



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA

**PALEOTURFA ASSOCIADA À EVOLUÇÃO DA DRENAGEM/PAISAGEM
EM UMA VERTENTE DE VEREDA NO TRIÂNGULO MINEIRO**

HELIOMAR BALEIRO DE MELO JÚNIOR

2015

HELIOMAR BALEIRO DE MELO JÚNIOR

**PALEOTURFA ASSOCIADA À EVOLUÇÃO DA DRENAGEM/PAISAGEM
EM UMA VERTENTE DE VEREDA NO TRIÂNGULO MINEIRO**

Tese apresentada à Universidade Federal de Uberlândia, como parte das exigências do Programa de Pós-graduação em Agronomia – Doutorado, para obtenção do título de “Doutor”.

Orientador

Prof. Dr. Gilberto Fernandes Corrêa

UBERLÂNDIA
MINAS GERAIS – BRASIL
2015

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

M528p
2015

Melo Júnior, Heliomar Baleiro de, 1986-

Paleoturfa associada à evolução da drenagem/paisagem em uma
vertente de vereda no Triângulo Mineiro / Heliomar Baleiro de Melo
Júnior. - 2015.

70 f. : il.

Orientador: Gilberto Fernandes Corrêa.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Uberlândia, Programa
de Pós-Graduação em Agronomia.

Inclui bibliografia.

1. Agronomia - Teses.
 2. Solos - Análise - Teses.
 3. Carbono - Teses.
 4. Drenagem - Teses.
- I. Corrêa, Gilberto Fernandes. II. Universidade Federal de Uberlândia. Programa de Pós-Graduação em Agronomia. III. Título.

HELIOMAR BALEIRO DE MELO JÚNIOR

**PALEOTURFA ASSOCIADA À EVOLUÇÃO DA DRENAGEM/PAISAGEM
EM UMA VERTENTE DE VEREDA NO TRIÂNGULO MINEIRO**

Tese apresentada à Universidade Federal de Uberlândia, como parte das exigências do Programa de Pós-graduação em Agronomia – Doutorado, para obtenção do título de “Doutor”.

APROVADA em 14 de setembro de 2015.

Profa. Dra. Dalcimar Regina Batista Wangen

IF GOIANO

Prof. Dr. Guilherme Resende Corrêa

UFU

Prof. Dr. Hamilton Seron Pereira

UFU

Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda

CENA/USP

Prof. Dr. Gilberto Fernandes Corrêa
ICIAG-UFU
(Orientador)

UBERLÂNDIA
MINAS GERAIS – BRASIL
2015

DEDICATÓRIA

Dedico esta pesquisa a todos os brasileiros que são os verdadeiros doutores
ao sobreviverem em um país repleto de desigualdade social, injustiça,
impunidade e corrupção.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus pela vida, pela família que tenho e por ter manifestado o meu dom desde o início da minha trajetória acadêmica.

Aos meus pais Heliomar Baleiro de Melo e Edna Mendes de Melo pelo apoio, incentivo, confiança, conhecimento, vivência e tudo o que um filho pode esperar de bom dos seus pais e à minha irmã Lais Mendes de Melo, pelo amor e incentivo.

Aos meus grandes amigos aqui representados por, Ivaniele, Dalcimar, Camilla, Letícia, João Eduardo, Joaquim, Susana e tantos outros pelos momentos bons que se foram e que ainda virão.

A todos os professores e técnicos do Instituto de Ciências Agrárias (ICIAG) da Universidade Federal de Uberlândia (UFU) que acompanharam a minha trajetória acadêmica.

Ao professor Elias Nascentes Borges pelos conselhos e confiança.

Aos laboratórios de Manejo e Conservação dos Solos (LAMAS) e de Análise de Solos e Calcários (LABAS), ambos do ICIAG/UFU, por permitir a realização de análises.

Aos membros da banca por aceitarem o convite e contribuírem com este trabalho.

Ao professor Dr. Glein Monteiro de Araújo pela ajuda no reconhecimento e classificação botânica das plantas coletadas para este estudo.

Aos meus ex e atuais alunos do Instituto Federal do Triângulo Mineiro – Campus Uberlândia, pelo entendimento de que muitas vezes tive que “me dividir” para conseguir cumprir com as minhas obrigações acadêmicas e profissionais, deixando-os assim por alguns momentos “desamparados”.

Ao professor Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda pela oportunidade de ter cursado a disciplina de Técnicas Isotópicas e Métodos Analíticos em Estudos de Reconstrução Paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário Tardio no Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP) e pelos ensinamentos transmitidos.

Em especial ao meu orientador e “pai na trajetória acadêmica” Prof. Dr. Gilberto Fernandes Corrêa, o qual incansavelmente compartilha comigo suas experiências de campo, conhecimentos, lições de vida e me incentiva sempre a buscar meus objetivos e realmente orienta-me na vida acadêmica desde a época da graduação.

Muito obrigado!

EPÍGRAFE

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes”.

Marthin Luther King

SUMÁRIO

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	ii
CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES E LEITURA DA PAISAGEM.....	iii
1. INTRODUÇÃO.....	1
HIPÓTESE.....	3
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 Datação por ^{14}C	4
2.2 Ciclo fotossintético.....	6
2.2.1 Ciclo de Calvin-Benson (Ciclo C ₃).....	7
2.2.2 Via de Hatch-Slack (Via C ₄).....	7
2.2.3 Fisiologia comparada das plantas C ₃ e C ₄	8
2.2.4 Composição isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) resultante dos ciclos fotossintéticos e dinâmica da vegetação com base no estudo de isótopos estáveis do carbono.....	9
2.3 Os isótopos do carbono na matéria orgânica dos solos (MOS).....	10
2.4 Carbono orgânico total (COT).....	12
2.5 Paleossolos.....	12
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	14
3.1 Localização.....	14
3.2 Solo/paleoturfa.....	14
3.3 Clima.....	15
3.4 Geologia.....	15
3.5 Vegetação.....	16
4. MATERIAL E MÉTODOS.....	17
4.1 Amostragens: solos e plantas.....	17
4.1.1 Solo e paleoturfa para datação pelo ^{14}C , COT e $\delta^{13}\text{C}$	17
4.1.2 Plantas em torno do perfil solo/paleoturfa.....	17
4.2 Análises isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$) e COT.....	18
4.2.1 Pré tratamento para $\delta^{13}\text{C}$ das plantas coletadas em torno do perfil.....	18
4.2.2 Pré tratamento do solo/paleoturfa para $\delta^{13}\text{C}$ e COT.....	18
4.3 Datação ^{14}C da MOS.....	18
4.4 Cálculo da idade ^{14}C	20
4.5 Caracterizações físicas.....	21

4.5.1 Análise granulométrica.....	21
4.5.2 Densidade aparente ou do solo.....	21
4.5.3 Densidade de partículas ou real.....	21
4.5.4 Porosidade.....	22
4.5.5 Argila Dispersa em água.....	22
4.5.6 Grau de Floculação.....	22
4.5.7 Relação silte/argila.....	22
4.6 Caracterizações químicas.....	23
4.6.1 pH em H ₂ O, em KCl 1N e o Δ pH	23
4.6.2 Ca ²⁺ ; Mg ²⁺ e Al ³⁺ trocáveis.....	23
4.6.3 K ⁺ assimilável.....	23
4.6.4 Soma de bases trocáveis (valor S).....	23
4.6.5 H+Al (Acidez potencial).....	23
4.6.6 Capacidade de troca catiônica a pH 7 (valor T ou CTC).....	24
4.6.7 Capacidade de troca catiônica efetiva (valor t ou CTC efetiva).....	24
4.6.8 Saturação por bases (valor V).....	24
4.6.9 Saturação por Al ³⁺ (valor m).....	24
4.6.10 Matéria orgânica.....	24
4.6.11 N Total.....	25
4.6.12 Relação C/N.....	25
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	26
5.1 Caracterizações físicas do solo/paleoturfa.....	26
5.1.1 Caracterização textural (granulometria).....	26
5.1.2 Porosidade e densidade.....	27
5.2 Caracterização química do perfil solo/paleoturfa.....	29
5.3 Datação e interpretação.....	30
5.4 Avaliação da composição isotópica das plantas em torno do perfil solo/paleoturfa, da matéria orgânica e do COT.....	31
6. CONCLUSÕES.....	39
REFERÊNCIAS.....	41
ANEXOS.....	48

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. Vista geral do sítio focado neste estudo.....	14
FIGURA 2. Distribuição das frações granulométricas da terra fina ($\emptyset < 2\text{mm}$) nas amostras de solo (0-225 cm) e paleoturfa (225-398 cm).....	26
FIGURA 3. Porosidade total do solo (0-225 cm) e da paleoturfa (225-398 cm).....	27
FIGURA 4. Concentração hidrogeniônica em H_2O e em KCl e respectivo ΔpH dos horizontes do Cambissolo Háplico (A: 0-20 cm; AB: 20-32 cm; Bi: 32-62 cm; Cf1: 62-87 cm; Cf2: 87-150 cm; 1C: 150-174 cm; 2C: 174-189 cm; 3C: 189-202 cm; 4CH: 202-225 cm); e da paleoturfa (H* topo: 225-245 cm; H** base: 378-398 cm).....	29
FIGURA 5. Composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) das plantas coletadas em torno do perfil solo/paleoturfa.....	32
FIGURA 6. Variação do $\delta^{13}\text{C}$ da MOS em relação à profundidade do perfil solo/paleoturfa.....	34
FIGURA 7. Variação do COT em relação à profundidade do perfil solo/paleoturfa.....	36

LISTA DE TABELAS

TABELA 1. Densidades das camadas e ou horizontes do perfil solo/paleoturfa.....	28
TABELA 2: Resultados das datações e composições isotópicas realizadas na matéria orgânica do solo e paleoturfa.....	30
TABELA 3. Composição isotópica do carbono de plantas coletadas em torno do perfil solo/paleoturfa.....	33
TABELA 4. COT e variação do $\delta^{13}\text{C}$ na fração humina extraída do material de solo e paleoturfa do perfil.....	34

RESUMO

MELO JÚNIOR, HELIOMAR BALEIRO DE. **Paleoturfa associada à evolução da drenagem/paisagem em uma vertente de vereda no Triângulo Mineiro.** 2015. 56p. Tese. (Doutorado em Agronomia) – Universidade Federal de Uberlândia–MG¹

Paleoturfa associada à evolução da drenagem/paisagem em uma vertente de vereda no Triângulo Mineiro

Este estudo teve por base uma sequência solo/paleossolo exposta por um corte (perfil) aberto na borda de uma voçoroca à margem direita do ribeirão Beija Flor, próximo à sua nascente ($19^{\circ} 21' 29,8''$ S e $47^{\circ} 58' 47,8''$ W), no município de Uberaba, MG. O solo se enquadra na classe Cambissolo Háplico, mas apresenta caráter Ácrico e, no 4º nível, é plitossólico. O paleossolo se refere a uma paleoturfa. Os eventos geomorfológicos que marcaram a evolução da paisagem local, dentre os quais a inumação da turfa, a paleodrenagem e a drenagem atual, a presença de solos policíclicos e a fitogeografia, suscitou o propósito de desenvolver este estudo tendo por objetivo reconhecer a vegetação pretérita e sua evolução para o quadro atual, bem como o clima/pedoclima neste passado geológico recente. Assim, este estudo foi, essencialmente, direcionado à datação do carbono e da composição isotópica do carbono da matéria orgânica do solo, da paleoturfa e das plantas dominantes em torno. Amostras de solo e paleoturfa foram coletadas a cada 10 ou 20 cm com auxílio de pá de corte e faca, até a profundidade de 380 cm, para a realização de análises isotópicas e para a datação pelo método do ^{14}C . O perfil solo/paleoturfa também foi descrito morfologicamente, amostrado e caracterizado de acordo com atributos físicos e químicos. Foram coletadas amostras (folhas) das espécies vegetais de maior ocorrência num raio de aproximadamente 50 metros em torno do perfil. Estas plantas foram identificadas e submetidas à caracterização da composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) e determinação dos teores de carbono orgânico total (COT). A base da paleoturfa apresentou idade aproximada de 20.272 anos cal AP (anos calendário antes do presente, tendo como presente o ano de 1950) enquanto, no topo desta mesma turfa a idade foi estimada em 16.636 anos cal AP, indicando que num intervalo de aproximadamente 3.636 anos houve condições para a formação da turfa (Organossolo), durante o domínio de plantas de ciclo fotossintético C₄. Após o período de inumação da turfa por sedimentos minerais, as condições hidromórficas prevaleceram por tempo suficiente para ocorrer a gleização deste material, período este que foi favorável ao domínio de plantas C₄. O lapso de tempo em que começou a melhoria da drenagem (aprofundamento do lençol freático) e, consequentemente, plantas C₄ começaram a coexistir com plantas C₃ foi até, no mínimo, 378 anos cal AP. É a partir de quando os dados indicam um enriquecimento isotópico em ^{13}C na matéria orgânica do solo resultante da ocupação mais efetiva de plantas C₃. Atualmente há em torno do perfil vegetação de ciclo fotossintético C₃ e C₄, sendo que o $\delta^{13}\text{C}$ variou entre -30,23‰, valor isotópico da espécie *Pterodon pubescens* (Benth.) Benth., que é uma Fabaceae típica de cerrado, e é menos enriquecida em ^{13}C em aproximadamente 19‰ em relação à espécie vegetal amostrada mais enriquecida em ^{13}C (-10,81‰) que é o valor isotópico da espécie *Elionurus* sp, uma Poaceae típica de regiões higrófilas com ciclo fotossintético C₄.

Palavras-chave: paleossolo, evolução da paisagem, composição isotópica, datação pelo método do ^{14}C , plantas de ciclo fotossintético C₃ e C₄.

¹ Orientador: Dr. Gilberto Fernandes Corrêa - UFU

ABSTRACT

MELO JÚNIOR, HELIOMAR BALEIRO DE. **Paleoturf associated evolution of drainage/landscape in a creek bed of Triângulo Mineiro.** 2015. 56p. Thesis. (Doctorate in Agriculture) – Universidade Federal de Uberlândia–MG²

Paleoturf associated evolution of drainage/landscape in a creek bed of Triângulo Mineiro

This study was based on a sequence soil/paleosoil exposed by a profile cut on the side of a gully on the right side of creek Beija Flor, near its spring ($19^{\circ} 21' 29,8''$ S e $47^{\circ} 58' 47,8''$ W), in the county of Uberaba, MG. The soil is classified as a Ustept, presenting Acric character and, at the 4th level, it is Plinthic, (Plinthic "Acrustept"). The paleosoil refers to a paleoturf. The geomorphological events that marked the evolution of local landscape, among which the peat burial, the paleodrainage and the present drainage, the presence of polycyclic soils and the phytogeography, led to this study, recognizing past vegetation and its evolution present Day, as well as the climate/pedoclimate in such recent geological past. Thus, this study was, essentially directed to carbon dating and the carbon isotopic composition in the soil organic matter, in the paleoturf and in the dominant plants surrounding the study site. Samples of soil and paleoturf were collected every 10 or 20 cm with a cutting shovel and knife, until the depth of 380 cm, for the isotope analyses and for dating by the method of ^{14}C . The soil/paleoturf profile was described morphologically, sampled and characterized according to its physical and chemical properties. Leaf samples of the most frequent plant species were collected in a radius of approximately 50 meters around the profile site. These plants were identified and subjected to characterization of isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$) and determination of total organic carbon (TOC) contents. The paleoturf base presented approximate age of 20,272 cal years BP (calendar years before the present, based on present as year 1950) while the estimated age for the top of the same turf was estimated in 16,636 cal years BP, indicating that, in the interval of approximately 3,636 years, conditions for peat formation (organosoil) were present, during the dominion of C₄ photosynthesis cycle plants. After the period of peat burial by mineral sediments, hydromorphic conditions prevailed for a period long enough for gleyization of this material, which was also favorable for the domination of C₄ plants. The time lapse in which drainage improved (deepening of the water table) and, consequently, C₄ plants started to co-exist with C₃ plants was, at least, 378 cal years BP. That is the period in which data show a ^{13}C isotope enrichment in the soil organic matter, resulting from a more effective occupation by C₃ plants. Presently, there is a vegetation of C₃ and C₄ cycle the profile, and $\delta^{13}\text{C}$ varied from $-30.23\text{\textperthousand}$, isotope value for the species *Pterodon pubescens* (Benth.) Benth., which is a typical Fabaceae from the cerrado, and is less rich in ^{13}C by approximately $19\text{\textperthousand}$ in relation to the most enriched plant species in ^{13}C ($-10.81\text{\textperthousand}$), which is the isotope value of *Elionurus* sp., a typical Poaceae of hydrophilic regions, with C₄ photosynthesis cycle.

Keywords: paleosoil, landscape evolution, isotope composition, dating by ^{14}C method, C₃ and C₄ photosynthesis cycle plants.

² Supervisor: Dr. Gilberto Fernandes Corrêa – UFU

CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES E LEITURA DA PAISAGEM

No Brasil Central encontram-se os divisores das grandes bacias hidrográficas do território brasileiro. Estes divisores são formados por chapadões, os quais são planaltos dissecados, testemunhos da superfície elaborada pelo ciclo geomorfológico sul-americano (KING, 1957). Esta sedimentação, que constitui o Grupo Bauru, é do Cretáceo Superior (BRAUN, 1971) e sua cobertura de natureza muito argilosa é de cronologia cenozóica (Eoceno), (CHISRTOFOLETTI, 1966; TOLEDO et al., 2000). Este longo ciclo de aplainamento inumou a rede de drenagem pré-existente e, posteriormente, num clima úmido, criou um ambiente de drenagem indecisa, responsável pela segregação da cobertura muito argilosa e pelo perfeito aplainamento desta superfície de cimeira que situa-se em torno de 1000 m de altitude, no município de Uberaba, MG.

Em parte desta superfície sedimentar, na região do Alto Paranaíba, Davino (1983) estudou a configuração topográfica da superfície pré-existente (cretácica) e constatou que esta era menos acidentada que a atual e entalhada por vales amplos, porém pouco profundos. Estes vales, inumados pela sedimentação do ciclo geomorfológico sul-americano, vem sendo retomados pela drenagem atual, num processo de reativação da drenagem anterior.

A presença de turfa inumada (paleoturfa) na porção inferior de algumas vertentes, em cabeceiras de drenagem (veredas), tem sido constatada na bacia do rio Araguari, região do Triângulo Mineiro. O quadro paisagístico observado nestes locais (cabeceiras de drenagem) mostra com clareza o efeito dos falhamentos no basalto (são numerosas as cachoeiras na região) devido uma reativação tectônica (BENTO; RODRIGUES, 2011 apud FELTRAN FILHO, 1997). O Radanbrasil (1983, p. 215), em sua Folha SE.22-Z-B (Uberlândia), também registra as falhas no basalto e as inúmeras cachoeiras nesta região. Segundo Bastos da Silva (2004) houve no período Neógeno a reativação de antigas estruturas tectônicas de falhas e fraturas. São palavras deste autor:

“As falhas mapeadas e interpretadas nos perfis geológicos sugerem relacionar-se a este episódio neotectônico [...] o abatimento escalonado de blocos de sul para norte e de leste para oeste. Foi nesse contexto que se formaram as cachoeiras, a partir do Pleistoceno. [...] Os dados disponíveis na Bacia do Paraná também são indicativos de idade pleistocênica para as cachoeiras dos maiores rios da bacia, desde 1 milhão e 500 mil a 2 milhões de anos até possivelmente 500 mil anos atrás, ou menos. A modelagem do relevo e sua evolução durante o Cenozóico, culminando com o aparecimento das grandes cachoeiras, possibilitam situá-las seguramente no Pleistoceno.”

A reativação da drenagem em consequência do rebaixamento do nível de base promoveu o aprofundamento da rede de drenagem e rebaixou o lençol freático. Isto acelerou o processo erosivo à montante, causando a instabilidade de vertentes que resultou no deslocamento de material pedogenizado que acumulou no sopé de encostas inumando turfeiras existentes em vales incipientes (veredas). Em outros locais (vales mais encaixados – rio Araguari) houve a formação de bolsões coluviais no terço inferior de vertentes. Estas coluviações teriam ocorrido num clima semiárido, atribuído às regiões tropicais durante as glaciações pleistocênicas (BIGARELA; ANDRADE, 1965). Após os episódios coluviais deve ter havido um clima bem mais úmido que o atual, durante o qual teria ocorrido a gleização dos solos de origem coluvial em torno dos vales amplos e rasos. Nesta fase, o maior volume de água e a maior eficiência erosiva da drenagem deram origem a vales embutidos, comuns em áreas sedimentares nesta região, particularmente no vale do ribeirão Bom Jardim. Após esta fase de clima úmido, instalou-se um clima menos úmido que perdura e iniciou-se então o recuo da drenagem, evidente pelo paleohidromorfismo presente à montante de onde atualmente se encontram as ressurgências do lençol freático.

1. INTRODUÇÃO

Estudos paleoambientais possibilitam reconstituir por meio do estudo da matéria orgânica dos solos, mais especificamente da fração humina, a vegetação pretérita de uma determinada região e com os resultados fazer inferências sobre o possível clima quando da formação daquela matéria orgânica, permite futuras previsões e geram informações que possibilitam correlacionar diferentes eventos que ocorreram em um passado geológico recente.

Tais inferências sobre o clima no passado e o tipo de vegetação predominante na época são possíveis com o auxílio de estudos do ^{14}C e da composição isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}$).

O estudo do ^{14}C desenvolvido por Libby et al. (1949), pode ser através de proporcionais gasosos e emprego de cintilação líquida ou através da própria contagem dos átomos de ^{14}C , sendo o primeiro método responsável em determinar a atividade do ^{14}C , através do decaimento radioativo e o segundo com o objetivo de mensurar os átomos de ^{14}C existentes em uma determinada amostra, sendo a técnica denominada AMS (Accelerator Mass Spectrometry) (PESSENDA et al., 1996).

O ^{14}C é constantemente produzido na alta atmosfera quando da ação da radiação cósmica com os átomos de ^{14}N , onde há a incorporação de um nêutron ao átomo de ^{14}N , que acaba liberando um próton e se transformando em ^{14}C , o qual é oxidado à $^{14}\text{CO}_2$ e incorporado aos tecidos vegetais por meio da fotossíntese, bem como os isótopos estáveis do carbono, ^{13}C e ^{12}C (BROECKER, 2003).

De acordo com Broecker (2003), ao longo da vida, plantas e animais vão assimilando e incorporando o ^{14}C nos seus tecidos e a partir da morte deste ser vivo não há mais entrada de ^{14}C , o qual começa a decair, onde em um período de aproximadamente 5.730 anos que é denominado meia vida física este cai à metade de sua concentração inicial, permitindo assim que através da mensuração deste decaimento radioativo obtenha-se a idade da “morte” do objeto de estudo.

Para contribuir com os estudos paleoambientais, além da determinação da idade do material há a necessidade em se conhecer a origem do material vegetal quando daquela formação, e isto é possível com a verificação da composição isotópica do carbono presente na matéria orgânica do material, que de acordo com Bender (1971), cada ciclo fotossintético seja ele C_3 ou C_4 , apresenta características ecológicas particulares que permitem a distinção entre os materiais em estudos.

Alguns outros estudos como o desenvolvido por Troughton et al. (1974) afirmam que conhecendo a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do carbono orgânico no solo pode-se concluir da possível presença ou ausência de plantas com diferentes ciclos fotossintéticos e fazer registros com relação à alterações de vegetação e inferir sobre o paleoclima de uma determinada região.

Embora este trabalho se concentre em um sítio, as observações e registros remontam a estudos preliminares onde dados obtidos por datação da matéria orgânica pelo método do ^{14}C em outras amostras de paleoturfa (CEN - 1016; CEN – 1017) e paleovertissolo (CEN – 1013) coletadas nesta região, indicam a existência de um período de clima mais úmido que o atual que teve início por volta de 40.230 anos cal AP. (GOMIDE, 2007) e são de amplitude regional.

Assim, o propósito deste trabalho é estabelecer a conexão de eventos que impôs, em consequência de falhamentos no basalto, uma reativação da drenagem e, consequentemente, causou a desestabilização de vertentes que, por erosão superficial, produziram colúvios que inumaram turfeiras na borda de veredas ou preencheram bolsões no terço inferior de vertentes em vales encaixados. Buscou não se limitar a um ou outro componente da paisagem, assim registrando o paleohidromorfismo decorrente da retração da drenagem devido ao aprofundamento do lençol freático, responsável pela presença de solos poligenéticos em posições bem definidas. Associado às mudanças pedoambientais, a dinâmica da cobertura vegetal é o foco principal deste estudo por permitir estabelecer a cronologia aproximada dos eventos concatenados que direcionaram a evolução de vertentes em áreas sedimentares desta região, durante um passado geológico recente.

HIPÓTESE

Na região do Triângulo Mineiro - MG, a reativação da drenagem em resposta aos faltamentos ocorridos no basalto no final do período Neogeno causou, no Pleistoceno Superior, certamente em condições de clima mais úmido que o atual, o aprofundamento da rede de drenagem, estreitou o leito maior de vales abertos (veredas), desestabilizou vertentes e promoveu a deposição de colúvios na base destas encostas, eventualmente inumando turfeiras em vales incipientes. Este quadro paisagístico, bem exemplificado em outros sítios do Triângulo Mineiro, traduz uma sequência de eventos que certamente exerceu papel relevante na evolução pedogeomorfológica e, localmente, da fitogeografia, em áreas sedimentares de drenagem incipiente nesta região.

Estes sítios apresentam, portanto, valiosos registros de eventos que podem ser situados cronologicamente mediante a datação pelo ^{14}C associado à composição isotópica do carbono da matéria orgânica da vegetação que coexistiu com as variações pedoambientais neste lapso de tempo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica primeiramente apresenta a base teórica da datação por ^{14}C . Na sequência é feito uma abordagem sobre fotossíntese e os ciclos fotossintéticos das plantas C₃ e plantas C₄ que será útil na interpretação de alguns resultados. A distinção de ambiente favorável à sobrevivência das plantas C₃ e C₄ também é abordado nesta revisão. É feito ainda um levantamento da utilização dos isótopos estáveis do carbono na matéria orgânica na dinâmica de uma vegetação.

2.1 Datação por ^{14}C

O método de datação por ^{14}C foi desenvolvido por Willard Frank Libby, em 1949 (LIBBY et al., 1949).

A base do método se dá na contínua produção do carbono radioativo (^{14}C) na alta atmosfera, onde há interação de nêutrons cósmicos com átomos de nitrogênio (^{14}N) através da reação ($\text{nêutron} + ^{14}\text{N} \rightarrow ^{14}\text{C} + \text{próton}$), na qual o átomo de nitrogênio perde um próton e ganha um nêutron, convertendo-se em ^{14}C (BROECKER, 2003).

Como o ^{14}C é instável ele sofre decaimento radioativo, onde em um período de aproximadamente 5.730 anos ele decai à sua metade, e este período é denominado meia-vida física. No decaimento, um átomo de ^{14}C emite um elétron (partícula beta), um nêutron é convertido em um próton, originando um átomo de ^{14}N (BROECKER, 2003).

O ^{14}C então é oxidado à $^{14}\text{CO}_2$ e entra no ciclo do carbono, sendo absorvido por plantas e animais. Neste mesmo ciclo entram os isótopos estáveis do carbono, o ^{13}C e ^{12}C . Como a taxa de produção de ^{14}C na alta atmosfera é tido como relativamente constante, a relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C} \approx 1,3 \times 10^{-12}$ encontrada no estoque de carbono atmosférico é muito próxima àquela encontrada nos organismos vivos (BROECKER, 2003; NAVE, 2006).

Durante toda a vida as plantas e os animais assimilam e incorporam em seus tecidos os diferentes isótopos do carbono, mantendo enquanto vivem a relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, porém com a morte destes a entrada de carbono e consequentemente do ^{14}C cessa e com o tempo começa a decair (BROECKER, 2003).

De acordo com Broecker (2003), o método de datação por meio do ^{14}C fundamenta-se na mensuração da quantidade de ^{14}C radioativo restante em materiais de origem orgânica. Com a medição da quantidade de ^{14}C é possível calcular o tempo decorrido desde a morte do organismo, conforme a seguinte expressão:

$$N = N_0 [2^{-(t/T_{1/2})}]$$

Onde: N é o número de átomos de ^{14}C que ainda não se desintegraram;

N_0 é o número de átomos presentes no instante $t = 0$

$T_{1/2}$ é a meia-vida do ^{14}C

t é o intervalo de tempo

Como a meia-vida do ^{14}C é de aproximadamente 5.730 ± 30 anos e o método de datação por ^{14}C permite datar materiais com idade de até aproximadamente dez meias-vidas físicas, ou seja, algo em torno de 57.300 anos AP (isto é, aproximadamente 60.000 anos antes do presente, sendo o presente o ano de 1950) (PESSENDA et al., 1998).

A atividade de ^{14}C de uma amostra é determinada empregando-se contadores proporcionais gasosos, espectrômetros de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (PESSENDA; CAMARGO, 1991). Nessa técnica, quanto menor a radioatividade detectada, menor a quantidade de ^{14}C e “mais velha” será a amostra. Outra técnica que permite a datação por ^{14}C se dá através da contagem dos próprios átomos de ^{14}C existentes na amostra. Esta técnica é mais recente que a anterior e é denominada AMS (Accelerator Mass Spectrometry). A técnica AMS permite a datação de materiais mais antigos, utilizam menores quantidades de amostra e apresenta menor erro (BROECKER, 2003).

Porém há imperfeições na escala de tempo obtidas com datações ao ^{14}C , e De Vries (1958) foi o primeiro a detectar tais problemas, verificando que as idades obtidas não correspondiam àquelas de calendário conhecidas para algumas amostras. Foi atribuído pelo pesquisador que tais desvios se davam devido às alterações na relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ do CO_2 atmosférico, geralmente causadas por variações no fluxo de raios cósmicos para a atmosfera terrestre (BROECKER, 2003).

Esta descoberta deu impulso e permitiu estudos para a calibração das idades obtidas pelas datações pelo ^{14}C com os anos de calendário. A dendrocronologia (estudo dos anéis de crescimento de árvores) auxiliou muito nestes estudos e serve como fonte de comparação das idades de ^{14}C com anos de calendário. Esta calibração é aplicada a amostras de origem terrestre, cuja fonte de CO_2 é a atmosfera (REIMER et al., 2009). As idades não calibradas obtidas pela datação ao ^{14}C são expressas pela unidade antes

do presente (anos AP) enquanto que as idades calibradas são expressas pela unidade anos calendário antes do presente (anos cal AP).

Terminada a segunda guerra mundial, as duas potências vencedoras Estados Unidos da América e a antiga União das Repúblicas Socialistas Soviéticas – URSS dispunham de uma enorme variedade de armas, tanques, aviões e também armas químicas até então não utilizadas em batalhas. E como estas duas potências tinham um receio recíproco de que o inimigo passasse à frente na produção de armas, provocando um desequilíbrio no cenário internacional, começaram vários testes nucleares o que causaram aumento da concentração de ^{14}C na atmosfera. Em janeiro de 1963 a concentração de ^{14}C na atmosfera havia dobrado em relação ao período anterior aos testes nucleares (BROECKER, 2003). Como consequência da alteração na relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ causada pelo ^{14}C de origem antrópica, as idades obtidas pelas datações ao carbono radioativo (^{14}C) consideram o ano de 1950 como o presente.

A realização de datação por ^{14}C em estudos de reconstituição paleoambiental no Quaternário é de extrema importância, uma vez que os resultados permitem fazer inferências a eventos ocorridos no passado a partir da datação de materiais orgânicos, tornando-se uma poderosa ferramenta em estudos arqueológicos e em investigações sobre paleoclimas recentes (TEIXEIRA et al. 2009).

2.2 Ciclo Fotossintético

A fotossíntese é o único processo de importância biológica que consegue sintetizar um composto orgânico utilizando a luz, e esta síntese se dá em duas etapas, uma fotoquímica que depende da luz para produzir energia redutora nos cloroplastos, em pigmentos fotossintetizantes como a clorofila, para a conversão em energia química de ligação, e outra etapa basicamente não dependente da luz, onde a energia química produzida na etapa anterior é utilizada na redução do carbono e ligação deste a uma molécula orgânica (RAVEN et al., 1996).

As diferenças fisiológicas existentes entre as plantas C_3 e C_4 possuem implicações ecológicas, que variam de acordo com as condições ambientais. Além disso, podem resultar em diferenças nas composições isotópicas de carbono da matéria orgânica vegetal, principalmente entre plantas C_3 e C_4 (BUSO JÚNIOR, 2010).

2.2.1 Ciclo de Calvin – Benson (ciclo C₃)

Todos os eucariotos fotossintetizantes, da alga mais primitiva até a angiosperma mais avançada, reduzem o CO₂ a carboidratos pelo mesmo mecanismo básico: o ciclo fotossintético de redução do carbono, originalmente descrito para as espécies C₃ (o ciclo de Calvin - Benson). Outras rotas metabólicas associadas com a fixação fotossintética do CO₂, tal como o ciclo fotossintético C₄ de assimilação do carbono, são auxiliares e dependentes do ciclo de Calvin - Benson (TAIZ; ZEIGER, 2004).

No ciclo de Calvin - Benson, CO₂ e água são combinados enzimaticamente com uma molécula aceptora contendo cinco átomos de carbono (Rubisco), para gerar duas moléculas de um intermediário com três carbonos. Este intermediário (3-fosfoglicerato) é reduzido à carboidrato, utilizando o ATP e o NADPH gerados fotoquimicamente. O ciclo é completado pela regeneração do aceptor de cinco carbonos (ribulose – 1,5-bifosfato, enzima denominada Rubisco) (TAIZ; ZEIGER, 2004).

A Rubisco apresenta função carboxilase e oxigenase, e o que controla sua ação são: concentração de CO₂, intensidade luminosa e temperatura (KERBAUY, 2004).

As plantas que utilizam apenas do ciclo de Calvin para a redução do CO₂ à carboidrato são denominadas plantas C₃, devido ao fato de o primeiro composto estável formado ser uma triose (RAVEN et al., 1996).

2.2.2 Via de Hatch – Slack (Via C₄)

O mecanismo concentrador de CO₂ das plantas C₄ baseia-se num ciclo de carboxilação e descarboxilação que se distribui entre dois tipos diferenciados de células fotossintéticas: as células do mesófilo e as células da bainha perivascular. As células do mesófilo e da bainha perivascular apresentam diferenças notáveis em suas propriedades bioquímicas, fisiológicas e estruturais. A anatomia do tipo Kranz (termo alemão que significa coroa), permite as adaptações bioquímicas que otimizam a concentração de CO₂ nas células da bainha, minimizando assim perdas por difusão (KERBAUY, 2004).

As espécies C₄ são predominantemente tropicais e subtropicais, ocorrendo em 18 famílias de plantas superiores. Menos de 1% das angiospermas são plantas C₄, e a maioria das espécies são monocotiledôneas, principalmente gramíneas e ciperáceas. Entretanto, mais de 300 espécies C₄ são dicotiledôneas (LEEGOOD, 1993).

Nas plantas C₄ a reação de carboxilação e redução do CO₂, ocorrem nas células do mesófilo foliar por ação da enzima PEP-carboxilase, a qual não apresenta atividade

oxigenase como a Rubisco, formando o primeiro composto estável com quatro átomos de carbono o ácido oxalacético que é rapidamente convertido a ácido málico – malato, daí o nome da via C₄, também denominado via de Hatch – Slack. Mas nas células da bainha ocorre normalmente o ciclo de Calvin – Benson com a participação da enzima Rubisco (TAIZ; ZEIGER, 2004).

2.2.3 Fisiologia comparada das plantas C₃ e C₄

Um dos parâmetros mais importantes na diferenciação das plantas C₄ das C₃ refere-se à capacidade dos tecidos das espécies C₄ de concentrarem o CO₂ atmosférico nos sítios de produção de carboidratos, ou seja, nas células da bainha foliar (RAVEN et al., 1996).

Ambas as plantas apresentam o processo de fotorrespiração ativo, se bem que com intensidade diferente, mas as plantas C₄ têm a capacidade de capturar o CO₂, no seu caminho em direção à atmosfera externa, pela reação da PEP-carboxilase, que mostra grande afinidade com o CO₂. Desta maneira, estas plantas não perdem CO₂ para a atmosfera, e o sistema de descarboxilação do malato e do oxaloacetato, que ocorre na bainha vascular, contribui para o aumento da quantidade de CO₂ disponível no sítio da enzima Rubisco (KERBAUY, 2004).

De maneira geral as plantas C₄ apresentam elevada resistência dos estômatos ao fluxo de CO₂ e de vapor d'água que ocorre entre a folha e a atmosfera externa. Entretanto, devido a grande afinidade da enzima PEP-carboxilase com o seu substrato, o CO₂, as células têm a capacidade de assimilar o CO₂ com bastante eficiência, ao mesmo tempo, que restringem a perda de água através da transpiração. Assim, estas plantas chegam a apresentar 50% mais eficiência na utilização da água para produção de matéria seca (TAIZ; ZEIGER, 2004).

Em geral, as plantas C₄ fazem fotossíntese tanto mais eficiente quanto mais elevada for a intensidade luminosa sem, portanto, apresentar uma saturação na assimilação de CO₂, como ocorre nas plantas C₃ em condições de iluminação relativamente baixa (1/3 da intensidade luminosa máxima). Isso evidencia a maior capacidade das plantas C₄ em enfrentarem competição que se estabelece em comunidades vegetais muito densas, nas quais pode ocorrer limitação do CO₂ para fotossíntese (RAVEN et al., 1996).

A intensidade luminosa é um dos principais fatores que governam a taxa de fotossíntese. Existe uma relação direta entre intensidade luminosa e fotossíntese, desde que não haja outros fatores limitantes. Ou seja, a fotossíntese aumenta à medida que aumenta a intensidade luminosa, até atingir um ponto de saturação. Este ponto de saturação indica que há outros fatores que limitam a fotossíntese, principalmente CO₂. Percebe-se que as plantas C₃ se saturam a intensidades luminosas mais baixas que as plantas C₄, indicando que a enzima responsável pela captação de CO₂ nas C₄ é mais eficiente na sua atividade, podendo ir a intensidades luminosas mais altas sem saturação (KERBAUY, 2004).

2.2.4 Composição isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) resultante dos ciclos fotossintéticos e dinâmica da vegetação com base no estudo de isótopos estáveis do carbono

Os átomos ¹³C e ¹²C são isótopos estáveis do carbono, sendo o ¹²C o mais abundante (98,89%), contra 1,11% de ¹³C (MORRISON; BOYD, 1990).

A composição isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) das amostras analisadas em um espectrômetro de massas é medida em comparação com a composição isotópica do padrão Viena Pee Belemnite – VPDB, um molusco fóssil. A razão molar ¹³C/¹²C do padrão VPDB é igual a 0,01124 (FARQUHAR et al., 1989).

A composição isotópica de uma amostra (δ amostra) em comparação com o padrão VPDB é dada pela expressão:

$$\delta_{\text{amostra}} = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}}}{R_{\text{PDB}}} = \frac{R_{\text{amostra}}}{R_{\text{PDB}}} - 1$$

Assim δ amostra indica o desvio da razão ¹³C/¹²C da amostra (R_{amostra}) em relação à razão ¹³C/¹²C do padrão VPDB (R_{PDB}). Por envolver números geralmente pequenos, é costume na literatura multiplicar o resultado obtido na expressão anterior por mil (BUSO JÚNIOR, 2010).

$$\delta_{\text{amostra}} = \frac{R_{\text{amostra}}}{R_{\text{PDB}}} - 1 \times 1000$$

A composição isotópica destes diferentes ciclos fotossintéticos é em geral, resultado de propriedades bioquímicas distintas entre plantas C₃ e C₄ na fixação primária de CO₂; de limitações de difusão de CO₂ no interior dos tecidos foliares e da diferença de pressão de CO₂ entre o interior dos estômatos com a atmosfera (PESSENCIA et al., 1998; OLIVEIRA et al., 2002).

Para Bender (1971), de acordo com a composição isotópica do carbono presente na matéria orgânica em plantas C₃ e plantas C₄, cada qual com suas características ecológicas particulares. Em plantas C₃ o $\delta^{13}\text{C}$ normalmente está entre -33‰ e -22‰; e plantas de ciclo fotossintético C₄, com $\delta^{13}\text{C}$ entre -20‰ e -10‰.

Devido à pequena troca no valor de $\delta^{13}\text{C}$ PDB das plantas durante sua decomposição, o $\delta^{13}\text{C}$ do carbono orgânico do solo integra a contribuição relativa dos diferentes ciclos fotossintéticos para o reservatório do carbono orgânico do solo. Como resultado, o $\delta^{13}\text{C}$ do carbono orgânico do solo pode ser utilizado para documentar troca de vegetação em solos modernos e paleossolos (PESSENCIA et al., 1998).

A razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do carbono orgânico do solo reflete informações da possível presença ou ausência de plantas com ciclos fotossintéticos C₃ e/ou C₄ em comunidades de plantas do passado, o que permite registros com relação às mudanças de vegetação e inferências paleoclimáticas (TROUGHTON et al., 1974).

2.3 Os isótopos do carbono na matéria orgânica dos solos (MOS)

A MOS, que provém quase exclusivamente da vegetação de cobertura, aparece como um testemunho dos eventos climáticos que ocorreram nos últimos milhares de anos. Com a aplicação dos isótopos estáveis do carbono (^{12}C e ^{13}C) é possível determinar a origem dessa matéria orgânica (plantas C₃, C₄ ou mistura de plantas), enquanto a datação por ^{14}C fornece a cronologia dos eventos. Tais informações têm sido usadas para estimar taxas de recobrimento da matéria orgânica dos solos (CERRI et al., 1985), registrar mudanças de vegetação e inferir mudanças climáticas (DESJARDINS et al., 1996; MARTINELLI et al., 1996; PESSENCIA et al., 1996; PESSENCIA et al., 1998; PESSENCIA et al., 2001; PESSENCIA et al., 2005; VIDOTTO, 2007).

Com respeito ao sistema solo-planta, a composição dos isótopos do carbono ($\delta^{13}\text{C}$ ou $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) da matéria orgânica dos solos contém informações quanto à presença ou ausência de espécies de plantas C₃ (valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$, valores entre -33‰ e -22‰) e C₄ (valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$, valores entre -20‰ e -10‰) em

comunidades de plantas passadas, e a contribuição relativa destas à produtividade primária através do tempo. Como estes ciclos fotossintéticos são fisiologicamente e ecologicamente distintos, as trocas na relação C₃-C₄ implicam em modificação de estrutura e função dos ecossistemas. Análises isotópicas do carbono orgânico do solo têm sido utilizadas para refinar o entendimento das interações vegetação-clima (GUILLET et al., 1988; PESSENDÁ et al., 1996; PESSENDÁ et al., 2005; GOUVEIA et al., 2002).

Como a matéria orgânica dos solos é formada por múltiplos reservatórios com movimentação (turnover) desde 10 a milhares de anos, estes estudos são possíveis em várias escalas de tempo. Além disso, a matéria orgânica é preservada em paleossolos por milhares de anos, tornando possível o uso desta metodologia em estudos paleoambientais (BOUTTON, 1996).

A mineralização da matéria orgânica e processos associados com a formação do húmus em solos, induz pequenas variações da abundância de ¹³C. Geralmente os horizontes mais profundos são 1 a 3‰ mais ricos em ¹³C do que o topo do perfil (STOUT et al., 1981).

Este enriquecimento da MOS com a profundidade pode ser devido a: (i) alteração da composição isotópica da vegetação com o tempo, como consequência de variações recentes no conteúdo de ¹³C no CO₂ atmosférico; (ii) uma possível decomposição diferencial dos componentes bioquímicos das plantas e (iii) um fracionamento isotópico durante a mineralização da matéria orgânica. Este enriquecimento, sendo sempre menor que 4‰, não é grande o suficiente para mascarar a diferença de 14‰ entre a serrapilheira de plantas C₃ e C₄ (BOUTTON, 1996; BOUTTON et al., 1998).

A MOS é formada por diferentes elementos com idades diferentes (CAMPBELL et al., 1967), sendo a humina a fração orgânica mais estável da matéria orgânica e também a que apresenta melhor representatividade da idade do solo (BALESTENT, 1987). A validade da datação da humina foi verificada por comparações com a idade de fragmentos de carvão coletados em profundidades similares em diferentes regiões do Brasil, uma vez que são considerados materiais biologicamente inertes e fisicamente estáveis em relação a trocas isotópicas com o ambiente (PESSENDÁ et al., 2001).

2.4 Carbono Orgânico Total (COT)

A concentração de COT descreve a abundância da matéria orgânica presente no solo. Este valor é influenciado pela produção inicial de biomassa e seu grau de degradação, integrando, portanto, as diferentes origens da matéria orgânica. Sua concentração representa a fração da matéria orgânica que escapou da remineralização. Geralmente, a matéria orgânica apresenta em média 50% de carbono, portanto, o valor da matéria orgânica presente no solo é aproximadamente o dobro do valor de COT (MEYERS, 2003).

2.5 Paleossolos

A paleopedologia é o estudo de solos antigos e apresenta como objeto de estudo solos enterrados e/ou incorporados a sequências sedimentares, ou ainda formados em superfícies de relevos pretéritos (ANDREIS, 1981) e que mesmo permanecendo na superfície e sofrido influências por mudanças ambientais posteriores (RETALLACK, 1990), evidenciam condições passadas do ambiente, com registros sobre ações do clima, vegetação predominante, topografia, intensidade de pedogênese e taxas de sedimentação quando da sua formação (WRIGHT, 1992; KRAUS, 1992).

Segundo Andreis (1981), paleossolos são solos que se formaram em superfícies de relevo do passado, já para Meyer (1987) paleossolos são solos cujas condições responsáveis por sua gênese não são mais vigentes atualmente.

Andreis (1981) propõe uma classificação de paleossolos, como sendo uma primeira e mais simples tipologia, onde este autor reconhece três grandes tipos de paleossolos: reliquiais; soterrados e exumados. Os reliquiais correspondem àqueles que permaneceram expostos desde a sua formação até os dias atuais e neste sentido suas propriedades resultam da somatória de processos pedológicos superpostos que se sucederam ao longo do tempo. Os soterrados foram formados em superfície de relevo pretérito e foram recobertos por depósitos sedimentares, daí a não atuação da pedogênese atual e consequente preservação das suas características pedológicas. Já os exumados são aqueles que já estiveram soterrados e preservaram as condições pedológicas, porém com o tempo foram expostos por erosão dos materiais sobrepostos e sofreram ação de nova pedogênese.

Neste sentido o estudo de paleossolos é algo que demanda o uso dos isótopos estáveis do carbono obtidos na matéria orgânica para fazer alusão ao tipo de vegetação e

clima em condições passadas, permitindo assim um entendimento mais amplo da dinâmica paleoclimática de uma determinada região (BOUTTON et al., 1993; BOUTTON et al., 1994).

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

A paleoturfa em questão foi exposta em uma voçoroca situada à margem direita do curso superior do ribeirão Beija-flor. O local em que foi aberto o perfil solo/paleoturfa apresenta as coordenadas geográficas de 19° 21' 29,8" de latitude Sul e 47° 58' 47,8" de longitude Oeste, com altitude em torno de 950 m, município de Uberaba-MG. Esse ribeirão é afluente do rio Uberabinha que é tributário da margem esquerda do rio Araguari e, este por sua vez, desagua no rio Paranaíba, bacia do rio Paraná. Na Figura 1 é apresentada uma vista geral da área em estudo.

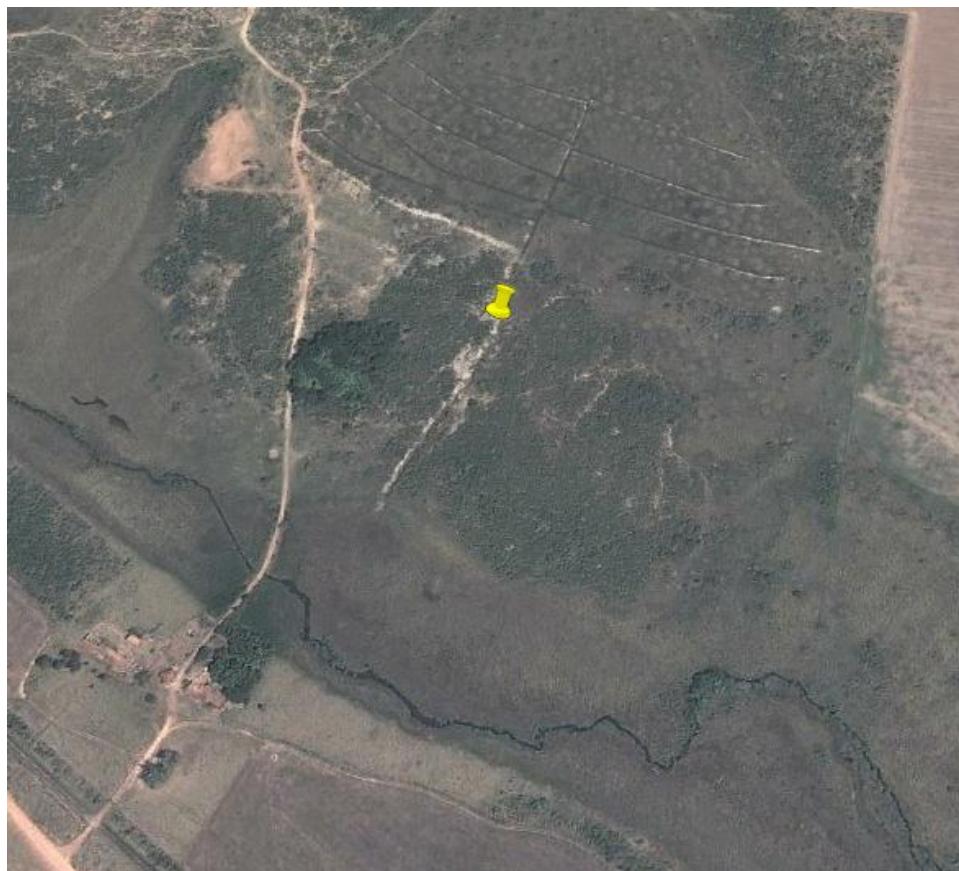


FIGURA 1. Vista geral do sítio focado neste estudo.

3.2 Solo/paleoturfa

O solo encontrado sobre a paleoturfa é um Cambissolo Háplico que, por apresentar caráter ácrico, não se enquadra no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) (EMBRAPA, 2013). Apresenta caráter plíntico e, portanto, é plintossólico no 4º nível categórico. O horizonte A é do tipo moderado e a textura é

muito argilosa. A vegetação é do tipo cerrado tropical subcaducifólio e o relevo é suave ondulado.

A paleoturfa, de acordo com o SiBCS (EMBRAPA, 2013), corresponde a um Organossolo Háplico sáprico típico.

3.3 Clima

Segundo a classificação de Köppen o clima característico da área é do tipo Cwa ou clima Tropical de Altitude. Caracterizando-se pela alternância de duas estações bem definidas verão quente e inverno ameno e seco, com participação mais intensa da frente polar nos meses mais frios (junho e julho), com maior índice de insolação diária e maiores amplitudes térmicas. Também nesse período ocorre a atuação preponderante da Massa Tropical Atlântica. As médias anuais pluviométricas estão por volta de 1500 mm (Embrapa, 1982). De acordo com Alvarez et al. (2013) este tipo climático abrange em torno de 2,5% do território nacional e aproximadamente 25,5% do estado de Minas Gerais.

3.4 Geologia

A litologia local se dá por sedimentos coluviais inerentes ao retrabalhamento do material de origem detrito laterítica muito argilosa Cenozóica do Chapadão. Não havendo pedregosidade, em relevo plano a suave ondulado, com exposição do lençol freático em ambiente imperfeitamente drenado.

A área está situada em uma altitude média em torno de 950 metros e apresenta-se com erosão em sulco com formação de voçoroca e exposição do lençol freático. Esta área está situada no “Domínio dos chapadões” recobertos por cerrados e penetrados por florestas – galerias AB’SABER (1971). Estes relevos estão em elaboração desde o Terciário resultando em extensas superfícies aplinadas e dissecadas e solos desenvolvidos por processos de forte laterização.

Baccaro (1989) classifica a área de estudo como Área de Relevo com Topo Plano, a qual compreende um espaço de topos planos e largos e vales muito espaçados entre si, com pouca ramificação de drenagem, vertentes com baixas declividades, variando entre 3 e 5 graus.

As formas de relevo, as características dos solos e o clima vão determinar a magnitude e a frequência dos processos erosivos. As amplitudes térmicas e a

intensidade das chuvas conduzem ao aceleramento de processos erosivos iniciados pela ação antrópica.

3.5 Vegetação

A área focada neste estudo se insere no domínio morfoclimático dos chapadões extensamente cobertos por cerrado e interpenetrados por florestas galeria (AB'SABER, 1971). Localmente, observa-se um mosaico de vegetação herbácea composta principalmente por Poaceae e Cyperaceae e vegetação de hábito arbustivo e arbóreo de cerrado típico.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Amostragens: solos e plantas

Com o objetivo de caracterizar a sequência solo/paleoturfa foi aberto um perfil com aproximadamente 4 metros de profundidade e 2 metros de largura, em uma das faces da voçoroca. Procedeu-se então a descrição morfológica e a coleta de amostras para posteriores análises de natureza física e química, comumente adotadas na caracterização de solos. No ato da descrição morfológica e amostragens para as caracterizações físicas e químicas a profundidade do perfil solo/paleoturfa foi de 398 cm e delimitou-se cada horizonte e/ou camada de acordo com suas características morfológicas conforme o Anexo A. Já a coleta de material de solo e paleoturfa visando a determinação do COT, $\delta^{13}\text{C}$, e datação pelo ^{14}C sistematizou-se a amostragem à cada 10 ou 20 cm, até uma profundidade de 380 cm.

4.1.1 Solo e paleoturfa para datação pelo ^{14}C , COT e $\delta^{13}\text{C}$

Amostras de aproximadamente 2 kg de solo e paleoturfa foram coletadas através do uso de pá de corte e faca, até aproximadamente quatro metros de profundidade. As amostragens para a datação pelo método do ^{14}C , determinação do COT e da composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) foram realizadas a cada dez ou vinte centímetros de profundidade, sendo o material coletado de baixo para cima, visando não misturar material de solo, evitando assim a contaminação das amostras. Posteriormente acondicionou tais amostras em sacos plásticos identificados com o tipo de material e o intervalo de profundidade da amostragem. Após cada coleta lavou-se a faca e a pá de corte para evitar contaminação entre amostragens em profundidades distintas.

4.1.2 Plantas em torno do perfil solo/paleoturfa

Em torno do perfil de solo/paleoturfa, num raio de aproximadamente 50 metros, foi realizada amostragem de folhas adultas de 19 espécies vegetais dominantes. A identificação das plantas foi realizada sob a orientação de um botânico. Coletou-se em torno de 5 a 10 folhas de cada espécie a uma altura aproximada de 1,5 metros para as espécies de porte arbóreo, 1 metro para as espécies de porte arbustivo e as espécies de porte herbáceo coletou-se este mesmo número de folhas. Sub-amostras foliares destas plantas foram encaminhadas para caracterização do $\delta^{13}\text{C}$.

4.2 Análises isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$) e COT

Os resultados das análises isotópicas de carbono são expressos pela unidade relativa “ δ ” (delta), determinada em relação aos padrões internacionais VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite), para o carbono, conforme a expressão:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{VPDB}}}{R_{\text{VPDB}}}$$

As análises elementares envolvem a mensuração do COT, expresso em porcentagem do peso seco da amostra. As análises foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA-USP, em espectrômetro de massas ANCA GSL, com uma precisão de 0,1% e 0,02% respectivamente.

O procedimento adotado no pré-tratamento das amostras para análises isotópicas foi baseado em métodos descritos em Pessenda et al. (1996) e Saia (2006). O pré-tratamento dos diferentes tipos de materiais é descrito a seguir.

4.2.1 Pré tratamento para $\delta^{13}\text{C}$ das plantas coletadas em torno do perfil

As amostras de plantas foram lavadas em água deionizada e posteriormente secas em estufa a uma temperatura não superior a 50° C. Em seguida foram trituradas em moinho e homogeneizadas.

Para a realização da análise isotópica e elementar de carbono foi utilizada uma quantidade entre 0,5 e 1 miligrama de amostra.

4.2.2 Pré tratamento do solo/paleoturfa para $\delta^{13}\text{C}$ e COT

As amostras de solo foram secas ao ar, peneiradas em malha de 210 μm , limpas de raízes e outros fragmentos vegetais e homogeneizadas. Entre 40 e 70 mg do material peneirado foram utilizados para a análise.

4.3 Datação ^{14}C da MOS

Amostras da paleoturfa foram preparadas para a datação pelo método do ^{14}C da matéria orgânica e foram realizadas as análises no Laboratório de ^{14}C do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP).

A datação da matéria-orgânica do solo foi realizada na fração humina, conforme método descrito em Pessenda et al. (1996). As amostras de solo coletadas foram inicialmente secas ao ar, em temperatura ambiente, destorroadas e manualmente removidos materiais como insetos, raízes e outros pequenos fragmentos vegetais que poderiam contaminar as amostras. Em seguida foram peneiradas em malha de dois milímetros e submetidas ao processo de flutuação em solução de HCl 0,01 M para a remoção de outros contaminantes ainda presentes.

Cerca de 800 g de cada amostra peneirada foram submetidos à hidrólise em solução de HCl 0,5 M a 60° C durante um período de quatro horas para a remoção de ácidos fúlvicos. Após várias lavagens com água deionizada para a remoção dos ácidos e neutralização do pH, foi realizado o processo de extração alcalina. Nessa fase foi utilizada solução de Na₄P₂O₇ (Pirofosfato tetrassódico) e NaOH 0,1 M a frio para remoção de ácidos húmicos. Novamente as amostras foram lavadas em água deionizada para a remoção dos ácidos e neutralização do pH. A última fase do tratamento químico consistiu em hidrólise em solução de HCl 0,3 M a 90° C, durante 12 horas, para remoção de materiais orgânicos residuais.

Após o tratamento químico do material a ser datado pelo método do ¹⁴C, lavou-se o resíduo com água destilada até atingir o pH 4, que posteriormente foi seco em bandejas de alumínio a 40° C, desagregado em almofariz de porcelana e acondicionado em sacos plásticos para posterior síntese do benzeno.

A síntese do benzeno foi realizada em um sistema fechado sob vácuo. Acondicionou-se homogeneamente cerca de 70 g de solo em um tubo de quartzo contendo óxido de cobre e cromato de chumbo aquecidos a 650°C, reagentes utilizados para completar a reação de formação do CO₂ e minimizar a presença de compostos de enxofre e nitrogênio. Com auxílio de um fluxo de oxigênio purificado, iniciou-se a queima da amostra a uma temperatura de 700°C por um período de aproximadamente 60 minutos. Reteve-se o vapor de água liberado em um recipiente de vidro ("trap") envolto com garrafa térmica, na qual adicionou-se gelo seco e álcool etílico (-72°C). O CO₂ produzido foi coletado em um "trap" resfriado com nitrogênio líquido (-180°C), armazenado em dois tanques de vidro com capacidade de 10 litros. Através do manômetro foi registrada a pressão do gás produzido e uma alíquota da amostra foi recolhida para análise de δ¹³C em espectrômetro de massa. Para a formação do carbeto de lítio (LiC₂), manteve-se o CO₂ produzido em contato com o lítio metálico (3g L⁻¹ CO₂) previamente aquecido em câmara de reação (600 a 700° C). Ao término da reação,

resfriou-se a câmara à temperatura ambiente e adicionou-se água destilada, ocorrendo a hidrólise do carbeto e a produção do acetileno (C_2H_2).

Seguiu-se a etapa de purificação e remoção da umidade do gás em coluna de ascarite e pentóxido de fósforo, e a leitura da pressão foi registrada. A formação de benzeno ocorreu pela trimerização do acetileno em contato com um catalisador a 90°C por 2 horas, efetuando-se sua coleta em um "trap" resfriado a -180°C sob vácuo. O benzeno sintetizado foi transferido para frascos especiais de vidro de baixo teor de potássio, pré-selecionados por massa e diâmetro, determinando-se a massa de benzeno em uma balança analítica num volume de 3 mL (2,637g), ao qual foram adicionados 0,5 mL de solução cintiladora contendo 43,75 g de PPO ($C_{15}H_{11}NO$) e 2,59 g de POPOP ($C_{24}H_{16}N_2O$) por litro de tolueno (solvente).

Antes de se iniciar a detecção de ^{14}C , manteve-se a amostra em ambiente escuro por cerca de 3 a 4 horas para eliminar o efeito de fosforescência. Quando o rendimento de síntese da amostra apresentou-se inferior a 3 mL, completou-se o volume com benzeno espectrográfico mineral, levando-se em consideração esta diluição no cálculo final.

Já a datação das amostras de solo foram realizadas pelo método AMS e foram realizadas no Laboratório AMS da Universidade Federal Fluminense (UFF), para o qual encaminhou-se o CO_2 já encapsulado, obtido no Laboratório de ^{14}C do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP).

4.4 Cálculo da idade ^{14}C

As amostras foram contadas no espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo, Tri-Carb Packard 1550, por um período de 3000 minutos, em intervalos de 100 minutos. Os dados foram submetidos a um tratamento estatístico, de maneira que os valores superiores a 3 desvios padrão (3s) relativos à distribuição normal foram descartados.

Os dados selecionados foram submetidos a procedimento matemático específico (PESSENCIA; CAMARGO, 1991), corrigindo-se a idade ^{14}C convencional para o fracionamento isotópico.

Os resultados de ^{14}C são reportados como porcentagem de carbono moderno (pcm) e, por convenção, as datações obtidas pelo método de ^{14}C natural são referenciadas como idade ^{14}C convencional em anos AP (Antes do Presente), sendo

presente o ano de 1950, e logo após a obtenção da idade ^{14}C fez-se a calibração dos resultados com a utilização do software Calib 7.1 com erro estimado de 2σ (HOGG et al., 2013).

4.5 Caracterizações físicas

Foram realizadas as análises físicas habituais para compor o quadro analítico para classificação de solos.

4.5.1 Análise granulométrica

A composição granulométrica foi determinada conforme metodologia descrita pela Embrapa (1997). Para tanto empregou-se 20 g de TFSA, dispersa com solução de 50 mL de solução NaOH 0,1 mol L⁻¹ sob agitação mecânica em agitador elétrico “stirrer” por 15 minutos à rotação de 10.000 rpm. A fração areia (fina + grossa) foi separada por tamisagem (úmida), seca e quantificada. O conteúdo que passou pela peneira (solução contendo silte + argila) foi transferido para proveta de 1000 mL e a fração argila determinada pelo método da pipeta, conforme Embrapa (1997).

4.5.2 Densidade aparente ou do solo

Na determinação da densidade aparente empregou-se o método do anel volumétrico, conforme Embrapa (1997). Para tanto, determinou-se a massa da amostra indeformada (coletada por meio do anel volumétrico) seca em estufa (105 °C) e seu (volume do anel contendo a amostra). A partir destes dados, determinou-se a densidade.

4.5.3 Densidade de partículas ou real

A densidade de partículas foi determinada pelo método do picnômetro, conforme Blake e Hartge (1986). Para tanto empregou-se 10g de terra fina seca a 105° C e álcool etílico absoluto como líquido penetrante para completar o volume do picnômetro contendo a amostra. Conhecendo-se o volume e a massa da amostra, determinou-se a densidade de partículas.

4.5.4 Porosidade

A porosidade do solo e do paleoturfa foi calculada de acordo com a seguinte expressão, conforme Embrapa (1997):

$$\text{Porosidade total (\%)} = \frac{100 (\text{massa* da amostra saturada} - \text{massa da amostra seca}^{**})}{\text{Volume do anel volumétrico contendo a amostra}}$$

* Massa em gramas (g).

** Seca em estufa a 105° C.

4.5.5 Argila Dispersa em água

Para a determinação da argila dispersa em água empregou-se o mesmo princípio utilizado para a obtenção da argila total na análise granulométrica (método da pipeta), porém com o emprego de água destilada como dispersante químico, associado à dispersão mecânica, conforme descrito por Embrapa (1997).

4.5.6 Grau de Floculação

O grau de floculação foi calculado a partir dos valores de argila total (obtido na análise granulométrica) e de argila dispersa em água, conforme Embrapa (1997):

$$\text{GF (\%)} = \frac{100 (\text{argila total} - \text{argila dispersa em água})}{\text{argila total}}$$

4.5.7 Relação silte/argila

A relação silte/argila foi calculada a partir da razão entre os valores de argila e silte totais, obtidos por meio da análise granulométrica, conforme Embrapa (1997).

Estas análises foram realizadas no Laboratório de Manejo de Solos (LAMAS) do Instituto de Ciências Agrárias (ICIAG) da Universidade Federal de Uberlândia (UFU).

4.6 Caracterizações químicas

As amostras de TFSA foram analisadas quanto às suas características químicas comumente realizadas para caracterização dos solos, e os resultados são apresentados no ANEXO A.

4.6.1 pH em água, em KCl 1 N e o Δ pH

O pH em água e em KCl 1 N foram determinados potenciometricamente, em solução solo-líquido na proporção de 1:2,5, com tempo de agitação de cinco minutos, à rotação de 200 rpm, seguido de repouso por 30 minutos, seguindo metodologia descrita pela Embrapa (1997). A partir destes resultados foi obtido o delta pH ($\Delta \text{pH} = \text{pH H}_2\text{O} - \text{pH KCl}$), necessário para verificar possível existência de caráter ácrico no solo.

4.6.2 Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} trocáveis

A extração foi feita a partir de 10 cm³ de TFSA e 100 mL de solução KCl 1 N, mantidos em contato, sob agitação à rotação de 220 rpm, por 15 minutos, seguido de repouso por 12 horas. A determinação dos cátions Ca^{2+} e Mg^{2+} foi feita por meio de espectrofotômetro de absorção atômica, e do Al^{3+} por titulação com NaOH 0,025 N, com emprego de azul de bromotimol como indicador. Metodologias preconizadas por Embrapa (1997).

4.6.3 K^+ assimilável

Para extração de K^+ assimilável adotou-se o método Melich 1, conforme Embrapa (1997). Empregou-se, para tanto, 10 cm³ de TFSA mais 100 mL de solução extratora Melich 1 (H_2SO_4 0,025 N + HCl 0,05 N), mantidos em contato, sob agitação à rotação de 220 rpm, por cinco minutos, seguido de repouso por 16 horas. O extrato foi separado do solo por meio de filtragem em papel de filtro. O K-assimilável foi determinado por meio de fotômetro de chama.

4.6.4 Soma de bases trocáveis (valor S)

A soma de bases trocáveis foi obtida a partir da soma de todos os cátions trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+), conforme Embrapa (1997):

$$S = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+$$

4.6.5 H + Al (Acidez potencial)

A acidez potencial foi determinada pelo método do pH SMP a pH 7, conforme Embrapa (1997). Extração foi feita a partir de 10 cm³ de TFSA, juntamente com 25 ml de solução CaCl₂.2H₂O 0,01 mol L⁻¹ e 5 mL de solução tampão SMP, mantidos em contato, sob agitação à rotação de 220 rpm, por 15 minutos, seguido de repouso por 45 minutos. Determinação por meio de pHmetro.

4.6.6 Capacidade de troca catiônica a pH 7 (Valor T ou CTC)

No cálculo do valor T, empregou-se a seguinte expressão (EMBRAPA, 1997):

$$T = \text{valor S} + (H^+ + Al^{3+})$$

4.6.7 Capacidade de troca catiônica efetiva (Valor t ou CTC efetiva)

No cálculo do valor t, empregou-se a seguinte expressão (EMBRAPA, 1997):

$$t = \text{valor S} + Al^{3+} \text{ trocável}$$

4.6.8 Saturação por bases (Valor V)

A porcentagem de saturação por bases foi calculada a partir da seguinte expressão (EMBRAPA, 1997):

$$V (\%) = 100 \times (\text{valor S}/\text{valor T})$$

4.6.9 Saturação por Al³⁺ (Valor m)

O valor m foi calculado a partir da seguinte expressão (EMBRAPA, 1997):

$$m = 100 \times Al^{3+}/(\text{valor S} + Al^{3+})$$

4.6.10 Matéria orgânica

A determinação do teor de matéria orgânica foi feito com base na oxidação a CO₂, por íons dicromato, em meio fortemente acido. Para tanto, empregou-se 1 cm³ TFSA, juntamente com 10 ml de solução digestora sulfocrômica dicromato (Na₂Cr₂O₇.2 H₂O 4 N + H₂SO₄ 10 N), mantidos em contato, sob agitação à rotação de 170 rpm, por

10 minutos, seguida de repouso por 1 hora. Em seguida, adicionou-se 50 ml de água destilada e deixou repousar por uma noite. Na determinação empregou-se espectrofotômetro UV-visível.

A porcentagem de C orgânico foi calculada dividindo-se o valor de matéria orgânica por 1,724 (fator utilizado em virtude de se admitir que o húmus contenha, em média, 58 % de carbono orgânico).

4.6.11 N total

O N total foi determinado pelo método Kjeldahl, adaptado de Embrapa (1997). Na extração, empregou-se 0,2 g de TFSA mais 0,5 g de mistura catalítica (100 g K₂SO₄ + 11,2 g CuSO₄ + 1 g selênio em pó) e 6 mL de ácido sulfúrico-salicílico (50 g de ácido salicílico + 1 L de ácido sulfúrico), mantidos em contato e sob digestão em balão Kjeldahl, inicialmente de 100° C, com aumento gradativo da temperatura até atingir 340° C, temperatura que foi mantida até completa destruição da matéria orgânica. A determinação foi feita por meio de titulação com ácido sulfúrico 0,1 N, tendo-se empregado verde de bromotimol como indicador.

4.6.12 Relação C/N

A relação C/N foi calculada a partir da razão entre o valor de C orgânico pelo de N total, obtidos em %.

Estas análises foram realizadas no Laboratório de Análise de Solos e Calcários (LABAS) do Instituto de Ciências Agrárias (ICIAG) da Universidade Federal de Uberlândia (UFU).

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Caracterizações físicas do solo/paleoturfa

Os resultados são apresentados na sequência solo-paleoturfa: de 0 a 225 cm corresponde ao solo, enquanto a partir desta profundidade até 398 cm refere-se à paleoturfa.

São discutidas as características físicas pertinentes no intuito de corroborar a hipótese proposta.

5.1.1 Caracterização textural (granulometria)

A Figura 2 mostra os resultados obtidos para os teores de areia grossa, areia fina, silte e argila, em relação à profundidade.

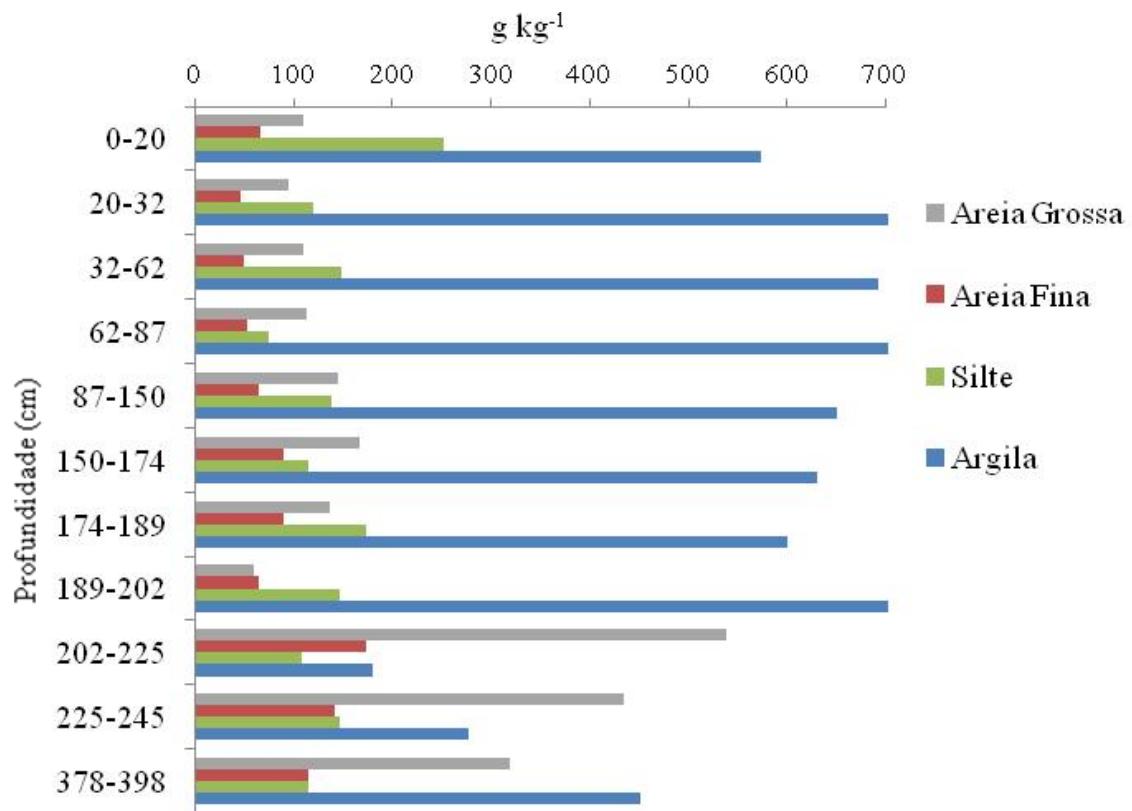


FIGURA 2. Distribuição das frações granulométricas da terra fina ($\varnothing < 2\text{mm}$) nas amostras do solo (0-225 cm) e da paleoturfa (225-398 cm).

A granulometria da terra fina do Cambissolo Háplico (0-225 cm) que recobre a paleoturfa pertence à mesma classe textural (muito argilosa: $\geq 600 \text{ g kg}^{-1}$) da cobertura latossólica do alto da vertente (VINHAL-FREITAS, 2013), supridora do material mineral coluvial que se estabilizou sobre turfa.

5.1.2 Porosidade e densidade

Verifica-se que o solo apresenta uma porosidade média em torno de 50%, enquanto a paleoturfa apresenta uma porosidade de 47%, média de duas amostras (topo e base) (Figura 3).

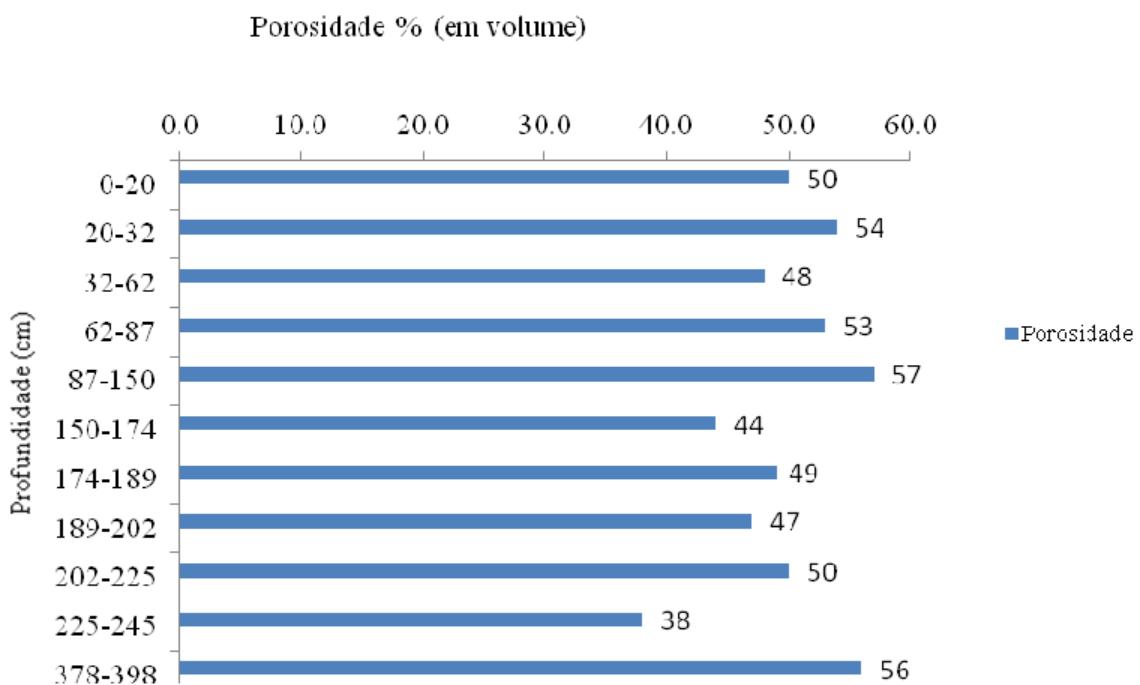


FIGURA 3. Porosidade total do solo (0-225 cm) e da paleoturfa (225-398 cm).

A menor porosidade no topo da paleoturfa (225-245 cm) é justamente onde a subsidência foi maior, com consequente maior adensamento da turfa original pelo peso do material coluvial. O solo que evoluiu a partir destes sedimentos possui espessura superior a 2 metros e apresenta-se imperfeitamente drenado (ANEXO A). A consequente subsidência da turfa elevou sua densidade a $1,22 \text{ g cm}^{-3}$ valor este da mesma ordem de grandeza das densidades do solo mineral suprajacente (Tabela 1). A compactação da turfa reduziu drasticamente a porosidade total, colocando-a no mesmo patamar de valor referente ao solo. Em condições normais a turfa apresenta porosidade em torno de 90% em volume, quando o material é fíbrico, e abaixo de 85% em volume quando o material é sáprico (ANDRIESSE, 1988). A pequena diferença entre as densidades determinadas no topo e na base da paleoturfa sugere grande uniformidade de decomposição, apresentando-se como uma massa sem fibras (estágio sáprico).

Considerando que a densidade da turfa (Organossolos) em condições originais é da ordem de 0,2 g cm⁻³ (CIPRIANO-SILVA et al., 2014) pode-se estimar que esta paleoturfa teria, originalmente, uma espessura de aproximadamente 12 metros. Nestas condições originais, poderia ter potencial de retenção de água da ordem de 10x seu volume (SCHEER et al., 2011) ou até 500% acima de seu peso (OLIVEIRA et al., 1992). A forte subsidência então causada pelo material coluvial provocou seu rebaixamento e impôs um regime hidromórfico, que conduziu à gênese de um Gleissolo, fato este evidenciado pela atual característica de “paleogley”. Com a melhoria da drenagem, o Fe⁺⁺ trazido pelo aporte da drenagem de montante se oxidou dando origem à plintização presente no solo descrito. Lateralmente, mais à direita da voçoroca, o acúmulo de Fe⁺⁺ foi maior a ponto de dar origem a um horizonte litoplíntico que atualmente aflora em consequência da erosão laminar que pode ter sido intensificada pela própria presença deste horizonte que compromete a drenagem interna do solo. Neste ponto, o solo é um Plintossolo Pétrico litoplíntico (EMBRAPA, 2013). Portanto, as variações hídricas nesta área se expressam claramente pelo caráter poligenético (policíclico) dos solos e, consequentemente, responde por importantes alterações pedoambientais e florísticas ao longo de um lapso de tempo geologicamente recente.

TABELA 1. Densidades das camadas e ou horizontes do perfil solo/paleoturfa.

	Horizontes e Camadas	Densidade	Densidade de
		Aparente	partículas
Solo	A	1,25	2,49
	AB	1,18	2,57
	Bi	1,34	2,61
	Cf1	1,20	2,57
	Cf2	1,13	2,62
	1C	1,35	2,40
	2C	1,35	2,64
	3C	1,36	2,54
Paleoturfa	4CH	1,32	2,62
	H*	1,33	2,13
	H**	1,11	2,51

A: 0-20 cm; AB: 20-32 cm; Bi: 32-62 cm; Cf1: 62-87 cm; Cf2: 87-150 cm; 1C: 150-174 cm; 2C: 174-189 cm; 3C: 189-202 cm; 4CH: 202-225 cm; H* (topo da paleoturfa): 225-245 cm; H** (base da paleoturfa): 378-398 cm.

5.2 Caracterização química do perfil solo/paleoturfa

O Cambissolo Háplico Tb distrófico plintossólico localizado sobre a paleoturfa é, do ponto de vista pedogenético e em termos de classificação, um solo novo. Porém, quanto à mineralogia, corresponde a um solo velho, uma vez que é constituído de material coluvial latossólico. Os Latossolos, quando muito velhos, como ocorrem nos chapadões desta região, apresentam um balanço de cargas eletropositivo (ANEXO A) abaixo do horizonte superficial enriquecido em matéria orgânica (horizonte A) e acima de 150 cm de profundidade, em parte ou no todo. Esta característica não é reconhecida na classificação dos Cambissolos. No entanto o Cambissolo que está sobre a paleoturfa apresenta esta característica (Figura 4 e ANEXO A). Enfim, os fatos já esboçados constituem a base para um estudo de detalhe que conduz à cronologia dos eventos que deixaram estas marcas. Esta é a proposta fundamental deste trabalho que, pela sua natureza, tem no que foi até aqui delineado, uma necessária dose de subjetividade, sem a qual não se poderia levantar uma hipótese.

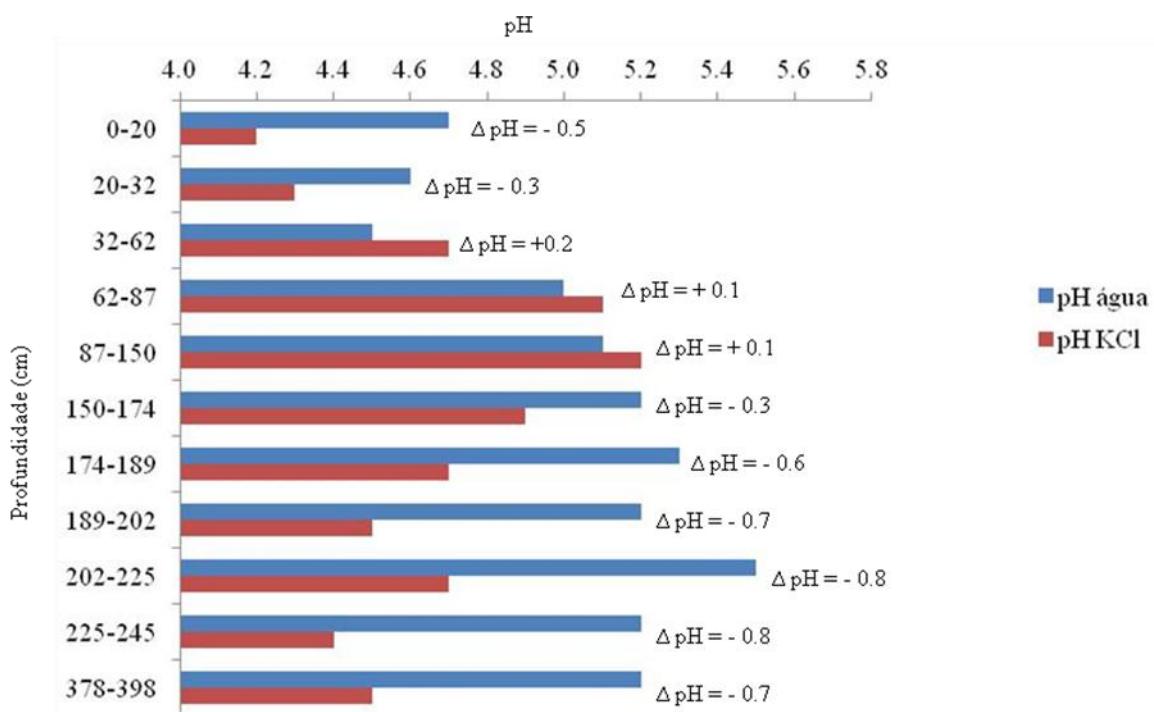


FIGURA 4. Concentração hidrogeniônica em H_2O e em KCl e respectivo ΔpH dos horizontes do Cambissolo Háplico (A: 0-20 cm; AB: 20-32 cm; Bi: 32-62 cm; Cf1: 62-87 cm; Cf2: 87-150 cm; 1C: 150-174 cm; 2C: 174-189 cm; 3C: 189-202 cm; 4CH: 202-225 cm); e da paleoturfa (H* topo: 225-245 cm; H** base: 378-398 cm).

5.3 Datação e interpretação

A Tabela 2 apresenta os valores das datações ^{14}C realizadas na matéria orgânica do solo/paleoturfa (fração humina) localizado próximo ao ribeirão Beija-Flor, município de Uberaba, MG, sendo de aproximadamente 16.850 AP (~ 20.272 anos cal AP) na base da paleoturfa até aproximadamente 13.800 AP (~ 16.636 anos cal AP) a 225-245 cm que corresponde ao topo da paleoturfa. Já a base do solo (170-180 cm) registra idade de aproximadamente 11.544 AP (13.354 anos cal AP) e na camada superficial deste mesmo solo (10- 30 cm) com idade aproximada de 343 AP (378 anos cal AP). Para a obtenção da idade calibrada utilizou-se o software Calib 7.1, com erro estimado em 2σ (HOGG et al., 2013).

Os dados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$) das camadas amostradas para a datação são bastante similares, evidenciando a decomposição de matéria orgânica de plantas com ciclo fotossintético C_4 ao longo de todo o período avaliado (BENDER, 1971) (Tabela 2).

TABELA 2. Resultados das datações e composições isotópicas realizadas na matéria orgânica do solo e paleoturfa.

Código do Laboratório	Material	Profundidade (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Datação (anos AP)	Idade calibrada (2σ) (cal anos AP)	Média da Idade calibrada (2σ) (cal anos AP)
140424**	Solo	10-30	-12,37	343 ± 32	301-455	378
140423**	Solo	170-180	-12,80	11544 ± 35	13.266-13.442	13.354
CEN-1015*	Paleoturfa	225-245	-15,05	13800 ± 130	16.230-17.042	16.636
CEN-1014*	Paleoturfa	378-398	-14,95	16850 ± 170	19.838-20.705	20.272

* CEN – Laboratório de ^{14}C do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), Piracicaba, SP - Brasil.

** 1404 – Laboratório AMS Universidade Federal Fluminense (UFF), Niterói, RJ - Brasil.

As datações ^{14}C evidenciaram um crescimento regular da idade da MOS com o aumento da profundidade do solo. Na camada mais superficial (10-30 cm), a MOS foi mais jovem. A 170-180 cm de profundidade a idade variou entre 13.266 e 13.442 anos cal AP (~ 13.354 anos cal AP). Resultados similares foram obtidos em latossolos de regiões sub-tropicais e tropicais do Brasil (PESSENCIA et al., 1996; GOMES, 1995; VALENCIA, 1993; BUSO JÚNIOR, 2010).

Vários trabalhos desenvolvidos em solos de várias regiões do país (PESSENCIA et al., 1996; PESSENCIA et al., 1998; GOMES, 1995; VALENCIA, 1993) evidenciam que a fração humina do solo apresenta-se mais antiga que o solo total. Provavelmente este fato relacione-se à presença dos ácidos fúlvicos e húmicos do solo total, que

rejuvenescem a matéria orgânica e por isso devem ser extraídos durante o preparo da fração humina (fração estável da MOS e utilizada para a datação).

Desde a camada mais profunda (378-398 cm), referente à base da paleoturfa até a camada superficial (10-30 cm), que trata-se do topo do solo, verifica-se um intervalo de tempo de aproximadamente 19.894 anos cal AP. Durante todo este período, nota-se que na região em estudo os valores isotópicos da MOS ($\delta^{13}\text{C}$) pouco variaram (variação máxima de 2,58‰) com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -14,95‰ na base da paleoturfa (379-398 cm) e -12,37‰ no topo do solo (10-30 cm). Isso indica a provável predominância de plantas com ciclo fotossintético C₄ em todo o período estudado (BENDER, 1971).

5.4 Avaliação da composição isotópica das plantas em torno do perfil solo/paleoturfa, da matéria orgânica e do COT

A Figura 5 mostra a diversidade das plantas coletadas em torno do perfil solo/paleoturfa com os respectivos valores de $\delta^{13}\text{C}$ que permite identificar o tipo do ciclo fotossintético, conforme Bender (1971).

De acordo com a Figura 5, percebe-se que a maioria das plantas atualmente presentes na área de estudo apresenta ciclo fotossintético C₃, as exceções são as espécies: *Panicum* sp., *Elionurus* sp., *Andropogon leucostachyus* Kunth, *Loudetiopsis chrysothrix* Conert., *Axonopus* sp e *Rynchosphora globosa* (Kunth) Roem. & Schult, as quais são plantas com ciclo fotossintético C₄ (BENDER, 1971). Há de considerar que atualmente na área, há uma maior abundância de cobertura de plantas com ciclo fotossintético C₃ em relação às plantas com ciclo fotossintético C₄ e que atualmente este ambiente em que coexistem plantas C₄ e C₃ só foi possível devido à melhoria na drenagem do solo.

Os valores da composição isotópica do carbono da matéria orgânica das plantas coletadas em torno do perfil em estudo variaram entre -10,81‰ para a espécie *Elionurus* sp., que é uma Poaceae típica de regiões higrófilas com ciclo fotossintético C₄ a -30,23‰ valor isotópico da espécie *Pterodon pubescens* (Benth.) Benth., que é uma Fabaceae típica de cerrado, e é menos enriquecida em ^{13}C em aproximadamente 19‰ em relação à espécie vegetal amostrada mais enriquecida em ^{13}C (-10,81‰) e trata-se de uma planta com o ciclo fotossintético C₃ (BENDER, 1971) (Tabela 3).

A composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) da matéria orgânica é apresentada em relação à profundidade do perfil solo/paleoturfa na Tabela 4 e Figura 6.

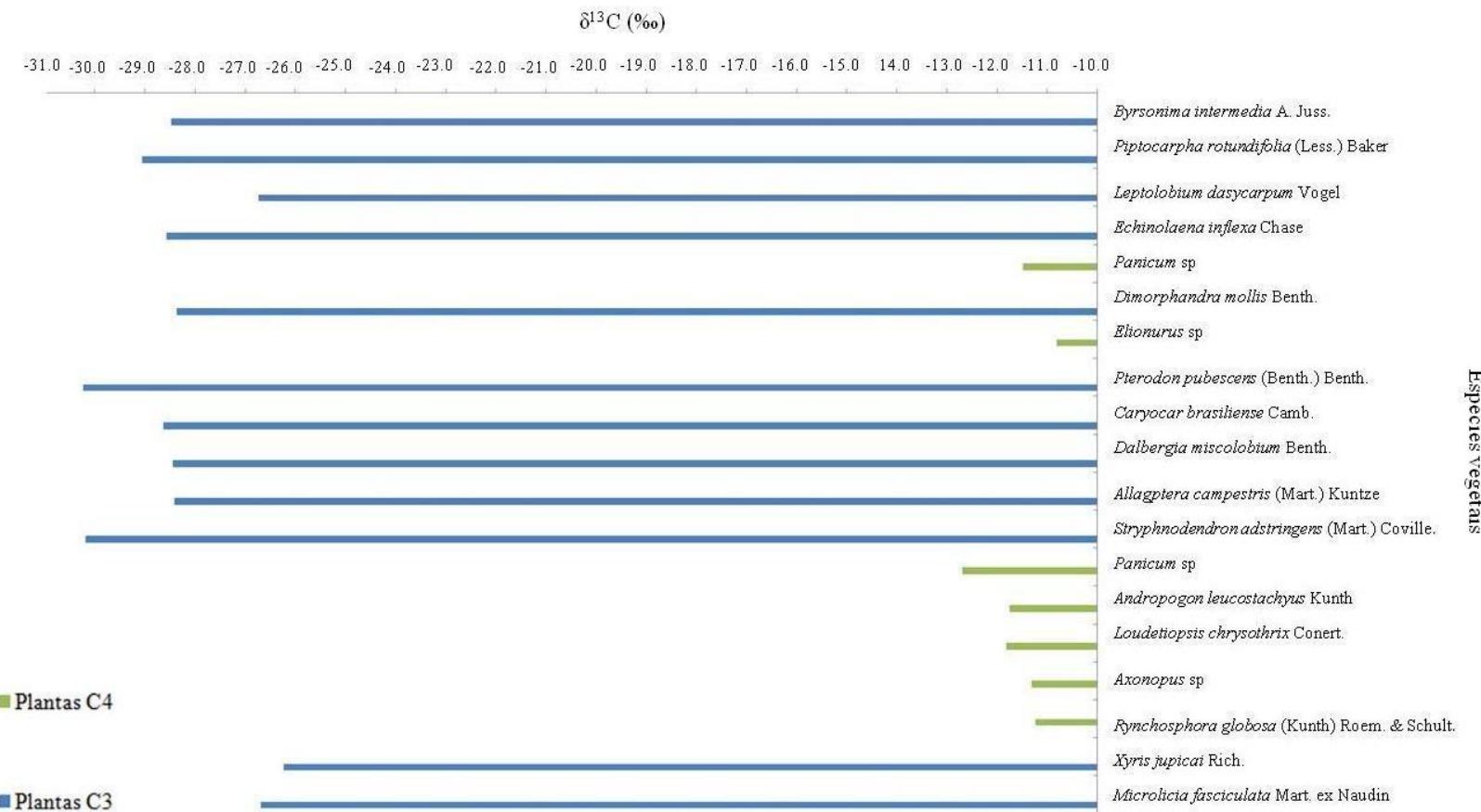


FIGURA 5 Composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) das plantas coletadas em torno do perfil solo/paleoturfa.

TABELA 3. Composição isotópica do carbono de plantas coletadas em torno do perfil solo/paleoturfa.

Nome científico	Família	Ocorrência primária	COT (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
<i>Byrsonima intermedia</i> A. Juss.	Malpighiaceae	Cerrado	46,53	-28,47
<i>Piptocarpha rotundifolia</i> (Less.) Baker	Asteraceae	Cerrado	42,19	-29,06
<i>Leptolobium dasycarpum</i> Vogel	Fabaceae	Cerrado	45,29	-26,73
<i>Echinolaena inflexa</i> Chase	Poaceae	Cerrado e vereda	38,57	-28,57
<i>Panicum</i> sp	Poaceae	Cerrado	36,85	-11,49
<i>Dimorphandra mollis</i> Benth.	Fabaceae	Cerrado	56,83	-28,36
<i>Elionurus</i> sp	Poaceae	Cerrado	38,77	-10,81
<i>Pterodon pubescens</i> (Benth.) Benth.	Fabaceae	Cerrado	46,70	-30,23
<i>Caryocar brasiliense</i> Camb.	Caryocaraceae	Cerrado	41,99	-28,63
<i>Dalbergia miscolobium</i> Benth.	Fabaceae	Cerrado	44,18	-28,45
<i>Allagoptera campestris</i> (Mart.) Kuntze	Arecaceae	Cerrado	44,12	-28,42
<i>Stryphnodendron adstringens</i> (Mart.) Coville.	Fabaceae	Cerrado	48,64	-30,19
<i>Panicum</i> sp	Poaceae	Vereda	32,77	-12,70
<i>Andropogon leucostachyus</i> Kunth	Poaceae	Vereda	35,25	-11,75
<i>Loudeiopsis chrysothrix</i> Conert.	Poaceae	Vereda	38,21	-11,82
<i>Axonopus</i> sp	Poaceae	Vereda	39,49	-11,32
<i>Rynchosphora globosa</i> (Kunth) Roem. & Schult.	Cyperaceae	Vereda	42,76	-11,24
<i>Xyris jupicai</i> Rich.	Xyridaceae	Vereda	38,90	-26,23
<i>Microlicia fasciculata</i> Mart. ex Naudin	Melastomataceae	Vereda	39,05	-26,68

TABELA 4: COT e variação do $\delta^{13}\text{C}$ na fração humina extraída do material de solo e paleoturfa do perfil.

Profundidade (cm)	COT* (%)	$\delta^{13}\text{C}^*$ (‰)
0-10	2,65	-16,40
10-30	1,39	-12,37
30-50	0,93	-12,24
50-70	0,85	-12,24
70-90	0,74	-13,00
90-110	0,69	-13,16
110-130	0,65	-13,46
130-150	0,73	-13,57
150-170	0,67	-13,59
170-180	1,25	-12,80
180-200	7,06	-12,57
200-220	5,53	-12,52
220-240	1,65	-13,15
240-260	2,13	-13,63
260-280	3,04	-13,73
280-300	3,01	-13,94
300-320	3,85	-13,52
320-340	3,37	-13,51
340-360	4,97	-13,28
360-380	9,33	-11,66

* Determinados no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), Piracicaba, SP – Brasil.

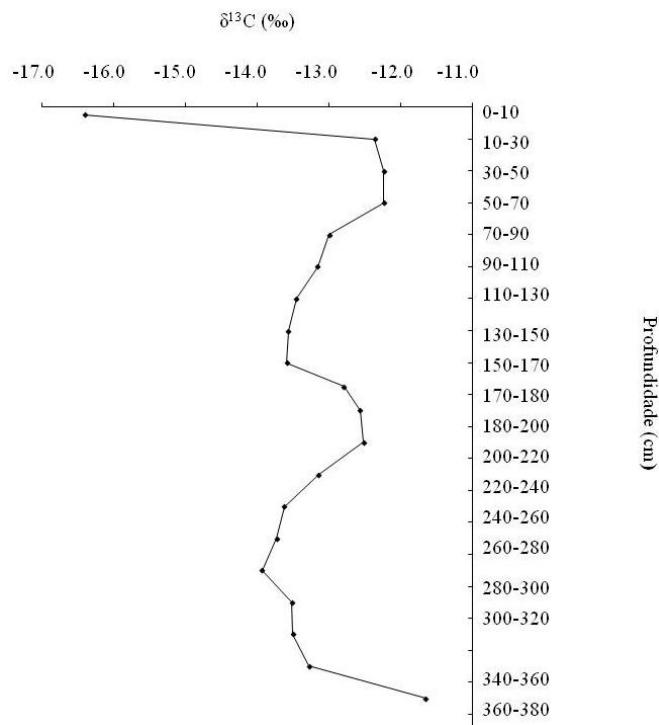


FIGURA 6. Variação do $\delta^{13}\text{C}$ da MOS em relação à profundidade do perfil solo/paleoturfa.

A MOS apresentou na camada superficial (0-10 cm) valor de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -16,4‰ (Tabela 4) e (Figura 6), o que evidencia uma mistura de plantas C₃ e C₄ (BENDER, 1971), como se percebe através do estudo da composição isotópica das plantas presentes na área atualmente e coletadas próximo ao perfil solo/paleoturfa.

Na camada seguinte (10-30 cm) de profundidade verifica-se um enriquecimento isotópico na ordem de 4‰, que reflete o fracionamento isotópico causado pela decomposição da matéria orgânica (MACKO e ESTEP, 1984). Este enriquecimento isotópico se mantém na ordem de 2,5 a 4‰ ao longo de todo o perfil solo/paleoturfa o que pode evidenciar a predominância de decomposição da matéria orgânica de origem de plantas com ciclo fotossintético C₄, que são isotopicamente mais enriquecidas em ^{13}C que plantas de ciclo fotossintético C₃ (BENDER, 1971). Porém há de considerar que à medida que avalia-se em profundidade a composição isotópica há um enriquecimento isotópico natural na ordem de 3 à 4‰ (MACKO e ESTEP, 1984; NATELHOFFER e FRY, 1988), o que acaba comprovando a predominância de plantas com ciclo fotossintético C₄ até no mínimo 378 anos cal AP que é a idade média do solo na profundidade de 10 a 30 cm, visto que naturalmente em profundidade os valores isotópicos são mais enriquecidos em ^{13}C e considerando que este enriquecimento é em torno de 3‰, ficam todos os resultados referentes ao $\delta^{13}\text{C}$ próximos de 10‰ que, de acordo com Bender (1971), é característico de espécies com ciclo fotossintético C₄.

Este enriquecimento isotópico, induzido pela mineralização da MOS e processos associados com a formação do húmus nos solos (BALESIDENT et al., 1987), foi também observado em outros solos (PESSENCIA et al., 1996; GOMES, 1995; VOLKOFF; CERRI, 1987; DESJARDINS et al., 1991; VALENCIA, 1993).

Com relação ao COT, verifica-se na Tabela 4, que no solo (0-180 cm), foi a camada superficial (0-10 cm) aquela na qual se obteve uma maior concentração, com valor aproximado de 2,65%, sendo que o teor de COT foi decrescendo com o aumento da profundidade, evidenciando a oxidação da matéria orgânica (PESSENCIA et al., 1996), sendo que na camada de 170-180 cm (base do solo) esta concentração foi maior, com uma concentração próxima de 1,25% devido à mistura de material de origem essencialmente orgânico do topo da paleoturfa.

Na camada seguinte (180-200 cm) que trata-se do topo da paleoturfa, verifica-se uma concentração de COT próximo de 7%, que vai decrescendo com a profundidade, porém com valores superiores àqueles encontrados em toda a extensão do solo até na camada de 360-380 cm, na qual observa-se um teor de aproximadamente 9,33% de

COT, evidenciando a natureza extremamente orgânica do material estudado (Tabela 4) e (Figura 7).

Essa mesma tendência de redução da concentração do COT com o aumento da profundidade foi observada em outros estudos realizados em solos de origem mineral no Brasil (PESSENCDA et al., 1996; PESSENCDA et al., 2004; PESSENCDA et al., 2009; VIDOTTO et al., 2007; PAISANI et al., 2013).

Já com relação aos valores de COT encontrados na paleoturfa verifica-se de acordo com a Tabela 4 que o menor valor determinado foi de 1,65% na camada de 220 a 240 cm e que contrariamente ao comportamento no solo de origem mineral o COT não reduz a sua concentração em profundidade, pelo contrário acaba aumentando, apresentando 9,33% na base na paleoturfa (360 – 380 cm), evidenciando assim condições mais favoráveis desde o início da formação da paleoturfa com relação ao acúmulo e preservação do carbono.

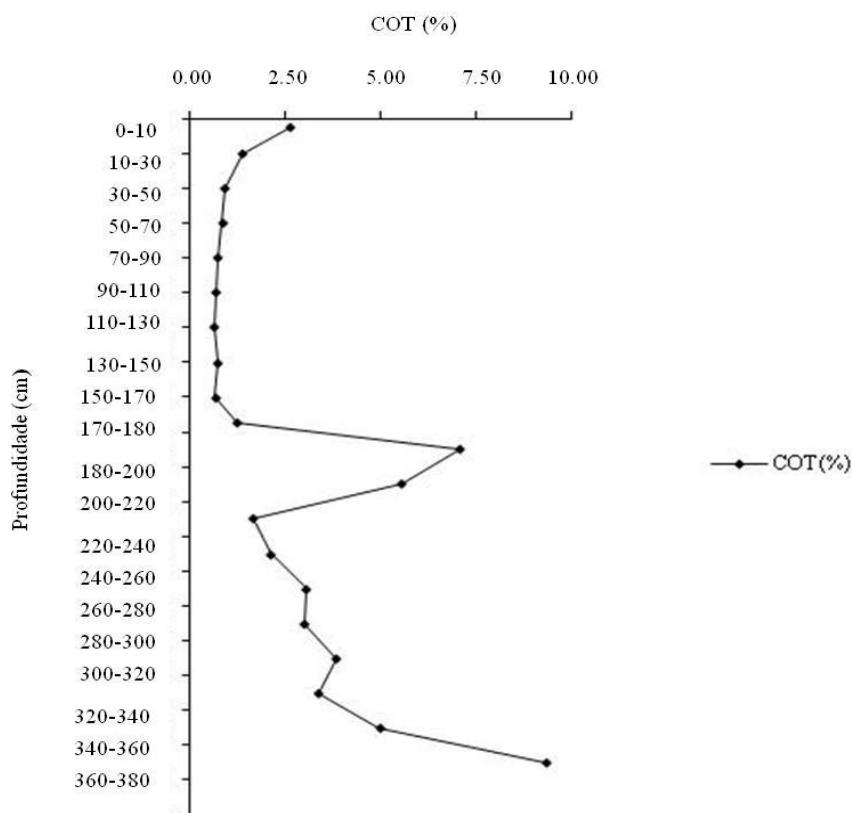
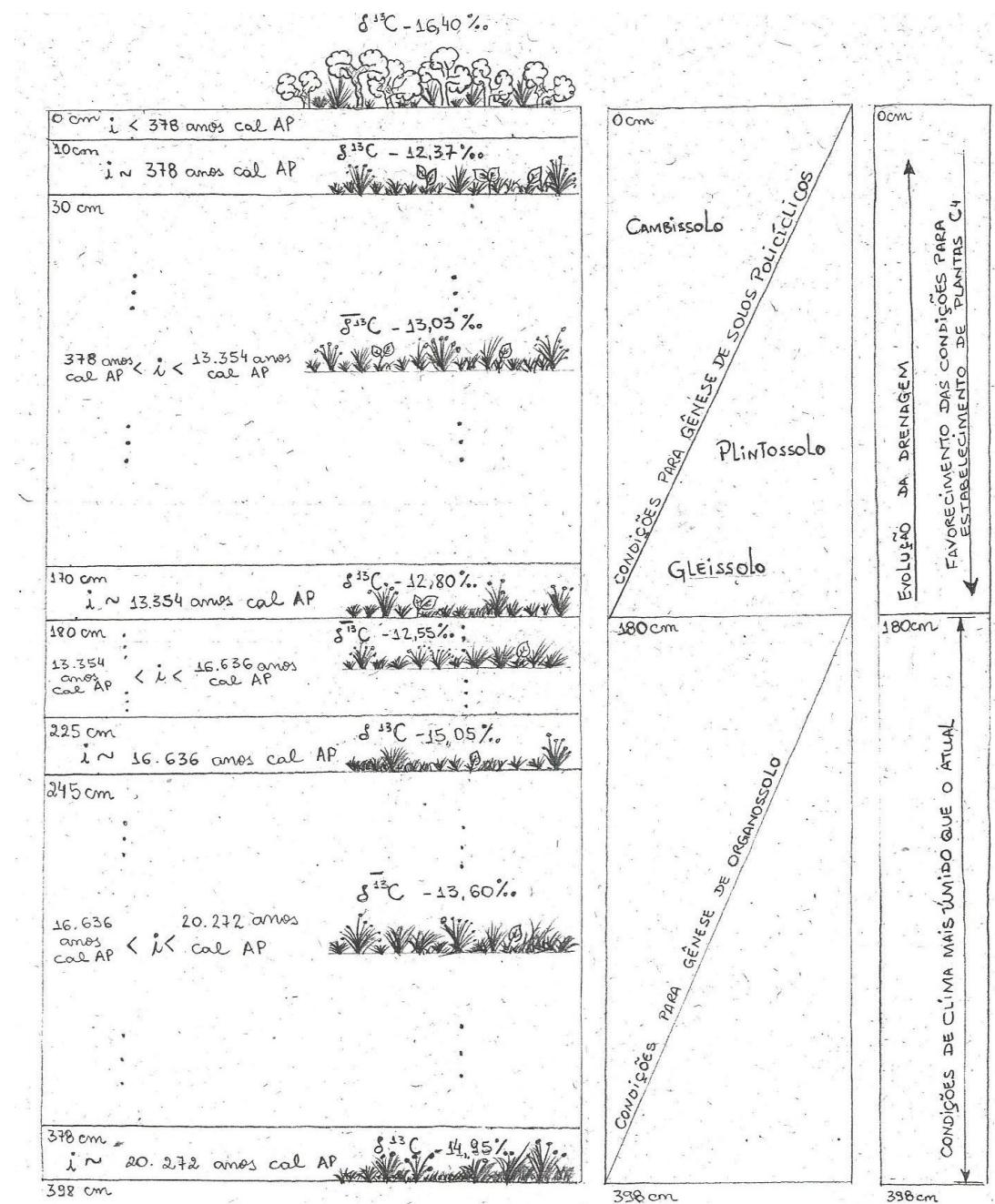


FIGURA 7. Variação do COT em relação à profundidade do perfil solo/paleoturfa.

O Quadro 1 mostra um resumo esquemático de parte dos resultados obtidos neste trabalho, onde são apresentadas as idades em anos calendário antes do presente (anos cal AP) do topo e da base do solo, bem como da paleoturfa, assim como os valores de $\delta^{13}\text{C}$, que permitem inferir sobre o ciclo fotossintético predominante das plantas presentes em cada período de tempo, bem como da vegetação atualmente existente na área. É apresentado ainda para o intervalo de tempo em estudo, que vai deste aproximadamente 20.272 anos cal AP até os dias atuais, as condições para a gênese de Organossolo (paleoturfa) e solos policíclicos (Gleissolo; Plintossolo e Cambissolo) para o intervalo de tempo assinalado, além de relacionar estes apontamentos com a tendência de evolução da drenagem, condições prováveis do clima e das condições para o estabelecimento e predomínio das plantas com ciclo fotossintético C₄.

Verifica-se no Quadro 1 que desde aproximadamente 20.272 anos cal AP até por volta de 378 anos cal AP o predomínio foi de vegetação com ciclo fotossintético C₄, e à medida que a drenagem foi melhorando foi criando condições para a coexistência destas plantas com outras com ciclo fotossintético C₃. Atualmente há na área em estudo uma mistura de vegetação C₃ e C₄, com predomínio das plantas C₃ em relação às C₄. Verifica-se ainda que desde aproximadamente 20.272 anos cal AP até por volta de 16.636 anos cal AP houve condições para a formação de turfeira (Organossolo) com espessura original em torno de 12 metros. Com a deposição de sedimentos coluviais em um clima semiárido, houve uma pronunciada subsidência da turfa, reduzindo sua espessura a apenas 2 metros, aproximadamente. A mudança para condições mais úmidas condicionou a gênese de solos hidromórficos (Gleissolos). Com a melhoria da drenagem, em um clima menos úmido, houve condições para o desenvolvimento de Plintossolos e, localmente, a gênese de Cambissolos.



LEGENDA 1:20	
i	idade média
	Gramínea C ₄
	CIPERÁCEA C ₄
	PLANTA C ₃ HIGROFILA
	PLANTA C ₃ DE AMBIENTE BEM DRENADO

QUADRO 1. Resumo esquemático: delimitações de profundidade; datação em anos cal AP; composição isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}$); condições para a gênese de diferentes tipos de solos e considerações.

6. CONCLUSÕES

Com o respaldo da literatura, pode ser tomado como início da sequência de eventos relacionados a este estudo a tectônica Neogênica que reativou antigas falhas e fraturas que deram origem às cachoeiras presentes no basalto e reativaram a drenagem pela mudança dos níveis de base locais. Este processo se estendeu através do Pleistoceno num clima predominantemente semiárido com chuvas torrenciais ocasionais que causaram a formação de colúvios que elevou e ampliou o fundo plano dos vales incipientes.

No final do Pleistoceno instalou-se um clima mais úmido que o atual a partir do qual, com elevação do lençol freático, deu origem à formação de turfeiras em vales abertos de fundo plano (veredas).

As condições hidromórficas que favoreceram a formação de turfeiras prevaleceram até no início do Holoceno por volta de 10.000 anos. A partir de então, se instalou um clima menos úmido, com chuvas ocasionais de caráter torrencial que novamente favoreceu a deposição de colúvios na base de vertentes. Houve então a inumação das turfeiras que sofreram grande subsidência a ponto de condicionar à cobertura coluvial um regime hidromórfico.

Nessa condição, a cobertura coluvial evoluiu para um Gleissolo que, com enriquecimento em ferro (Fe^{++}) por translocação lateral, seguido da melhoria da drenagem com aprofundamento do lençol freático, deu início a um processo de plintização, pela oxidação do ferro (Fe^{+++}). Nas áreas menos enriquecidas em ferro houve a formação de plintita, enquanto nos locais de maior concentração deste elemento formou petroplintita. O solo com horizonte litoplíntico (Plintossolo Pétrico litoplíntico) passou a ter sua drenagem interna comprometida pela presença deste horizonte cimentado e, consequentemente, tornou-se mais propenso à erosão laminar, razão pela qual a petroplintita encontra-se atualmente à superfície.

Nas áreas em que houve formação de plintita, desenvolveu, acima desta, um horizonte B incipiente que corresponde ao Cambissolo descrito na borda da voçoroca. Portanto, nesta área é evidente a evolução policíclica (poligenética) da cobertura pedológica.

As plantas com ciclo fotossintético C_4 prevaleceram por longo tempo, não menos de 20.272 anos cal AP, enquanto persistiram as condições de hidromorfismo, a partir dos níveis de ressurgência do lençol freático. À medida que a melhoria da drenagem local propiciou a ocupação por plantas de ciclo fotossintético C_3 , estas passaram a coexistir com

plantas C₄, havendo ainda, presentemente, uma baixa presença de plantas C₄ associada à vegetação C₃. Os dados das datações realizadas na MOS indicam que o domínio das plantas de ciclo fotossintético C₃ é muito recente, da ordem de aproximadamente 378 anos cal AP.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A.N. 1971. Contribuição a Geomorfologia da área dos Cerrados. In: **Simpósio sobre o Cerrado**. São Paulo. EDUSP, p. 97-103.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, [s.l.], v. 22, n. 6, p.711-728, 1 dez. 2013. Schweizerbart. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507.
- ANDREIS, R. R. **Indentificación e importancia geológica de los Paleosuelos**. Editora da UFRGS, Porto Alegre, 67p, 1981.
- ANDRIESSE, J. P. **Nature and management of tropical peat soils**. Soil Bulletins n.59, FAO. Rome. 1988. 178p.
- BACCARO, C. A. D. As unidades geomorfológicas e a erosões nos chapadões do município de Uberlândia. Uberlândia. **Sociedade e Natureza**, 6 (11 e 12): 19-33, janeiro/dezembro 1989.
- BALESTENT, J. The turnover of soil organic fractions estimated by radiocarbon dating. **The Science of the Total Environment**, Amsterdam, v.62, p.405-408, 1987.
- BASTOS DA SILVA, J.R. **Contribuições da geologia para o desenvolvimento sustentável do turismo no município da Estância Turística de Paraguaçu Paulista (SP)**. 2004. vii, 112 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2004. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/92789>>.
- BENDER, M. M. Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. **Phytochemistry**, Oxford, v. 10, p. 1239-1244, 1971.
- BENTO, L. C. M; RODRIGUES, S. C. **Geodiversidade e potencial geoturístico do salto de Furnas – Indianópolis-MG**. RA TE GA, Departamento de Geografia – UFPR, 21: 272-297, 2011.
- BIGARELA, J. J.; ANDRADE, G. O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. **Geological Society of America**, Special Paper, v. 84, p. 433-451. 1965.
- BLAKE, G.R.; HARTGE, K. H. Bulk Density. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis: Physical and Mineralogical Methods**. Part 1. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p.363-375.
- BOUTTON, T.W.; NORDT, L.C.; ARCHER, S.R.; MIDWOOD, A.J.; CASAR, I. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their potential use as indicators of paleoclimate. In: Symposium on isotope technique in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere, Vienna, 1993. **Proceedings**. Vienna: IAEA, 1993. p.445-459.
- BOUTTON, T.W.; ARCHER, S.R.; NORDT, L.C. Climate, CO₂ and plant abundance. **Nature**, v.372, p.625-626, 1994.

BOUTTON, T.W. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: BOUTTON, T.W.; YAMASAKI, S.I. (eds.) . **Mass spectrometry of soils**. New York: Marcel Dekker, 1996. p. 47-82.

BOUTTON, T.W.; ARCHER, S.R.; MIDWOOD, A.J.; ZITZER, S.F.; BOL, R. $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic matter and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem. **Geoderma**, Amsterdam, v.82, n.1-3, p. 5-41, 1998.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Rev. Bras. de Geografia**, Rio de Janeiro, 32: 3-39, 1971.

BROECKER, W. S. Radiocarbon. In : TUREKIAN, K. K. ; HOLLAND, H. D. (Ed.). **Treatise on geochemistry**. 1 ed. San Diego : Elsevier, 2003. v.4, p. 245-260.

BUSO-JUNIOR, A. A. **Dinâmica ambiental holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral norte do estado do Espírito Santo**. 2010. 190 p. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.

CAMPBELL, C.A.; PAUL, E.A.; RENNIE, D.A.; MCCALLUM, K.J. Applicability of the carbon-dating method of analysis to soil humus studies. **Soil Science**, New Brunswick, v.104, n.3, p.217-224, 1967.

CERRI, C.C.; FELLER, C.; BALESSENT, J.; VICTORIA, R.; PLENECASSAGNE, A. Application du traçage isotopique naturel en ^{13}C , à l'étude de la dynamique de la matière organique dans les sols. **Compte Rendus de l'Academie de Sciences**, Serie 2, Paris, v.300, n.9, p.423-428, 1985.

CIPRIANO-SILVA, R.; VALLADARES, G. S.; PEREIRA, M. G.; ANJOS, L. H.C. Caracterização de Organossolos em ambientes de várzea do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 38, n. 1 p. 26-38, 2014.

CHRISTOFOLETTI, A. Considerações a propósito da geografia física dos cerrados. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, 11: 5-32, 1966.

DAVINO, A. Configuração topográfica pretérita à sedimentação da Formação Uberaba na região de Romaria, Estrela do Sul e Monte Carmelo (MG). **Rev. Bras. de Geociências**, São Paulo, 13: 37-40, 1983.

DESJARDINS, T.; VOLKOFF, B.; ANDREUX, F.; CERRI, C. C. Distribution du carbome total et de l'isotope ^{13}C dans des sols ferrallitiques du Brésil. **Science du Sol**, v.29, n.3, p.175-187, 1991.

DESJARDINS, T.; FILHO, A.C.; MARIOTTI, A.; CHAUVEL, A.; GIRARDIN, C. Changes of the Forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene as revealed by soil organic carbon isotope ratios. **Oecologia**, Berlin, v.108, n.4, p.749-756, 1996.

DE VRIES, H. L. Variation in concentration of radiocarbon with time and location on Earth. **Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie Wetenschappen B**. Amsterdam, v. 61, p.94-102, 1958.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação dos Solos. **Levantamento de média intensidade dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro, 1982. 526p. (Boletim de pesquisa, nº 1).

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Sistema Brasileiro de classificação de Solo. **Manual de métodos e análises de solo**. Rio de Janeiro, 1997. 96 p.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3. ed. rev. amp. Brasília, DF: Embrapa, 2013. 353p.

FARQUHAR, G. D. ; EHLERINGER, J. R. ; HUBICK, K. T. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. **Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology**, Palo Alto, v. 40, p. 503-537, 1989.

FELTRAN FILHO, A. 1997. **A estruturação das paisagens nas Chapadas do Oeste Mineiro**. Tese (Doutorado em Geografia) - Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 252 p.

FERRARI, P.G. Formação Nova Ponte, uma entidade terciária. In: **Simpósio de geologia de Minas Gerais, 5.; Simpósio de geologia do núcleo Brasília**, 1., 1989, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG, 1989. p. 105-109.

GOMES, B. M. **Estudo paleoambiental no estado de Rondônia utilizando datação por ¹⁴C e razão ¹³C/¹²C da matéria orgânica do solo**. Piracicaba, 1995. 106p. Dissertação (Mestrado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo.

GOMIDE, A. L. O. **Caracterização de paleossolos enterrados**. Uberlândia, 2007. 36p. Monografia (Graduação) – Universidade Federal de Uberlândia.

GOUVEIA, S.E.M.; PESSENCIA, L.C.R.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; SCHEEL-YBERT, R.; BENDASSOLI, J.A.; RIBEIRO, A.S.; FREITAS, H.A. Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v.33, p.95-106, 2002.

GUILLET, B.; FAIVRE, A.; MARIOTTI, KHOBZI, J. The ¹⁴C dates and ¹³C/¹²C ratios of soil organic matter as a means of studying the past vegetation in intertropical regions: Examples from Colombia (South America). **Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v.65, n.1-2, p.51-58, 1988.

HOGG, A.G.; HUA, Q.; BLACKWELL, P.G.; NIU, M.; BUCK, C.E.; GUILDERSON, T.P.; HEATON, T.J.; PALMER, J.G.; REIMER, P.J.; REIMER, R.W.; TURNER, C.S.M.; ZIMMERMAN, S.R.H. SHCal13Southern Hemisphere Calibration, 0-50,000 years cal BP. **Radiocarbon**, New Haven, v. 55, n. 4, p. 1889-1903, 2013.

KERBAUY, G. B. **Fisiologia vegetal**. Rio de Janeiro: Guanabara Koogan, 2004. 452 p.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Rev. Brasileira de Geografia**. 18(2): 147-205, 1957.

KRAUS, M. Mesozoic and Tertiary paleosols. In: **Martini, I.P.; Chesworth, W.** (ed.) *Weathering, Soils & Paleosols*. Elsevier, Amsterdam, p.525-542, 1992.

LEEGOOD, R. C. The Calvin cycle and photorespiration. In: **Plant biochemistry and molecular biology**, p. 27-45, Lea, P. J., Leegood, R. C., eds. John Wiley and Sons, Chichester and New York. 1993

LIBBY, W. F. ; ANDERSON, E. C. ; ARNOLD, J. R. Age determination by radiocarbon content : worldwide assay of natural radiocarbon. **Science**, Washington, v. 109, p. 227-228, 1949.

MACKO, S. A.; ESTEP, M. L. Microbial alteration of stable nitrogean and carbon isotopic compositions of organic matter. **Organic Geochemistry**. Amsterdam, v. 6, p. 787-790, 1984.

MARTINELLI, L.A.; PESSENCIA, L.C.R.; VALENCIA, E.P.E.; CAMARGO, P.B.; TELLES, E.C.C.; CERRI, C.C.; ARAVENA, R.; VICTORIA, R.L.; RICHEY, J.E.; TRUMBORE, S. Carbon-13 variation with depth in soils os Brazil and climate changes during the Quaternary. **Oecologia**, Berlin, v.106, n.3, p.376-381, 1996.

MEYER, R. **Paléoaltérites et Paléosols: l'empreinte du continent dans les séries sédimentaires**. BRGM, Orleans, 163p, 1987.

MEYERS, P. A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. **Organic Geochemistry**. Amsterdam. v. 34, p. 261-289, 2003.

MORRISON, R. T.; BOYD, R. N. (1990). **Química Orgânica**. 9^aed. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian. 1639p

NATELHOFFER, K. J.; FRY, B. Controls on natural nitrogean-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 52, p. 1633-1640, 1988.

NAVE, C. R. **Hypersphysics**. Atlanta : Georgia State University, 2006. Disponível em : <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html>. Acesso em: 23 out. 2014.

OLIVEIRA, A. C. B.; SALIMON, C. I.; CALHEIROS, D. F.; FERNANDES, F. A.; VIEIRA, I.; CHARBEL, L. F.; PIRES, L. F.; SALOMÃO, M. S. M. B.; NOGUEIRA, S. F.; VIEIRA, S.; MOREIRA, M. Z.; MARTINELLI, L. A.; CAMARGO, P. B. Isótopos estáveis e produção de bebidas: de onde vem o carbono que consumimos? **Ciência e Tecnologia de Alimentos**. v. 22, n. 3, Campinas, 2002.

OLIVEIRA, J. B.; JACOMINE, P. K. T.; CAMARGO, M. N. **Classes Gerais de Solos do Brasil: Guia auxiliar para o seu reconhecimento**. Jaboticabal, FUNEP, 201 p. 1992.

PAISANI, J. C.; CALEGARI, M. R.; PONTELLI, M. E.; PESSEnda, L. C. R.; CORRÊA, A. C. B.; PAISANI, S. D. L.; RAITZ, E. O papel das mudanças climáticas do quaternário superior na dinâmica evolutiva de paleovalve de segunda ordem (sul do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Porto Alegre, RS, v. 14, n. 1, p.103-116, mar. 2013. Trimestral. Disponível em: <file:///C:/Users/Heliomar/Downloads/413-3296-1-PB.pdf>. Acesso em: 18 ago. 2015.

PESSEnda, L. C. R. ; CAMARGO, P. B. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. **Química Nova**, São Paulo, v.14, n.2, p.98-103, 1991.

PESSEnda, L. C. R ; VALENCIA, E. P. E. ; CAMARGO, P. B. ; TELLES, E. C. C. ; MARTINELLI, L. A. ; CERRI, C.C. ; RAMON, A. ; KAZIMIERZ, R. Natural radiocarbon measurements in Brazilian soils developed on basic rocks. **Radiocarbon**, New Haven, v. 3, n. 2, p. 203-208, 1996.

PESSEnda, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; GOMES, B.M.; BOULET, R.; RIBEIRO, A.S. ^{14}C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. **Radiocarbon**, New Haven, v.40, n.2B, p.1013-1022, 1998.

PESSEnda, L.C.R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; ROSOLEN, V.; GOUVEIA, S.E.M.; RIBEIRO, A.S.; LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**, Swansea, v.11, n.2, p.250-254, 2001.

PESSEnda, L. C. R.; RIBEIRO, A. S.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; BENDASSOLLI, J. A. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, San Diego, v. 62, p. 183-193, 2004.

PESSEnda, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; FREITAS, H.A.; RIBEIRO, A.S.; ARAVENA, R.; BENDASSOLI, J.A.; LEDRU, M.P.; SIFEDDINE, A.; SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. (Ed). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p.75-93.

PESSEnda, L. C. R; OLIVEIRA, P. E.; MOFATTO, M.; MEDEIROS, V. B.; GARCIA, R. J. F.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J. A.; LEITE, A. Z.; SAAD, A. R.; ETCHEBEHERE, M. L. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28000 ^{14}C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quaternary Research**, San Diego, v. 71, p. 437-452, 2009.

RADAMBRASIL. **Levantamento de Recursos Naturais**. Rio de Janeiro, Folha SE., 22, Goiânia, 1983. v. 31.

RAVEN, P. H. ; EVERT, R. F. ; EICHHORN, S. **Biologia vegetal**. Rio de Janeiro : Guanabara Koogan, 1996, 728p.

REIMER, P. J.; BAILLIE, M. G. L.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J. W.; BLACKWELL, P. G.; BRONK RAMSEY, C.; BUCK, C. E.; BURR, G. S.; EDWARDS, R. L.; FRIEDRICH, M.; GROOTES, P. M.; GUILDERSON, T. P.; HAJDAS, I.; HEATON, T. J.; HOGG, A. G.; HUGHEN, K. A.; KAISER, K. F.; KROMER, B.; MACCORMAC, F. G.; MANNING, S. W.; REIMER, R. W.; RICHARDS, D. A.; SOUTHON, J. R.; TALAMO, S.; TURNEY, C. S. M.; VAN DER PLICHT, J.; WEYHENMEYER, C. E. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. **Radiocarbon**, New Haven, v. 51, n. 4, p. 1111-1150, 2009.

RETALLACK, G. J. **Soils of the Past**. Unwin-Hyman, London. 520p. 1990.

SAIA, S. E. M. G. **Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do Estado de São Paulo)**. 2006. 119 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2006.

SCHEER, M. B.; CURCIO, G. R.; RODERJAN, C. V. Funcionadidades ambientais de solos altimontanos na Serra da Igreja, Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 4, 2011.

STOUT, J.D.; GOH, K.M.; RAFTER, T.A. Chemistry and turnover of naturally occurring resistant organic compounds in soil. In: PAUL, E.A.; LADD, J.N. (Ed.). **Soil biochemistry**. New York: Marcel Dekker, 1981. p. 1-73.

TAIZ, L.; ZEIGER, E. **Fisiologia Vegetal**. 3ed. ARTMED, Porto Alegre, 2004, 719 p.

TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.; TAIOLI, F. (Org.). **Decifrando a Terra**. 2. Ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009. 303p.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B. & MELFI, A. J. **Intemperismo e formação do solo**. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R. & TAIOLI, F. (organizadores), **Descifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. Reimpressão, 2001. 558 p.

TROUGHTON, J. H. ; STOUT, J. D. ; RAFTER, T. Long-term stability of plant communities. **Yearbook of the Carnegie Institute of Washington**, Washington, v. 73, p. 838-845, 1974.

VALENCIA, E. P. E. **Datação por ¹⁴C e Razão ¹³C/¹²C de solos sob climas tropical e subtropical do Brasil**. Piracicaba, 1993. 91p. Dissertação (Mestrado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo.

VIDOTTO, E. et al. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 37, n. 3, p. 385-400, 2007.

VINHAL-FREITAS, I. C. **Matéria orgânica, fluxo de CO₂ e índice Q₁₀ em dois latossolos com texturas contrastantes sob diferentes usos no cerrado**. 2013, 91p. Tese (Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Agronomia - área de concentração em solos). Instituto de Ciências Agrárias, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia - MG.

VOLKOFF, B.; CERRI C. C. Carbon isotopic fractionation in subtropical Brazilian grassland soils. Comparison with tropical forest soils. **Plant Soil**, v. 102, p. 27-31, 1987.

WRIGHT, V. P. Paleopedology: strigraphic relationship and empirical models. In: Martini, I. P. e Chesworth, W. (ed.) Weathering, **Soils e Paleosols**. Elsevier, Amsterdan, Holand. p. 475-499, 1992.

ANEXOS

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A. Descrição geral, morfológica e quadro analítico com os resultados das análises físicas e químicas usualmente utilizadas na classificação de um solo.	50
ANEXO B. FOTOS.....	54
FOTO 1B. Vista geral da voçoroca na qual expôs-se o perfil solo/paleoturfa, ribeirão Beija-flor, município de Uberaba, MG.....	54
FOTO 2B. Perfil Cambissolo Háplico Tb Distrófico plintossólico (0-225 cm) sobre paleoturfa (225-398 cm) no ato da descrição do perfil e amostragens para a caracterização física e química.....	54
FOTO 3B. Perfil do Cambissolo Háplico Tb Distrófico plintossólico e delimitações de profundidade de amostragens no ato da coleta de material para datação do ^{14}C e da composição isotópica do carbono presente na matéria orgânica do solo.....	55
FOTO 4B. Detalhe do perfil solo/paleoturfa no ato da amostragem de material para visando a datação pelo ^{14}C e determinação da composição isotópica da matéria orgânica presente no solo e na paleoturfa.....	56
FOTO 5B. Detalhe de uma Poaceae amostrada em torno do perfil e ao fundo visão geral da vegetação atualmente presente em torno do perfil solo/paleoturfa estudado.....	56

ANEXO A

Descrição Geral

Data: 02/06/2006

Classificação: Cambissolo Háplico Tb distrófico plintossólico, A moderado, textura muito argilosa, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo suave ondulado

Unidade de mapeamento: CXbd

Localização: curso superior do Ribeirão Beija-flor, nas coordenadas geográficas em UTM: 23K0186748 e 7856713. Acesso pela rodovia BR 050 Km 55, sentido Uberaba – Uberlândia, entrando à esquerda do moinho de calcário, em estrada de terra.

Situação e declive: Terço inferior da encosta, declive de 5%

Altitude: 950 m

Litologia: Sedimentos coluviais resultantes do retrabalhamento de cobertura detrito-laterítica

Cronologia: Cenozóica

Material de origem: Cobertura detrito laterítica, muito argilosa

Pedregosidade: Nula

Relevo: Plano e suave ondulado

Erosão: Em sulco com formação de voçoroca, expondo o lençol freático

Drenagem: Imperfeitamente drenado

Vegetação: Cerrado tropical subcaducifólio

Uso geral: Área de Proteção Permanente – APP

Clima: Cwa da classificação de Köppen

Descrição Morfológica

- A - 0 – 20 cm; bruno escuro acinzentado (10 YR 4/2, u) e bruno (10 YR 5/3, s); muito argiloso; forte, pequena granular, blocos subangulares; dura, plástico; transição clara e plana.
- AB - 20 – 32 cm; bruno amarelado (10 YR 5/4, u) e bruno amarelado (10 YR 5/4, s); muito argiloso; moderada, pequena a média granular, blocos subangulares; dura, plástico; transição gradual e plana.
- Bi - 32 – 62 cm; bruno claro amarelado (10 YR 6/4, u) e bruno claro amarelado (10 YR 6/4, s); muito argiloso; fraca, média granular; blocos subangulares; muito duro, plástico; transição gradual e plana.
- Cf1 - 62 – 87 cm; bruno claro amarelado (10 YR 6/4, u) e bruno muito pálido (10 YR 7/4, s); mosqueado, comum, médio, proeminente, vermelho amarelado (5 YR 4/6); mosquedado, comum, médio a pequeno, distinto, amarelo brunado (10 YR 6/8); muito argiloso; maciça, porosa “*in situ*”; muito dura a ligeiramente dura, plástico; transição gradual e plana.
- Cf2 - 87 – 150 cm; bruno pálido (10 YR 6/3, u) e cinzento claro (10 YR 7/2, s); mosqueado, abundante, pequeno, proeminente, vermelho amarelado (5 YR 4/6); muito argiloso; maciça; dura a ligeiramente dura, plástico e pegajoso; transição gradual e plana.
- 1C - 150 – 174 cm; bruno pálido (10 YR 6/3, u); mosqueado, pouco, pequeno, difuso, vermelho amarelado (5 YR 4/6); muito argiloso; maciça, plástico e pegajoso; transição gradual.
- 2C - 174 – 189 cm; bruno (10 YR 5/3, u); muito argiloso; maciça; plástico e pegajoso; transição gradual e plana.
- 3C - 189 – 202 cm; bruno escuro acinzentado (10 YR 4/2, u); muito argiloso; maciça; plástico e pegajoso; transição gradual e plana.

4CH - 202 – 225 cm; preto (N 2/5, u) e cinza (N 6/, s); muito argiloso; maciça; plástico e pegajoso.

Raízes – Muitas raízes no A e AB, comuns no B, poucas no Cf1 e raras no Cf2.

Observações:

Perfil descrito em dia ensolarado à sombra, em barranco de voçoroca.

Abundante presença de estruturas biogênicas no horizonte A e comuns em AB e B.

Pedofauna não constatada, nódulos poucos no Cf1 e freqüentes no Cf2 pequenos, esféricos, maciços, vermelho amarelado (5 YR 4/6), argilo-ferruginosos.

ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

PERFIL: solo/paleoturfa em vertente de vereda - amostras de laboratório N.º (S):SPE092 à SPE103

Horizonte		Frações da Amostra Total %			Composição Granulométrica da Terra Fina (g.kg ⁻¹) (Dispersão com NaOH)				Argila Dispersa em Água %	Grau de Flocula- ção %	% Silt % Argila	Densidade g. cm ⁻³		Porosi- dade % (Volu- me)
												Aparent e	Real	
A	0-20	-	-	100	110	66	252	573	5,2	99,1	0,44	1,25	2,49	49,8
AB	20-32	-	-	100	94	46	120	739	28,3	96,2	0,16	1,18	2,57	54,0
Bi	32-62	-	-	100	109	49	148	693	3,1	99,6	0,21	1,34	2,61	48,4
Cf1	62-87	-	-	100	113	53	74	760	0,7	99,9	0,10	1,20	2,57	53,2
Cf2	87-150	-	-	100	145	65	139	651	0,9	99,9	0,21	1,13	2,62	56,9
1C	150-174	-	-	100	167	89	114	631	0,2	100,0	0,18	1,35	2,40	43,5
2C	174-189	-	-	100	136	90	174	600	0,2	100,0	0,29	1,35	2,64	48,7
3C	189-202	-	-	100	60	65	146	729	52,0	92,9	0,20	1,36	2,54	46,5
4CH	202-225	-	-	100	538	174	108	180	5,3	97,1	0,60	1,32	2,62	49,7
H*	225-245	-	-	100	435	141	147	278	6,6	97,6	0,53	1,33	2,13	37,6
H**	378-398	-	-	100	319	115	115	451	25,1	94,4	0,25	1,11	2,51	55,7
Horizonte	pH (1:2,5)			Cátions Trocáveis (Bases → S)			Valor S Σ Ca, Mg, K	Acidez Extraível		Valor T (CTC) Σ S, Al, H	Valor t Σ S, Al	Valor V 100 S T	Saturação por Al ⁺⁺⁺ 100 Al ⁺⁺⁺ S + Al ⁺⁺⁺	P Assimi- lábel mg dm ⁻³
	Água	KCl N	Δ pH***	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺		Al ⁺⁺⁺	H ⁺					
				cmol _c dm ⁻³								%		
A	4,7	4,2	-0,5	0,1	0,1	0,07	0,2	1,1	5,3	6,60	1,30	3	87	0,2
AB	4,6	4,3	-0,3	0,1	0,1	0,03	0,1	0,6	4,1	4,80	0,70	3	82	0,1
Bi	4,5	4,7	0,2	0,1	0,1	0,02	0,1	0,2	2,9	3,20	0,30	4	63	0,1
Cf1	5,0	5,1	0,1	0,1	0,1	0,01	0,1	0,0	2,2	2,30	0,10	5	0	0,1
Cf2	5,1	5,2	0,1	0,1	0,1	0,01	0,1	0,0	2,5	2,60	0,10	4	0	0,1
1C	5,2	4,9	-0,3	0,1	0,1	0,01	0,1	0,0	3,1	3,20	0,10	3	0	0,1
2C	5,3	4,7	-0,6	0,1	0,1	0,01	0,1	0,3	3,1	3,50	0,30	3	67	0,1
3C	5,2	4,5	-0,7	0,1	0,1	0,01	0,1	0,7	5,1	5,90	0,80	2	88	0,3
4CH	5,5	4,7	-0,8	0,1	0,1	0,01	0,1	0,3	7,6	8,00	0,40	1	73	1,6
H*	5,2	4,4	-0,8	0,1	0,1	0,01	0,1	1,4	9,4	10,90	1,50	1	93	1,8
H**	5,2	4,5	-0,7	0,1	0,1	0,01	0,1	0,7	7,2	8,00	0,80	1	86	6,4
Horizonte	M.O. dag kg ⁻¹	C (orgânico) %	N %	L N	Ataque sulfúrico					Relações moleculares			Capaci- dade de Campo %	
					SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2 \times 1,7}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (Ki)	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$ (Kr)	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 \times 1,57}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$			
A	3,2	1,9	0,18		-	-	-	-		-	-	-	-	
AB	2,0	1,2	0,14		-	-	-	-		-	-	-	-	
Bi	1,5	0,9	0,07		-	-	-	-		-	-	-	-	
Cf1	1,3	0,8	0,07		-	-	-	-		-	-	-	-	
Cf2	1,2	0,7	0,07		-	-	-	-		-	-	-	-	
1C	1,3	0,8	0,04		-	-	-	-		-	-	-	-	
2C	1,4	0,8	0,04		-	-	-	-		-	-	-	-	
3C	2,3	1,3	0,07		-	-	-	-		-	-	-	-	
4CH	14,9	8,6	0,32		-	-	-	-		-	-	-	-	
H*	20,3	11,8	0,46		-	-	-	-		-	-	-	-	
H**	6,6	3,8	0,14		-	-	-	-		-	-	-	-	

* Topo da paleoturfa

** Base da paleoturfa

*** (Δ pH = pH H₂O - pH KCl)

ANEXO B: FOTOS



FOTO 1B. Vista geral da voçoroca à montante do local onde foi preparado o perfil solo/paleoturfa.



FOTO 2B. Perfil Cambissolo Háplico Tb Distrófico plíntossólico (0-225 cm) sobre paleoturfa (225-398 cm) no ato da descrição do perfil e amostragens para a caracterização física e química.

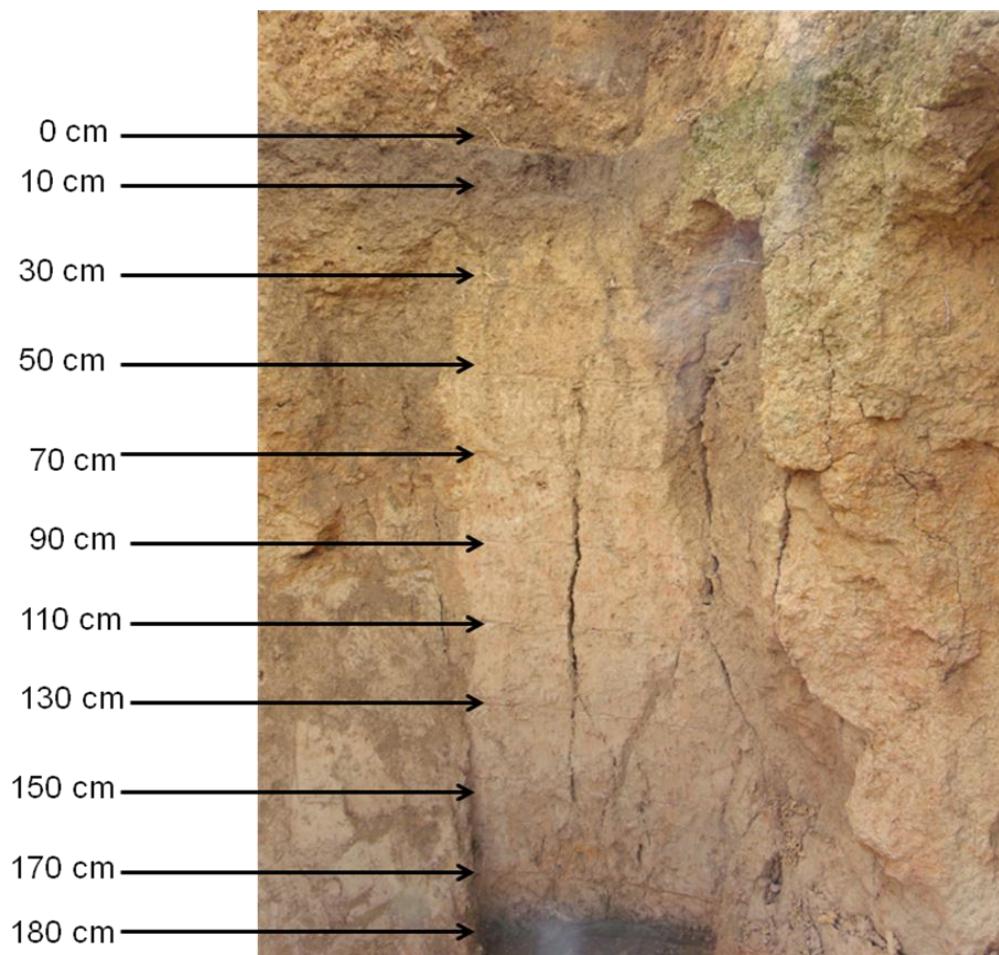


FOTO 3B. Perfil do Cambissolo Háplico Tb Distrófico plintossólico e delimitações de profundidade de amostragens no ato da coleta de material para datação do ^{14}C e da composição isotópica do carbono presente na MOS.



FOTO 4B. Detalhe do perfil solo/paleoturfa no ato da amostragem de material para visando a datação pelo ^{14}C e determinação da composição isotópica da matéria orgânica presente no solo e na paleoturfa



FOTO 5B. Detalhe de uma poaceae amostrada em torno do perfil e ao fundo visão geral da vegetação atualmente presente em torno do perfil solo/paleoturfa estudado.