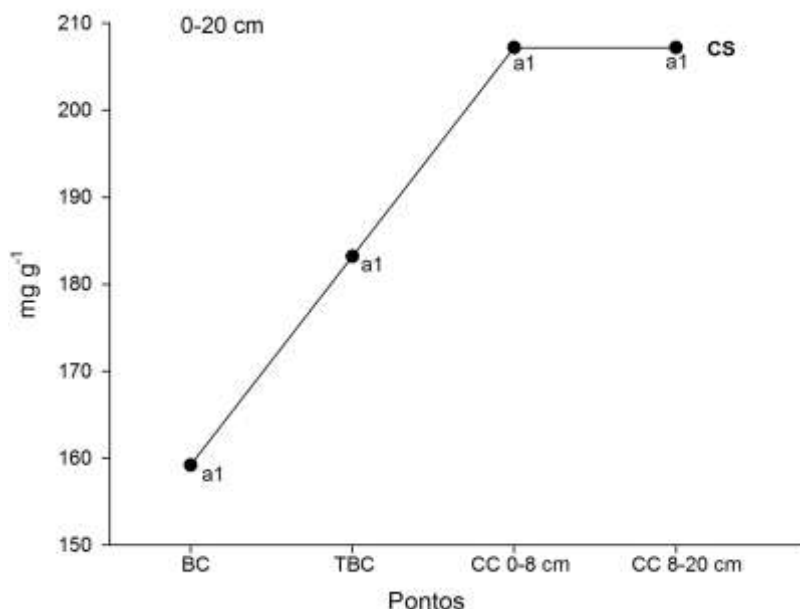


Gráfico 16: Variação de Carbono Solúvel (CS) em mg kg^{-1} na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 0-20 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

*a profundidade 0-20 cm no ponto Centro do Covoal (CC) foi dividida em 0-8 cm e 8-20 cm devido à diferença existente nessas duas profundidades.

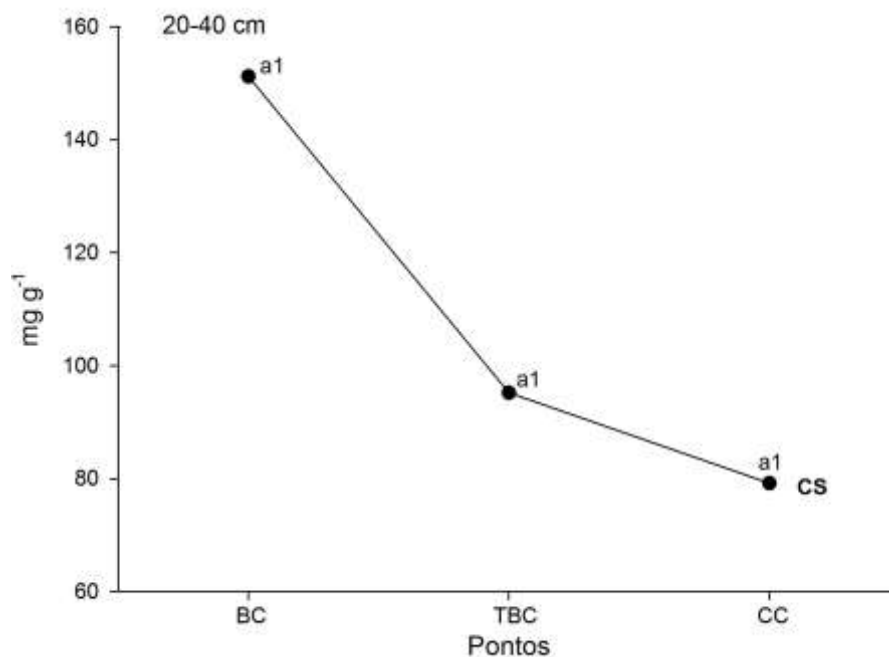


Gráfico 17: Variação de Carbono Solúvel (CS) em mg kg⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 20-40 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

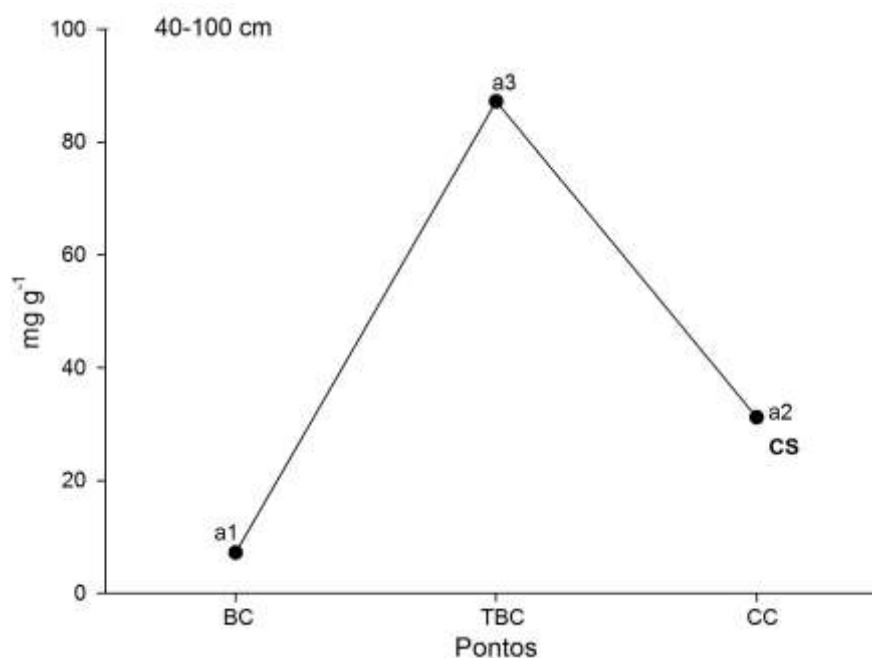


Gráfico 18: Variação de Carbono Solúvel (CS) em mg kg⁻¹ na catena (BC, TBC, CC) do córrego da Fortaleza na profundidade de 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

As SHs são produto da intensa transformação dos resíduos orgânicos pela biomassa microbiana e polimerização dos compostos orgânicos (principalmente através de reações de condensação, demetilação e oxidação) até macromoléculas resistentes a degradação biológica (SANTOS; CAMARGO, 1999). São substâncias que foram alteradas química e biologicamente e representam a fração mais ativa da matéria orgânica, pois participam de um grande número de reações no solo com outras moléculas orgânicas, coloides minerais, íons inorgânicos e células microbianas, capazes de reter reversivelmente tanto moléculas de água como íons (BRAVO; MARQUINEZ; POTOSÍ, 2007).

De acordo com sua solubilidade as SHs são distribuídas em três categorias: as huminas (C-HU) que representam a matéria orgânica intimamente ligada à fração mineral do solo, e por isso insolúvel; os ácidos fúlvicos (C-AF), que apresentam grande quantidade de grupamentos funcionais oxigenados e são solúveis tanto em meio ácido como básico, e os ácidos húmicos (C-AH), insolúveis em meio fortemente ácido, pois, com a protonação dos grupamentos funcionais ocorre o colapso da estrutura e precipitação das macromoléculas (CANELLAS et al., 2001).

Os teores de carbono das frações humificadas da matéria orgânica estão apresentados no

Dentre as SHs encontrou-se o maior percentual de COT na fração C-HU em todos os perfis estudados e uma correlação significativa e positiva do COT com as frações do C-HU ($r= 1,00$), C-AH ($r= 0,97$) e C-AF ($r= 0,78$). A concentração do C-HU no COT foi cerca de 60% a 86% em todos os perfis e profundidades, caracterizando-os de forte a muito forte (Quadro 2). É importante ressaltar que esta porcentagem foi calculada com o COT da soma das frações de C-HU, C-AH e C-AF.

A maior quantidade do C-org na fração HU está relacionado a esta ser a fração insolúvel não extraível pela mistura utilizada como extrator. Representando a fração reativa mais estável da matéria orgânica humificada (CANELLAS et al., 2001). É a fração de C que se encontra intimamente associada à fração mineral do solo, possuindo padrão definido de distribuição nos perfis (CANELLAS, 2000; CANELLAS et al., 2001). Sendo sua insolubilidade e resistência à biodegradação ocasionada pela formação de complexos metálicos estáveis ou complexos argilo-húmicos (LONGO; ESPÍNDOLA, 2000).

Analizando o teor de C-HU em cada perfil isoladamente, obteve-se para o BC 15,37; 12,08; 7,37 g kg⁻¹ nas camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm. No TBC, os valores de foram de 14,14; 5,11; 4,90 g kg⁻¹ para as camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm. E, para o CC obteve-se 29,52; 11,47; 6,96; 2,65 g kg⁻¹ nas camadas 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100 cm ().

Quadro 5: Repetições (REP), desvio padrão (DP) e teores médios (Med) da fração Humina (C-HU), Ácido Húmico (C-AH) e Ácido Fúlvico (C-AF) g kg⁻¹ determinados nas amostras de solo da Borda (BC) e Transição do Covoal (TBC) de 0-20; 20-40 e 40-100 cm e no Centro do do Covoal (CC) de 0-8; 8-20; 20-40 e 40-100 cm.

Pontos	Prof. (cm)	C-Hu			C-AH			C-AF			C _{AH} / C _{AF}
		Rep	DP g kg ⁻¹	Med	Rep	DP g kg ⁻¹	Med	Rep	DP g kg ⁻¹	Med	
BC	0-20	14,96	1,28	15,37	2,21	0,36	1,89	3,54	0,24	3,78	0,50
		14,34			1,50			4,01			
		16,80			1,97			3,78			
	20-40	13,11	0,94	12,08	0,78	0,41	1,02	3,07	0,14	3,15	0,32
		11,88			1,50			3,30			
		11,26			0,78			3,07			
	40-100	8,19	1,42	7,37	1,02	0,55	0,39	8,50	3,55	4,41	0,08
		5,72			0,07			2,12			
		8,19			0,07			2,60			
TBC	0-20	14,96	1,42	14,14	2,92	0,49	2,52	3,30	0,24	3,30	0,76
		12,50			1,97			3,54			
		14,96			2,68			3,07			
	20-40	1,42	3,26	5,11	0,55	0,14	0,39	1,89	0,14	1,73	0,22
		6,34			0,31			1,65			
		7,57			0,31			1,65			
	40-100	3,88	0,94	4,90	0,78	0,41	0,55	0,71	0,36	0,63	0,87
		5,11			0,07			0,94			
		5,72			0,78			0,24			
CC	0-8	28,50	0,94	29,52	6,01	2,72	4,68	5,19	0,14	5,11	0,91
		30,35			1,56			4,96			
		29,73			6,48			5,19			
	8-20	10,65	1,98	11,47	1,97	0,36	1,65	2,60	0,24	2,83	0,58
		13,73			1,26			3,07			
		10,03			1,73			2,83			
	20-40	6,34	0,62	6,96	0,07	0,49	0,47	1,42	0,27	1,26	0,37
		7,57			1,02			0,94			
		6,96			0,31			1,42			
	40-100	2,03	0,62	2,65	0,55	0,24	0,31	0,00	0,27	0,16	1,93
		3,26			0,07			0,47			
		2,65			0,31			0,00			

Nota-se que a C-HU decresceu da superfície para a subsuperfície (Gráficos 19, 20 e 21). Isso ocorreu porque o maior aporte de matéria orgânica ocorre na superfície do solo.

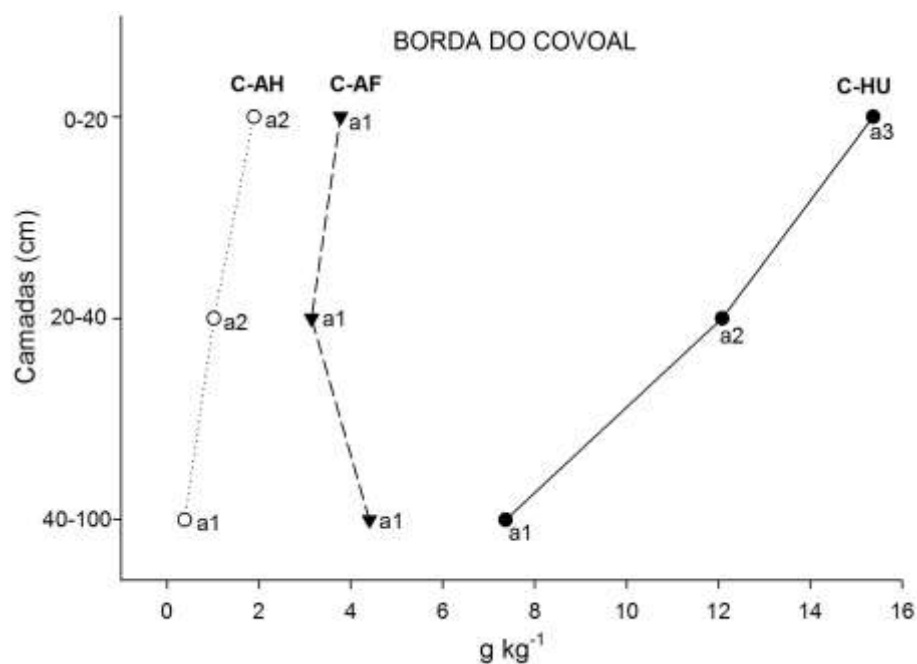


Gráfico 19: Variação dos teores de C-HU, C-AH e C-AF fracionado na trincheira da Borda do Covoal nas profundidades 0-20, 20-40 e 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

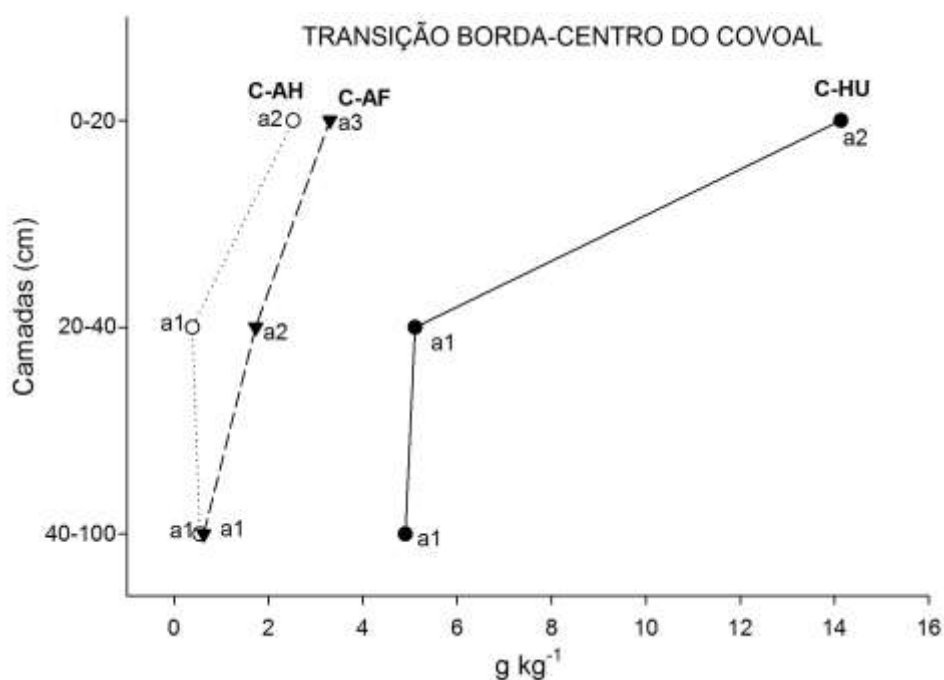


Gráfico 20: Variação dos teores de C-HU, C-AH e C-AF fracionado na trincheira da Transição Borda-Centro do Covoal nas profundidades 0-20, 20-40 e 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

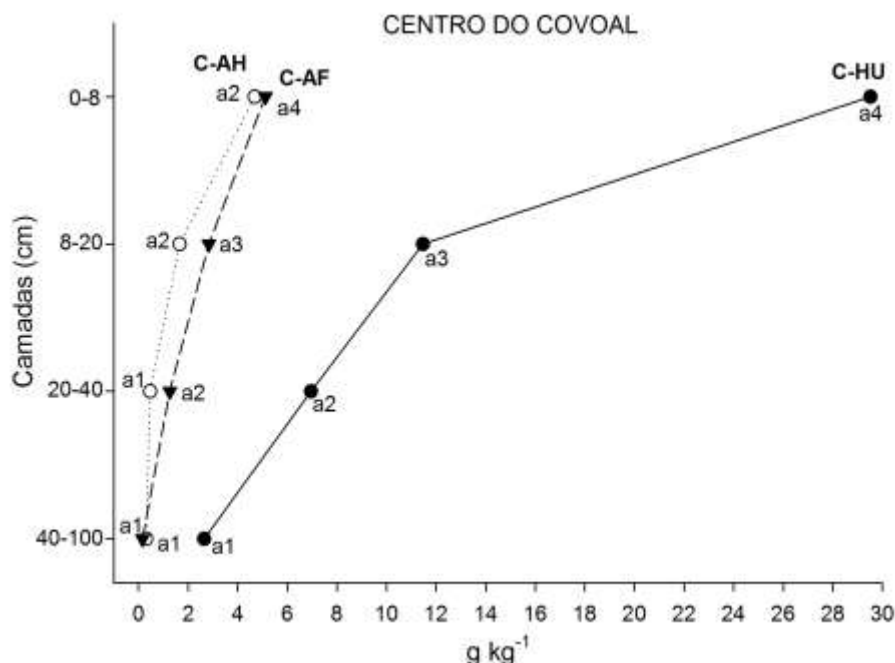


Gráfico 21: Variação dos teores de C-HU, C-AH e C-AF fracionado na trincheira do Centro do Covoal nas profundidades 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

A porcentagem de carbono relativa à soma das frações alcalina-solúveis variou de 15,11% a 39,5%, caracterizando como forte a muito forte (Quadro 2).

Os AF diferem dos AH porque que são menos condensados, têm menor tamanho e peso molecular e têm maior quantidade de grupos funcionais oxigenados, sendo mais jovens, mais reativos e mais móveis (BENDECK, 2003 apud JARAMILLO, 2011).

A baixa quantidade das frações C-AF e C-AH é devido à sua menor estabilidade, com processos de movimentação no perfil, polimerização, ou mineralização, diminuindo sua composição percentual no solo (LEITE et al., 2003).

Assim, obteve-se para o C-AH no BC 1,89; 1,02; 0,38 g kg⁻¹ nas camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm. No TBC, os valores foram de 2,52; 0,38; 0,54 g kg⁻¹ para as camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm. E, para o CC obteve-se 4,68; 1,65; 0,46; 0,30 g kg⁻¹ nas camadas 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100 cm ().

Enquanto que o C-AF no BC foi de 3,78; 3,15; 4,41 g kg⁻¹ nas camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm. No TBC, os valores foram de 3,30; 1,73; 0,63 g kg⁻¹ para as camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm. E, para o CC obteve-se 5,11; 2,83; 1,26; 0,16 g kg⁻¹ nas camadas 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100 cm ().

Assim como no C-HU, o C-AF e C-AH decresceram da superfície para subsuperfície (Gráficos 19, 20 e 21).

As frações de ácidos fúlvicos foram dominantes das frações alcalino-solúveis nos solos estudados e, sua predominância pode ser justificada, segundo Mendonça e Rowell (1994), através da formação de complexos que resulta na maior preservação e proteção dessa fração ao ataque microbiano.

A fração orgânica dos solos tropicais é dominada pelas huminas e, tanto a intensa mineralização dos resíduos, como as restrições edáficas à atividade biológica, tornam a relação C_{AH}/C_{AF} menores do que 1,0 (DABIN, 1981 apud CANELLAS et al., 2003).

De forma geral, o baixo conteúdo de bases trocáveis nos solos mais intemperizados diminui a intensidade dos processos de humificação (condensação e síntese). Em consequência, a relação C_{AH}/C_{AF} é menor (CANELLAS et al., 2003).

Essa relação indica qual componente (AH ou AF) predomina no solo. Sendo que uma relação baixa implica um baixo grau de humificação (BRAVO; MARQUINEZ; POTOSÍ, 2007), maior tamanho molecular e maior caráter aromático nos AH que nos AF (ZAMBONI et al., 2006). A baixa relação C_{AH}/C_{AF} indica um baixo grau de condensação de compostos aromáticos (JARAMILLO, 2011).

O índice de humificação encontrado por Bravo; Marquinez e Potosí (2007) foi inferior a 1 devido à forte acidez.

O baixo valor C_{AH}/C_{AF} (principalmente aqueles abaixo de 0,5) reflete uma mineralização muito alta, ao ponto de chegar a uma perda significativa da matéria orgânica e, portanto, neste solo não é possível elaborar um processo de humificação adequado (BRAVO; MARQUINEZ; POTOSÍ, 2007).

No BC a relação C_{AH}/C_{AF} foi de 0,50; 0,32; 0,08 nas camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm. Caracterizando um decréscimo da superfície para a subsuperfície. No TBC, foi de 0,76; 0,22; 0,87 para as camadas 0-20, 20-40 e 40-100 cm. E, para o CC obteve-se 0,91; 0,58; 0,37; 1,93 nas camadas 0-8, 8-20, 20-40 e 40-100 cm ().

Em todos os pontos e camadas o AF está presente em maior quantidade que o AH, com relação $C_{AH}/C_{AF} < 1$, exceto na profundidade de 40-100 cm do perfil CC, com relação $C_{AH}/C_{AF} > 1$ (1,93) indicando maior grau de humificação.

Quanto à avaliação das frações húmicas do C-org ao longo da catena (BC, TBC e CC), há uma tendência de diminuição da C-HU de BC para CC, exceto na camada superior do CC (0-8 cm), em que ocorre um nítido e elevado aumento desta fração (Gráficos 22, 23 e 24).

Nota-se, portanto, que o aumento de carbono no solo hidromórfico do CC está intimamente associado à sua superfície, não sendo verificado este padrão de aumento para as demais profundidades.

Esta mesma dinâmica foi verificada para o C-AF, decrescendo de BC para CC, exceto na camada de 0-8 cm deste ponto. Enquanto que não houve variação estatística de C-AH ao longo da catena.

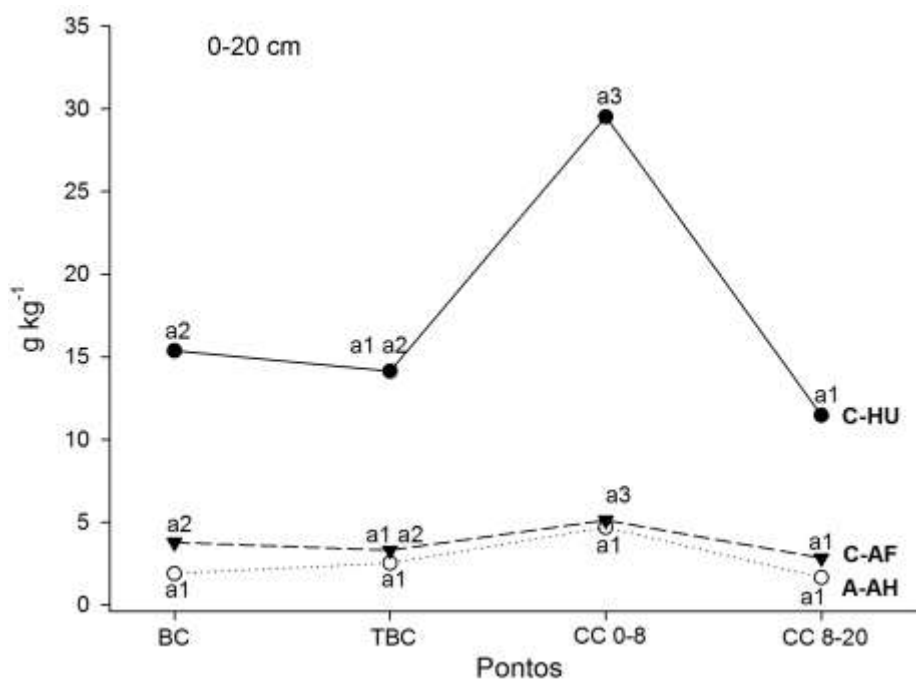


Gráfico 22: Variação da humina (C-HU), ácido húmico (C-AH) e ácido fúlvico (C-AF) na catena (BC, TBC, CC) do covoal do córrego da Fortaleza na profundidade de 0-20 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

*a profundidade 0-20 cm no ponto Centro do Covoal (CC) foi dividida em 0-8 cm e 8-20 cm devido à diferença existente nessas duas profundidades.

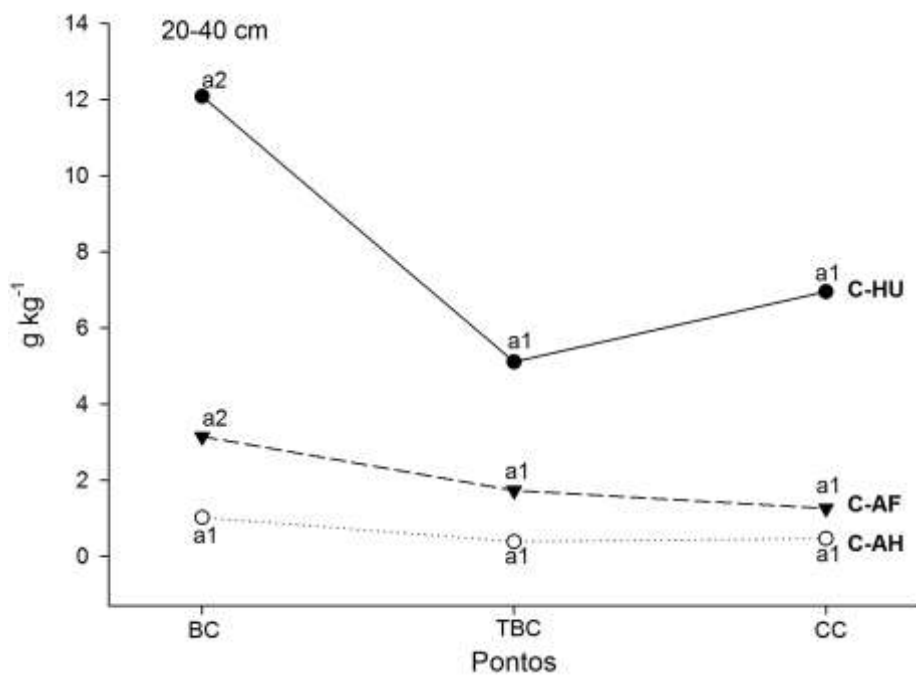


Gráfico 23: Variação da humina (C-HU), ácido húmico (C-AH) e ácido fúlvico (C-AF) na catena (BC, TBC, CC) do covoal do córrego da Fortaleza na profundidade de 20-40 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

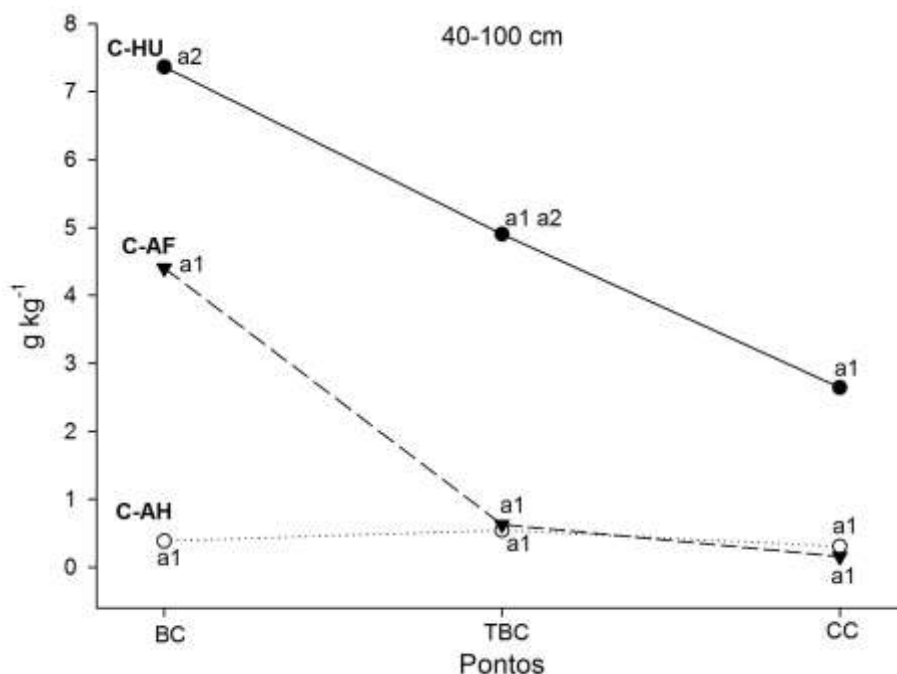


Gráfico 24: Variação da humina (C-HU), ácido húmico (C-AH) e ácido fúlvico (C-AF) na catena (BC, TBC, CC) do covaal do córrego da Fortaleza na profundidade de 40-100 cm.

*Pontos identificados com a letra “a” seguido de numeração, quando distintas, representam diferença de acordo com teste Tukey a 0,05 de variância.

A matéria orgânica do solo, apesar de não ser o componente mais abundante, na maioria dos solos, tem grande importância devido à elevada atividade físico-química e biológica que proporciona e controla no solo (JARAMILLO, 2011).

O meio redutor propicia a diminuição da taxa de decomposição das substâncias orgânicas e permite a formação do horizonte orgânico superficial, enquanto que o horizonte arenoso e esbranquiçado abaixo do horizonte orgânico é resultado da exportação de ferro por redução.

Os compostos orgânicos pouco polimerizados possuem elevado poder complexante, facilitando a redução e a mobilização de ferro e manganês, e da argila por hidrólise. Na área de estudo, obteve-se correlação significativa e negativa da argila com C-AH ($r = -0,71$) e CSA ($r = -0,80$) e significativa e positiva com o pH em água ($r = 0,72$) (Tabela 4).

As variações nos teores dos minerais Caulinita (Ct), Gibbsita (Gb), Hematita (Hm) e Goethita (Gt) são atribuídas às diferenças na composição química e mineralógica dos materiais de origem, clima das áreas de amostragem, condições de drenagem e remoção de Si do solo (GHIDIN, 2006).

Os diferentes teores de minerais da fração argila na catena podem ser atribuídos à ação da drenagem, onde a percolação da água no perfil remove o Si

das partes mais altas (topo) carreando-o para as partes mais baixas do relevo (HSU, 1989).

Em todas as camadas analisadas o aumento do SiO_2 de BC para CC está acompanhado pela diminuição do Al_2O_3 e Fe_2O_3 (Gráficos 4, 5 e 6).

Juntamente com o argilomineral caulinita, que existe em maior quantidade em todos os perfis, a hematita tende a coexistir no BC, pois existe a formação preferencial deste óxido nas partes mais altas do relevo (com menor umidade e maior temperatura) devido à facilidade de desidratação da ferridrita (KAMPF; SCHWERTMANN, 1983).

Ao contrário do que ocorre entre as profundidades de cada perfil, a diminuição do C-HU, C-AH, C-AF (Gráficos 22, 23 e 24) e COT (Gráficos 10, 11 e 12) de BC para TBC e deste para CC, coincidem também com a diminuição no conteúdo dos óxidos. Ou seja, a maior influência na diminuição e não cristalização dos óxidos não está nos ácidos húmicos, mas sim na saturação do solo por água nestes ambientes, favorecendo o processo de redução.

Provavelmente o CC possui Fe_2O_3 e Al_2O_3 de baixa cristalinidade, evidenciando a relação existente entre o regime de umidade do solo e o processo de desferrificação. Além de que o maior teor de Si dificulta a cristalização dos óxidos (GHIDIN, 2006).

O maior teor de Goethita foi observado por Ghidin (2006) na parte baixa da topossequência, onde o teor de água foi maior, provocando a remoção parcial do Fe. Favorecendo, a partir dessas condições, a formação da Goethita (SCHWERTMANN, 1988).

A relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, assim como as cores acinzentadas, são indícios evidentes de hidromorfismo (BISPO, 2010). Esta relação diminui do BC para o CC, ou seja, de uma drenagem eficiente para uma drenagem deficiente, uma vez que a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ dos solos do CC são 3 vezes menor que do BC.

Assim, a Borda do Covoal é formada por latossolos, que podem ser caracterizados, conforme Embrapa (2013), por sua evolução muito avançada com atuação expressiva de processo de latolização (ferralitização ou laterização), resultando em intemperização intensa dos constituintes minerais primários, e mesmo secundários menos resistentes, e concentração relativa de argilominerais resistentes e, ou, óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, com inexpressiva obilização ou migração de argila, ferrólise, gleização ou plintitização.

Essas intensas transformações da cobertura pedológica demonstram o mosqueamento que se acentua até um material branco na parte central, com perda considerável do ferro (QUEIROZ NETO et al., 1998), originando os Gleissolos. Estes tem como base a hidromorfia, expressa por forte gleização, resultante de processos de intensa redução de compostos de ferro, em presença de matéria orgânica, com ou sem alternância de oxidação, por efeito de flutuação de nível do lençol freático, em condições de regime de excesso de umidade permanente ou periódico (EMBRAPA, 2006.p.73).

É nesse processo de perda de material particulado ou em solução que são geradas as depressões topográficas, feições típicas de ambientes tropicais (MEGALE, 2008). Representando, o covoad do Córrego da Fortaleza uma etapa avançada de evolução, registrando flutuação importante do lençol freático que aflora na parte central durante algum tempo (QUEIROZ NETO et al., 1998).

Em trabalhos na Bacia do Ribeirão Panga, Lima (1996) destacou que as veredas se instalaram por perdas geoquímicas, principalmente de ferro e argila, com início em alinhamentos estruturais (diáclases, fraturas, eventuais falhamentos não comprovados) do substrato que sofreu ações tectônicas, provocando pouco a pouco o aprofundamento linear, com o início da formação de depressões. O cruzamento ortogonal entre esses alinhamentos dá origem às cabeceiras arredondadas, em anfiteatro, depressões quase fechadas, que se abrem para a instalação de uma drenagem condicionada. A instalação da rede de drenagem, traçando um caminho sobre as linhas de fraqueza do substrato geológico foi condicionada por uma incisão que não é erosiva, mas geoquímica (pedogenético).

Seria a partir da superfície de erosão pós-cretácea (ALMEIDA, 1954; AB'SABER, 1973 apud LIMA, 1996) ou Sul-americana (Terciária) de King, que configura um nível hoje testemunhado pelo topo dos chapadões, que esse processo se inicia a partir da instalação de uma drenagem em locais preferenciais de acumulação de umidade, em uma condição peculiar de topografia, em zonas de fraqueza ou fratura das rochas, ou então, em zonas de falhamentos. Com a intensificação da pedogênese, relacionada às transformações por hidromorfismo, a topografia se inclina por abatimento e promove a incisão do vale, que não é fluvial e sim geoquímico.

Ao estudar as veredas, Queiroz Neto (2010) ressaltou que a formação dessas depressões na chapada está diretamente relacionada com as perdas geoquímicas. Não tendo sido encontrado indícios de entalhamento por correntes hídricas nem de depósitos sedimentares, sendo sua forma causada por alterações das rochas pelo intemperismo, com transferência de matéria em profundidade seguindo os alinhamentos da estrutura geológica.

A formação e evolução das depressões fechadas, semifechadas e abertas é da responsabilidade da “erosão” geoquímica desde o início das alterações superficiais. Além disso, lagoas fechadas e erosão geoquímica seriam uma porta aberta, pelo menos “pro parte”, para a instalação da própria rede de drenagem (QUEIROZ NETO, 2010).

A formação inicial do solo pode modelar a paisagem, na medida em que algumas coberturas de alteração são colocadas em desequilíbrio pedobioclimático, sob a influência de climas contrastantes e levadas a transformações internas graves. Por exemplo, no manto caulínico, o plasma argilo ferruginoso é separado do esqueleto. O plasma, por ser a parte principal, é o objeto de migração lateral. Enquanto os restos do esqueleto se reorganizam. Isto conduz à diminuição do volume e a mudança no declive das encostas, podendo dar uma compactação da ordem de um terço de altura (MILLOT, 1977).

Em trabalho na região sudoeste da Amazônia brasileira, Rosolen e Herpin (2008) identificaram um rebaixamento topográfico e mudanças na paisagem natural devido a processos pedogenéticos. Essa transformação se deu principalmente pela expansão remontante da hidromorfia, a partir das depressões topográficas desenvolvidas nas superfícies dos platôs. As formações dessas depressões corroboram com a ideia supracitada, em que as transformações e degradações internas na matriz do solo acarretaram tanto modificações na estrutura e composição química, quanto na diminuição do volume do solo, levando ao rebaixamento da cobertura pedológica pela subtração de matéria.

Assim, o exutório presente no covoal do Córrego da Fortaleza, que deságua no rio Uberabinha, é o principal testemunho do início de formação de um curso de água (QUEIROZ NETO et al., 1998).

A morfogênese é, além de produto das ações mecânicas, produto do intemperismo e pedogênese (MILLOT, 1977).

6.0 CONCLUSÃO

As áreas úmidas de topo de chapada são parte integrante do mosaico do Cerrado e se caracterizam como ambiente de extrema complexidade ambiental.

A formação das depressões está ligada à hidromorfia, a qual provoca diferenciações nas propriedades do solo herdado do Latossolo resultando em mudanças nas características físicas, químicas e da matéria orgânica dos solos.

Ao longo da catena, a cor do solo é modificada devido à ação da drenagem sobre os compostos de Fe, sendo a desferruginização da matriz a propriedade central que transforma o solo da depressão.

As variações nos teores de areia, silte e argila também estão associadas às mudanças morfológicas apresentadas nas matrizes oxidadas e nas matrizes redutoras. O Gleissolo apresenta em geral menores teores de argila em relação ao Latossolo. A baixa circulação hídrica também influenciara na caracterização granulométrica a partir de processos de transporte e químicos, como no caso da ferrólise. E essas propriedades influenciam na estrutura física do Gleissolo como a porosidade que é maior em superfície ao compará-lo com os Latossolos e tendem a diminuir nas camadas mais profundas em relação ao Latossolo. Quanto à densidade, esta é maior na superfície dos Gleissolos e menor em suas camadas mais profundas comparando-os com os Latossolos.

Do mesmo modo que as variações texturais, as variações químicas acompanharam a morfologia caracterizando uma evolução geoquímica e do relevo. Nos Gleissolos há menor teor de Al_2O_3 , principalmente em superfície, quando comparados com os Latossolos. Os Gleissolos também apresentam menores teores de Fe_2O_3 e maiores teores de SiO_2 em relação aos Latossolos.

Ao longo da catena também há diferenciação no COT, sendo as áreas úmidas, principalmente em superfície, constituídas de elevadas quantidades de carbono no

solo. Como esperado, os covaais funcionam como áreas centrais para a estocagem do carbono do solo.

Assim, a partir de processos pedogenéticos com perda de material particulado e em solução é que os covaais foram formados, individualizando um ambiente de suave depressão com seu centro fortemente influenciado pelo lençol freático.

Não é possível extrapolar os dados e sua interpretação para toda a área da paisagem com o estudo do covoal do córrego da Fortaleza. No entanto, as discussões feitas nos remetem a entender as mudanças que ocorrem nos solos latossólicos a partir da ação da água, transformando-os em Gleissolos.

O estudo dos covaais é necessário à medida em que as áreas úmidas são importantes para o equilíbrio ecológico da chapada e até mesmo em escala regional, principalmente por ser fonte de água para os cursos d'água.

7.0 REFERÊNCIAS

AB'SABER. Megageomorfologia do território brasileiro. In: CUNHA; GUERRA. **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. cap. 2, p. 71-106.

ANJOS, A. dos. Análise de Variância. In: Notas de Aula CE003. **ESTATÍSTICA II**. Universidade Federal do Paraná. Cap 7. p. 112-121. 2009. Disponível em: <<http://www.est.ufpr.br/ce003/material/apostilace003.pdf>>. Acesso em: 10 jan. 2014.

ANJOS, L. H. C. dos.; FRANZMEIER, D. P.; SCHULZE, D. G. Formation of soil with plinthite on a topossequence in Maranhão State, Brazil. **Geoderma**, v. 64, p. 257-279. 1995.

ANTONELLO, LL. **Gênese de uma topossequência de solos de rochas alcalinas do maciço do Itatiaia, RJ**: Mineralogia geoquímica e micromorfologia. 178 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1983.

ANTUNES, P. D.; FIGUEIREDO, L. H. A.; SILVA, J. F.; KONDO, M. K.; SANTOS NETO, J. A.; FIGUEIREDO, M. A. P. Caracterização físico-química de micro-relevo de montículos “murundus” na região de Janaúba no Norte de Minas Gerais. **Geonomos**, v. 2, n. 1, p. 81-85, 2012.

ARMENTANO, T. V. Drainage of organic soils as a factor in the world carbon cycle. **Bio Science**. v.30, p. 825-830, 1980.

BENITES, V.M.; MADARI, B.; MACHADO, P. L. O. A. **Extração e fracionamento quantitativo de substâncias húmicas do solo**: um procedimento simplificado de baixo custo. Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 2003. 7p. (Comunicado Técnico 16).

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, 1996. v. 2.

BISSANI, C. A.; MEURER, E. J.; CARMONA, C. F. Solos ácidos e afetados por sais. In: MEURER, E. J. (Ed.). **Fundamentos de Química do solo**. 5 ed. Porto Alegre: Editora Evangraf, 2012. cap. 6, p. 155-174.

BOCQUIER, G.; BOULANGE, B.; ILDEFONSE, P.; NAHON, D.; MULLER, D. Transfers, accumulation modes, mineralogical transformations and complexity of historical development in lateritic profiles. In: MELFI, A. J.; CARVALHO, A. (Ed.). **International Seminar on Laterization Processes**, II, 1982, São Paulo: USP. p. 15-52.

BOURMAN, R. P.; OLLIER, C. D. A critique of the Schellmann definition and classification of 'laterite'. **Catena**. Elsevier. v. 47. n. 2. p. 117-131, 2002.

BISPO, F. H. A. **Gênese e classificação de solos em topossequência de veredas das chapadas do alto vale do Jequitinhonha-MG**. 98 f. Dissertação (Mestrado) Universidade Federal dos vales do Jequitinhonha e Mucuri – UFVJM/Diamantina, 2010.

BREEMEN, N. van. Effects of Seasonal Redox Processes Involving Iron on the Chemistry of Periodically Reduced Soils. In: STUCKI, J. W.; GOODMAN, B. A.; SCHWERTMANN, U. (Eds.). **Iron in Soils and Clay Minerals**. Dordrecht (The Netherlands): D. Reidel Publishing Company, 1988. cap. 23, p. 797-809.

BRINKMAN, R. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3:199-206, 1970.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.l]: [2005]. Goiás: FUNAPE/UFG. Disponível em: < <http://www.funape.org.br/geomorfologia/> > Acesso em: 05/07/2012.

CORINGA, E. A. O.; COUTO, E. G.; PEREZ, X. L. O.; TORRADO, P. V. Atributos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. **Acta Amazonica**. v. 42, n.1, p. 19-28, 2012.

CURMI, P., SOULIER, A. and TROLARD, F. 1994. Forms of ironoxides in acidhydromorphicsoil enviornment. Morphology and characterization by selective dissolution. In: RINGROSE-VOASE, A. J.; HUMPHREYS, G.S. (Eds.), **Soil Micromorphology**: studies in management and genesis. Proceedings of the IX International Meeting on Soil Micromorphology, Townsville, Australia, 1992. Developments in Soil Science 22. Elsevier. Amsterdam, pp. 141–148.

DABIN, B. Lès matières organiques dans lês sols tropicaux normalement drainés. *Cah. ORSTOM.*, 17:197-215, 1981.

DÉFARGE, C.; GAUTRET, P.; REITNER, J.; TRICHET, J. 2009. Defining organominerals: Comment on 'Defining biominerals and organominerals: Direct and indirect indicators of life' by Perry et al. (2007, *Sedimentary Geology*, 201, 157–179). *Sedimentary Geology*, 213: 152-155.

D'HOORE, J. L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. INEAC. Publ., ser. Sci. 62, Bruxelles, 231p.

DINIZ de ARAUJO NETO, M.; FURLEY, P. A.; HARIDASAN, M.; JOHNSON, C. E. The *murundus* of the *cerrado* region of Central Brazil. **Journal of Tropical Ecology**, 1986. p. 17-35.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de solos. 2. ed. Rio de Janeiro, 2013.

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro, 1979. v.1. Não paginado.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Manual de métodos de análise de solo. 2 ed. rev. Atual. Rio de Janeiro, 1997, 212p.

FERNANDES, L. A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da bacia Bauru (Ks, Brasil)**. 216 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

FERREIRA, E. A. B.; MEIRELLES, M. L.; FRANCO, A. C.; SANTOS, J. L. M. Influência de variações ambientais sobre o fluxo de CO₂ em solos sob campo limpo úmido no Cerrado. In: IX SIMPÓSIO NACIONAL CERRADO: Desafios e estratégias para o equilíbrio entre sociedade, agronegócio e recursos naturais. 2008.

FELTRAN FILHO, Antonio. **A estruturação das paisagens nas chapadas do oeste mineiro**. 252 f. Tese (Doutorado em Geografia) - FFLCH/USP, São Paulo, 1997.

FITZPATRICK, R. W. Iron compounds as indicators of pedogenic processes: examples from the Southern Hemisphere. In: STUCKI, J. W.; GOODMAN, G. A.; SCHWERTMANN, U. (Eds.). **Iron in soils and clay minerals**. Dordrecht: D. Reidel, 1988. p. 351-396.

FONSECA, A. C. Geoquímica dos solos. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (Org.). **Erosão e conservação dos solos**: Conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999.

FONTES, M. P.; CAMARGOS, O. A. de.; SPOSITO, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. **Scientia Agricola**, v. 58, n. 3, p.627-646. 2001.

FONSECA, A. C. Geoquímica dos solos. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (Org.). **Erosão e conservação dos solos**: Conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999.

FRANZMEIER, D. P.; YAHNER, J. E.; STEINHARD, G. C.; SINCLAIR, Jr. H. R. Color Patterns and Water Table Levels in Some Indiana Soils. **Soil Sci. Soc. Am. J.** p.1196-1202. 1983.

FRASCOLI, A. C. **Morfologia, granulometria e pH de duas topossequências da Chapada Uberlândia-Uberaba, MG**. 44 f. Monografia (em Geografia). Instituto de Geografia, UFU/ Uberlândia, 2000.

FRITSCH, E.; VALENTIN, C.; MOREL, P.; LEBLOND, P. La couverture pédologique: interactions avec les roches, Le modelé et les formes de dégradation superficielles. In: **Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide**. Booro Borotiou. Collection "Estudes et thèses", ORSTOM, Paris, p. 31-57. 1990.

FRITSCH, E. Les transformations d'une paysage cuirassé au Nord-Ouest de la Cote-d'Ivoire sur formation gneiss-migmatitique. **Séminaire Régional Sur les Latérites**. Colloques et Séminaires. ORSTOM, Douala, 59-76 p. 1986.

GHIDIN, A. A.; MELO, V. F.; LIMA, V. C.; LIMA, J. M. J. C. Topossequência de latossolos originados de rochas basálticas no Paraná. I-mineralogia da fração argila. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 30. p. 293-306, 2006.

GUARIZ, H. R.; CAMPANHARO, W. A.; PICOLI, M. H. S.; CACÍLIO, R. A.; HOLLANDA, M. P. de. Variação da umidade e da densidade do solo sob diferentes coberturas vegetais. **Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, INPE. p. 7709-7716. 2009.

HSU, P. H. Aluminium oxides and oxyhydroxides. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B., Eds. **Minerals in soil environments**. 2 ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 331-378.

KAMPF, Nestor. Iron oxides in Tropical Soils. In: FORMOSO, M. L. L.; CERRI, C. C. (Org.). **Workshop on Tropical soils**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1999. p. 55-64.

KAMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climosequence in southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. **Geoderma**. v. 29. p. 27-39. 1983.

KELLOG, C. E. Preliminary suggestions for the classification and nomenclature of great soil groups in tropical and equatorial regions. *Commonw. Bur. Soil. Sci. Tech commun.* v. 46, p. 76-85. 1949.

YAPP, C. J. Effects of ALOOH solid solution on goethite-hematite equilibrium. *Clays and Clay Minerals* v. 31, p. 239-240. 1983.

YEOMANS, J.C. & BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* v.19. p.1467-1476, 1988.

GOODMAN, B. A. The characterization of Iron Complexes With Soil Organic Matter. In: STUCKI, J. W.; GOODMAN, B. A.; SCHWERTMANN, U. (Eds.). **Iron in Soils and Clay Minerals**. Dordrecht (The Netherlands): D. Reidel Publishing Company, 1988. cap.18, p. 677-687.

LEOPOLD, Luna. B.; WOLMAN, M. Gordon.; MILLER, John. P. **Fluvial processes in Geomorphology**. San Francisco: W. H. Freeman and Company. 1964.

LIMA, S. C. **As veredas do Ribeirão Panga no Triângulo Mineiro e a evolução da paisagem**. 260 f. Tese (Doutorado em Geografia). FFLCH/USP, São Paulo. 1996.

MACEDO, J. & BRYANT, R. B. Preferential microbial reduction of hematite over goethite in a Brazilian Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**. v. 53, p. 1114-1118. 1989.

MAFRA, A. L; SILVA, E. F.; COOPER, M. DEMATTÊ, J. L. I. Pedogênese de uma sequência de solos desenvolvidos de arenito na região de Piracicaba (SP). **R. Bras. Ci. Solo**, v. 25, p. 355-369, 2001.

MARQUES, J.D.O; LUIZÃO, F.J.; LUIZÃO, R.C.C.; NETO, A.S. Variação do carbono orgânico em relação aos atributos físicos e químicos do solo ao longo de uma topossequência na Amazônia central. **Anais** do VIII Congresso de Ecologia do Brasil, 2007, Caxambu/MG.

MARTIN, D. B.; HARTMAN, W. A. The effect of cultivation on sediment composition and deposition in prairie pothole wetlands. **Water, Air, and Soil Pollution** 34, 1987, p. 45-53.

MARTIN, J. P.; HAIDER, K. Influence of mineral colloids on the turnover rates of soil organic carbon. In: HUANG, P. M.; SCHNITZER, M. (Eds), *Interactions of Soil*

Minerals with Natural Organics and Microbes. Soil. Sci. Soc. Am. Spec. Publ. 17, 283-304.

MELFI, A. J.; CERRI, C. C.; FRITSCH, E.; FORMOSO, M. L. L. Tropical Soils: genesis, distribution and degradation of lateritic pedological systems. In: FORMOSO, M. L. L.; CERRI, C. C. (Org.). **Workshop on Tropical soils**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1999. p. 7-30.

MELFI, A. J.; PEDRO, G. Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. In: _____. **Estudo Geoquímico dos Solos e Formações superficiais do Brasil (I)**. Revista Brasileira de Geociências. v. VII, n. 4, 1977. p. 271-286.

MELFI, A. J.; PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte I – Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. **Ver. Bras. Geoc.** v. 7, n. 4, p.:1-22. 1977.

MEGALE, C. M. S. Variações texturais em um perfil de solo de vereda no município de Uberlândia-MG. 37 f. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geografia, UFU/Uberlândia. 2008.

MENDONÇA, E.S.; MATOS, E.S. **Matéria orgânica do solo**; métodos de análises. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2005.

MENDONÇA, E. S.; ROWELL, D. L. Dinâmica do alumínio e de diferentes frações orgânicas de um latossolo argiloso sob cerrado e soja. *R. Bras. Ci. Solo*, 18:295-303, 1994.

MILLOT, Georges. **Géochimie de la surface et formes du relief présentation**. Sci. Géol., Bull., Strasbourg, v. 30, n. 4, p. 229-233, 1977.

MOHR, E. C. J.; VAN BAREN, F. A. & VAN SCHUYLENBORGH, J. **Tropical Soils**: a comprehensive study of their Genesis. The Hague: Mouton, 1972, 481 p.

MUNSELL, A. H. **The Munsell Color Charts**, revised ed. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments, Baltimore, Maryland. 1990.

NAHON, D. B. Evolution of Iron Crusts in Tropical Landscapes. In: COLMAN, S. M.; DETHIER, D. P. (Ed.). **Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals**. 1986. cap. 9, p. 169-191.

NAHON, D.B.. Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. Wiley-Interscience, New York. 1991. 313p.

NAHON, D. B.; BOULANGÉ, B.; COLIN, F. Metallogeny of weathering: an introduction. In: MARTINI, I. P.; CHESWORTH, W. (Ed.). **Developments in Earth Surface Processes**. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, v.2, 1992. p. 445-474.

NEUE, H. U.; GAUNT, J. L.; WANG, Z. P.; BECKER-HEIDMANN, P.; QUIJANO, C. Carbon in tropical wetlands. **Geoderma**. v. 79, p. 163-185, 1997.

OLIVEIRA FILHO, A. T. A. Vegetação de um campo de monchões. Microrelevos associados a cupins na região de Cuiabá (MT). Campinas. UNICAMP. Tese de Doutorado, 169 p. 1988.

PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. Superfícies de Erosão. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (orgs). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. cap. 3. p.107-139.

PAUSTIAN, K.; ANDRÉN, O.; JANZEN, H. H.; LAL, R.; SMITH, P.; TIAN, G.; TIESSEN, H.; Van NOORDWIJK, M.; WOOMER, P. Agricultural soils as a sink to mitigate CO₂ emissions. *Soil Use Manag.*, 13: 230-244, 1997.

PHILLIPS, J. D. Weathering instability and landscape evolution. **Geomorphology**. v. 67, p. 255-272, 2005.

PENDLETON, R. L. On the use of the term laterite. **Am. Soil. Survi. Bull.**, 17, p. 102-108, 1936.

PONCE, V. M.; CUNHA, C. N. da. Vegetated earthmounds in tropical savannas of Central Brazil: a synthesis. **Journal of Biogeography**. v. 20, p. 219-225. 1993.

PONNAMPERUMA, F. N. The chemistry of submerged soils. *Adv. Agron.* v. 24, p. 29-96. 1972.

QUEIROZ NETO, J. P. O papel da pedogênese no modelado do relevo: busca de novos paradigmas. In: **Seminário Latino Americano de Geografia Física. II Seminário Ibero Americano de Geografia Física**. Maio de 2010, Universidade de Coimbra, 19 p.

QUEIROZ NETO, J. P.; FELTRAN FILHO, A.; SCHNEIDER, M. L'évolution de la couverture pédologique et du relief sur lês plateaux de l'ouest de l'état de Minas Gerais (Brésil). Montpellier, 16^o Congresso Mundial de Ciência do Solo, Anais, Simpósio 15, p. 1-7. 1998.

QUEIROZ, A. T. **Análise e avaliação da demanda e da disponibilidade hídrica nos alto e médio curso do Rio Uberabinha e o abastecimento público em**

Uberlândia (MG). 137 f. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geografia, UFU/Uberlândia, 2012.

RAMOS, M. V. V. **Veredas do Triângulo Mineiro:** Solos, água e uso. 127 f. Dissertação (Mestrado) Lavras: UFLA, 2000.

RAMOS, M. V. V.; CURI, N.; MOTTA, P. E. F.; VITORINO, A. C. T.; FERREIRA, M. M.; SILVA, M. L. N. Veredas do Triângulo Mineiro: solos, água e uso. **Ciênc. Agrotec.**, Lavras, v.30, n. 2, p. 283-293, 2006.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B. de; CORRÊA, G. F. **Pedologia:** base para distinção de ambientes. 5 ed. Lavras: UFLA, 2007. 322 p.

ROCHA, L. C. **Desnudação Geoquímica na Evolução da Serra do Espinhaço Meridional – MG – Brasil.** 179 f. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências, UFMG/Belo Horizonte, 2011.

ROSOLEN, Vânia; HERPIN, Uwe. Expansão dos solos hidromórficos e mudanças na paisagem: um estudo de caso na região Sudeste da Amazônia Brasileira. **Acta Amazonica.** v. 38, n. 3, p. 483-490. 2008.

ROSOLEN, V.; HERPIN, U.; MELFI, A. J. Expansão dos solos hidromórficos na paisagem sudoeste da Bacia Amazônica brasileira: mudanças texturais e de porosidade do solo. **Rev. Caminhos da Geografia.** Uberlândia. v. 7, n. 20. p.69-78.2007.

ROSOLEN, V. Pedogênese-morfogênese em uma topossequência representativa da paisagem SW da Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geomorfologia.** v.13, n. 1, p. 85-91, 2012.

ROSCOE, R.; MACHADO, P.L.O. **Fracionamento físico do solo em estudos da matéria orgânica.** **Dourados:** Embrapa Agropecuária Oeste; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002. 86p.

SANTOS, G. de A.; CAMARGO, F. A. O. Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. Porto Alegre: Gênese, 1999. 544 p.

SCHLESINGER, W.H. Carbon sequestration in soils: some cautions amidst o ptimism. **Agriculture Ecosystems and Environment**, v. 82, p. 121-127, 2000.

SILVA, D. B.; SCHNEIDER, M. O. A exploração de argila nas nascentes do Rio Uberabinha (MG): Considerações sobre suas consequências sócio ambientais. **Sociedade & Natureza.** v. 1, n. 2, p. 53-75. 1989.

SCHWERTMANN, U.; FITZPATRICK, R. W. Iron Minerals in Surface Environments. **Catena Supplement**, v. 21, p. 7-30, 1992.

SCHNEIDER, M. O.; SILVA, D. B. Estrutura Pedológica e Dinâmica Hídrica do “Covoal” do Córrego da Fortaleza. Uberlândia. **Revista Sociedade & Natureza**, Ano 3 – n. 5 e 6, p. 75-89. 1991.

SCHWERTMANN, U. Relations Between Iron Oxides, Soil Color, and Soil Formation. Soils Science Society of America, 677. S. Segoe Rd., Madison, WI 53711, USA. Soil Color. SSSA Special Publication n.31. 1993. 51-69.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: Minerals in soil environments. Dixon, J.B.; Weed, S.B. (Ed.). Soil Science Society of America, Madison: WI, 1989, p. 379-438.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron oxides. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Eds.). **Minerals in soil environments**. 2 ed. Madison: Soil Science Society of America, p. 380-427, 1989.

SCHWERTMANN, U. The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. **Adv. Soil Sci.**1, p. 171-200. 1985.

SILVA NETO, L. F. **Pedogênese e matéria orgânica de solos hidromórficos da região metropolitana de Porto Alegre**. 105 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo). Faculdade de Agronomia. URS/Porto Alegre – RS. 2010.

SWIFT, R. S. Organic matter characterization. In: SPARKS, D. (Ed.). **Methods of soil analysis**: Chemical methods. Madison, Soil Science Society of America, 1996. Part 3. p. 1018-1020 (Soil Science Society of America, Series 5).

TARDY, Y. Géochimie des altérations. Etude des arènes ET des eaux de massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. **Mém. Serv. Carte Géol.**, Alsace Lorraine, 31, 1969. 199 p.

TARDY, Y. Diversity And Terminology of Lateritic Profiles. In: MARTINI, I. P.; CHESWORTH, W. (Eds.). **Weathering Soils & Paleosols**. 1992. cap. 15, p. 379-405.

TARDY, Y.; BARDOSSY, G.; NAHON, D. Fluctuations de l'activité de l'eau et successions de minéraux hydratés et déshydratés au sein des profils latéritiques ferrugineux et bauxitiques. **C. R. Acad. Sci**, Paris Ser. II, 307, p.753-759.1988.

TARDY, Y.; ROQUIN, C. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. In: MARTINI, I. P.; CHESWORTH, W. (Eds.). **Weathering, Soils and Paleosols: Developments in Earth Surface Processes**. Amsterdam: Elsevier, 1992. p. 407-433.

THORNBURY, W. D. Analysis of the Geomorphic Processes. In: _____. **Principles of Geomorphology**. New York: Wiley International Edition. SBN 471861979. p. 34-61. cap 3. 1969.

THORNBURY, W. D. Weathering, Soil Processes, and Mass-Wasting. In: _____. **Principles of Geomorphology**. New York: Wiley International Edition. SBN 471861979. p. 62-98. cap 4. 1969.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. INTemperismo E FORMAÇÃO DO SOLO. In: TEIXEIRA, W. et al. (Org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. cap. 8, p. 139-166.

TROLARD, F.; TARDY, Y. The stabilities of gibbsite, boehmite, aluminous goethite and aluminous hematite in bauxites, ferricretes, and laterites as a function of water activity, temperature, and particle size. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 51, p. 945-957. 1987.

TURKINGTON, A. V.; PHILLIPS, J. D.; CAMPBELL, S. W. Weathering and landscape evolution. *Geomorphology* Elsevier. 1-6. 2004.

VAN RANST, E.; DE CONINCK, F. Evaluation of ferrolysis in soil formation. **European Journal of Soil Science**, 53, p. 513-519. 2002.

VITTE, A. C. Etchplanação Dinâmica e Episódica nos Trópicos Quentes e Úmidos. **Revista de Geografia**, 16. p. 105-118. 2005.

VEPRASKAS, M. J. Redoxmorphic features for identifying aquic conditions. **N. C. Agric. Res. Serv.**, Tech. Bull, 301, Raleigh, N. C. 1992.

WAMBEKE, A. van. **Soils of the Tropics: properties and appraisal**. New York: McGraw. Hill, 1992. 343 p.

ZAMBONI, C. I.; BALLESTEROS, G. M.; ZAMUDIO, S. A. M. Caracterización de ácidos húmicos y fúlvicos de un mollisol bajo dos coberturas diferentes. **Revista Colombiana de Química**, v. 35, n. 2, p. 191-203. 2006.