

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
Campus de Rio Claro.

DANILO FURLAN AMENDOLA

Caracterização da matéria orgânica do solo e sua influência nas propriedades físico-químicas no sistema Latossolo-Gleissolo.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e meio ambiente.

Orientadora: Vania Silvia Rosolen

Rio Claro - SP

2017

DANILO FURLAN AMENDOLA

Caracterização da matéria orgânica do solo e sua influência nas propriedades físico-químicas no sistema Latossolo-Gleissolo.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e meio ambiente.

Comissão Avaliadora

Prof^a. Dra. Vania Silvia Rosolen - orientadora

Prof. Dr. Fábio Augusto Gomes Vieira Reis

Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno

Rio Claro, 18 de novembro de 2017

551.9 Amendola, Danilo Furlan
A511c Caracterização da matéria orgânica do solo e sua
influência nas propriedades físico-químicas no sistema
Latosolo-Gleissolo / Danilo Furlan Amendola. - Rio Claro,
2017
92 f. : il., figs., gráfs., forms., tabs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Vania Silvia Rosolen

1. Geoquímica. 2. Carbono. 3. Catena. 4. Enriquecimento
aluminoso. I. Título.

AGRADEIMENTOS

Agradeço a CAPES pelo auxílio através de bolsa de mestrado pelo programa de Pós Graduação em Geociências e Meio Ambiente.

Agradeço imensamente aos meus pais, Eloá e Ladislau, por todo o apoio, incentivo e ensinamentos a mim passados durante toda minha vida, sem vocês tudo seria mais difícil, vocês são um presente e não sei como expressar minha gratidão e meu amor.

Agradeço ao amigo Vincent Chaplot pesquisador e coordenador do Laboratoire d'Océanographie et du Climatque em Paris, que me recebeu lá de braços abertos, parceria que rendeu frutos excelentes!

Obrigado também aos professores Fábio e Guilherme pelas contribuições valiosas feitas na qualificação.

Meu obrigado de coração a mais que amiga Analice pelas milhares de aulas de gramática pelo celular e sobretudo pela imensa troca que nossa vida se tornou ao longo dos anos. Nunca me esqueço que quando você estava no México e eu na Alemanha você disse "nunca moramos tão longe um do outro". Saudade sempre.

A amiga Raquel pelo companheirismo, pelos mapas, pelas ajudas na vida e principalmente por ter dividido uma casa comigo durante os melhores anos da faculdade, sou eternamente grato também aos seus pais, Sueli e Quirino, por serem tão especiais, terem praticamente me adotado e sempre me ajudarem muito.

Aos grandes amigos Erika e Nicholas pelos vários melhores momentos vividos na Pensão, em São Paulo, em Taubaté, no ENEGEO e em tantos outros lugares. Vocês foram fundamentais para minha trajetória.

Aos amigos Gustavo e Bruno pela amizade, pelo incentivo, pelas ajudas até tarde da noite morrendo de sono e principalmente pela paciência enorme em todos os desabafos da loucura gostosa que é tornar-se mestre.

Por último, mas não menos importante, obrigado Robson por também ter paciência durante os momentos de desespero, pelo companheirismo, por me inspirar e me incentivar.

Dedico esta dissertação a vó Cacilda (*in memoriam*),
felizes os que tiveram o privilégio de conhece-la.

Resumo

A região do oeste mineiro possui grande importância econômica nacional, possui excelente potencial mineral e é um importante polo do agronegócio. Sua importância para o Brasil não é recente, o oeste mineiro, assim como todo o estado de Minas Gerais, possui grande importância histórica também, desde a extração de ouro na época colonial, passando pela cultura do café com leite e chegando aos dias atuais, com a mineração. Calcário e argila refratária são importantes bens minerais explorados a décadas, estando associados às rochas sedimentares da formação Marília, que sustenta o relevo das chapadas sedimentares ali presentes. A catena estudada encontra-se no alto de uma dessas chapadas, localizada entre os municípios de Uberaba e Uberlândia, e é composta por três perfis, T1P1 (montante), T1P2 (meia encosta) e T1P3 (jusante), que demonstram, localmente, a transição entre Latossolos e Gleissolos. Análises químicas, físicas e mineralógicas foram feitas para caracterizar a transição entre os dois tipos de solo que compõem a Catena. O fracionamento da matéria orgânica indicou que a matéria orgânica particulada, presente na fração areia, ainda é bastante significativa e contribui para elevar o cálculo do carbono orgânico total no ambiente. O índice Ki, que retrata o grau de intemperismo, indica um caráter predominantemente gibbsítico em todas as porções do solo da Catena. A Microscopia Eletrônica de Varredura indica a presença de alumínio na forma de hidróxido, Gibbsita, concordando com o caráter gibbsítico impresso pelo índice Ki. Os resultados da análise de Infravermelho com Transformada de Fourier apontam para a presença de ácidos orgânicos cuja composição é dada por ácidos carboxílicos fracos e polissacarídeos. Quando correlacionados, os resultados apontam para um solo mineral rico em Gibbsita apresentando enriquecimento aluminoso característicos das áreas hidromórficas. As áreas hidromórficas perfazem um total de 6% ou 2,1 milhões de quilômetros quadrados da superfície terrestre e são importantes reservatórios de carbono orgânico, sendo muito importantes na manutenção climática do planeta Terra. Seu estudo é importante devido ao acelerado declínio, em área, desses ambientes, globalmente. O estudo do carbono associado ao solo é importante pois o solo é capaz de acumular até quatro vezes mais carbono do que a biomassa vegetal e até três vezes mais carbono do que a atmosfera. Localmente, na área de estudo, os teores de carbono orgânico tendem a diminuir em direção à base dos perfis estudados e aumentar, em aproximadamente 8 vezes, em direção à jusante da Catena, na região dos solos Gleis.

Palavras chave: Gleissolo, Latossolo, Catena, Carbono

The region of western Minas Gerais has great national economic importance, has excellent mineral potential and is an important pole of agribusiness. Its importance for Brazil is not recent, the west of Minas Gerais, as well as the entire state of Minas Gerais, is also of great historical importance, from the extraction of gold in colonial times, to the present day, with different types of mining. Limestone and refractory clay are important mineral assets exploited for decades, being associated to the sedimentary rocks of the Marília formation, which supports the relief of the sedimentary plains present there. The studied catena is located on the top of one of these plains, located between the cities of Uberaba and Uberlândia, and is composed of three profiles, T1P1 (upstream), T1P2 (half slope) and T1P3 (downstream) the transition between Oxisols and Gleissolos. Chemical, physical and mineralogical analyzes were made to characterize the transition between the two types of soil that compose Catena. The fractionation of the organic matter indicated that the particulate organic matter, present in the sand fraction, is still very significant and contributes to increase the calculation of the total organic carbon in the environment. The Ki index, which shows the degree of weathering, indicates a predominantly gibbsite character in all portions of the Catena soil. The Scanning Electron Microscopy indicates the presence of aluminum in the form of hydroxide, Gibbsite, agreeing with the gibbsitic character printed by the Ki index. The results of the Fourier transform Infrared analysis point to the presence of organic acids whose composition is given by weak carboxylic acids and polysaccharides. When correlated, the results point to a mineral rich in Gibbsite presenting aluminous enrichment characteristic of the hydromorphic areas. Hydromorphic areas make up a total of 6% or 2.1 million square kilometers of the earth's surface and are important reservoirs of organic carbon, and are very important in the climate maintenance of planet Earth. Their study is important because of the accelerated decline in area of these environments globally. The study of the carbon associated to the soil is important because the soil is able to accumulate up to four times more carbon than the vegetal biomass and up to three times more carbon than the atmosphere. Locally, in the study area, the organic carbon content tends to decrease towards the base of the studied profiles and increase, approximately 8 times, downstream of Catena, in the region of the Gleis soils.

Key words: Gleysol, Latosol, Catena, Carbon

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	4
3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	5
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	10
4.1 AS ÁREAS ÚMIDAS E A MATÉRIA ORGÂNICA.....	13
4.2 FUNÇÕES DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO (MOS).....	17
4.3 MATÉRIA ORGÂNICA ASSOCIADA AOS MINERAIS (MOAM).....	19
5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	22
5.1 ATIVIDADES CAMPO.....	22
5.2 ANÁLISES MICROSCÓPICAS.....	22
5.3 ANÁLISE QUÍMICA TOTAL E COMPLEXO SORTIVO.....	23
5.4 ANÁLISE MINERALÓGICA POR DIFRAÇÃO DE RAIOS X (DRX).....	24
5.5 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA E DENSIDADE DO SOLO.....	24
5.6 ANÁLISE DO CARBONO ORGÂNICO E NITROGÊNIO TOTAL E ... FRACIONAMENTO DA MATÉRIA ORGÂNICA.....	25
5.7 ESTOQUE DE CARBONO.....	26
5.8 ESPECTROSCOPIA NO INFRAVERMELHO COM TRANSFORMADA DE FOURIER (FTIR).....	26
6 RESULTADOS.....	27
6.1 DESCRIÇÃO DOS PERFIS E ANÁLISES MICROSCÓPICAS.....	27
6.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS SOLOS ÓXIDOS TOTAIS (FRX) E COMPLEXO SORTIVO.....	40
6.3 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS SOLOS (DIFRATOMETRIA DE RAIOS X (DRX).....	48
6.4 COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS SOLOS.....	48
6.5 DENSIDADE DO SOLO.....	50
6.6 CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT), NITROGÊNIO TOTAL E RAZÃO C/N DA MATÉRIA ORGÂNICA.....	53
6.7 FRACIONAMENTO DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO, CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT), NITROGÊNIO TOTAL (NT) E RAZÃO C/N.....	57

6.8 CARACTERIZAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO POR ESPECTROSCOPIA NO INFRAVERMELHO COM TRANSFORMADA DE FOURIER (FTIR).....	60
7 DISCUSSÃO	68
8 CONCLUSÃO	71
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73
ANEXO A – RESULTADOS FTIR.....	84

1 INTRODUÇÃO

A região do Triângulo Mineiro, no oeste do estado de Minas Gerais possui grande importância econômica, incluindo ser um importante polo da indústria mineral brasileira.

A indústria extrativista mineral da região oeste de Minas Gerais possui um perfil diversificado, além de bens minerais como Ferro e Nióbio, são exploradas também argilas altamente aluminosas, compostas por caolinita e gibbsita e destinadas principalmente à produção de materiais industriais refratários.

Para ser classificada como refratária a argila deve possuir teor de alumina superior a 46% e um dos fatores que contribuem para isso é a presença de oxi-hidróxidos de Al livres, na forma de Gibbsita, por exemplo.

A catena, estudada na presente dissertação, encontra-se inserida na superfície de uma das Chapadas Sedimentares do Oeste Mineiro localizada entre as cidades de Uberaba e Uberlândia. Ela é composta por três perfis e abrange a transição entre um Latossolo Amarelo (T1P1, montante) e um Gleissolo (T1P3, jusante).

A associação das argilas altamente aluminosas com o sistema latossolo – gleissolo pode ser compreendida através a análise da evolução dos perfis estudados. Os teores de matéria orgânica do solo (MOS) e de Al são mais baixos onde a hidromorfia não se manifesta (T1P1) e mais altos onde ela está presente (T1P3), sobretudo em decorrência das propriedades físico-químicas que a presença de água e MOS implica nos perfis.

Essas argilas são encontradas na jusante da catena, local onde ocorrem os gleissolos. A hidromorfia, caracterizada por solos sazonalmente ou permanentemente saturados em água e ricos em MOS é uma característica marcante desse baixo topográfico.

A hidromorfia é um dos fatores responsáveis pela elevada concentração de MOS em decorrência das modificações físico-químicas geradas pela presença constante ou pela variação do nível freático.

Nestes ambientes a matéria orgânica é preservada devido a baixa concentração de oxigênio livre, além disso, fatores como a formação de complexos químicos (complexidade química intrínseca aos compostos de carbono) e mineralógicos (quando ligada, ionicamente, aos metais presentes, principalmente ao Al).

Com relação a sua solubilidade em água, em diferentes valores de pH, a matéria orgânica do solo gera três produtos principais, os ácidos húmicos, os ácidos fúlvicos e a humina, que possuem funções distintas no solo.

A função da matéria orgânica do solo pode ser agrupada em três ramos distintos: funções bioquímicas, funções químicas e funções físicas. As funções bioquímicas da MOS são relacionadas principalmente ao estoque de energia gerado pela presença da MOS, as funções químicas são referentes à capacidade de troca catiônica (CTC) do solo e por fim as funções físicas têm como resultado a formação de agregados do solo.

A presença da hidromorfia e da matéria orgânica altera o comportamento mineral do solo, a hidromorfia modifica as propriedades físico-químicas do solo atuando na redução dos óxidos de ferro, enquanto isso a presença da matéria orgânica eleva a retenção de oxi-hidróxidos de Al devido às suas ligações preferenciais com este elemento, sendo assim, a presença de MOS contribui fortemente para a fixação do alumínio e, conseqüentemente, seu enriquecimento.

A porção da matéria orgânica mais associada aos minerais é formada principalmente pelas substâncias húmicas que se ligam à superfície dos minerais formando complexos organominerais, a formação desses complexos está relacionada à mineralogia da fração argila do solo. Os resultados dessa pesquisa indicam que a matéria orgânica está relacionada aos oxi-hidróxidos de Al na fração silte e argila.

Para a compreensão do comportamento da matéria orgânica presente na catena estudada, que representa o sistema Latossolo. – Gleissolo, foram identificadas as características químicas e físicas do solo. Para a caracterização química considerou-se analisar os óxidos totais, o complexo sortivo, o carbono orgânico presente e o teor de nitrogênio. Além disso foi realizada a espectroscopia no infravermelho com transformada de Fourier (FTIR, sigla em inglês).

Para a caracterização física do solo foram feitas análises microscópicas, em microscópio ótico e através da microscopia eletrônica de varredura (MEV). Ainda avaliando as propriedades físicas do solo foram também realizadas análises granulométricas, além disso a mineralogia dos perfis foi determinada pelo método da Difração de Raios X (DRX).

Através dos dados físicos e químicos foram calculados tanto a densidade dos solos, o seu estoque de carbono e o índice de intemperismo.

As análises de densidade são importantes na classificação física do solo pois a formação de agregados no solo tem a capacidade de diminuir a sua densidade, em contrapartida o elevado teor de MOS contribui para a formação dos agregados no solo, dessa forma é possível relacionar a alta concentração de matéria orgânica dos perfis com a densidade dos seus solos.

A topossequência estudada apresenta solos minerais com caráter predominantemente gibbsíticos, como observado tanto pelos resultados do índice de intemperismo (Ki) quanto pelas análises químicas e microscópicas (MEV), além disso, os resultados de FRX, DRX e as análises do carbono também apontam para um solo mineral rico em gibbsita e conseqüentemente enriquecido em alumina, como é característico das áreas hidromórficas.

Sendo assim, a relevância deste trabalho é pautada não só pela importância mineral da região, mas também na sua contribuição para a caracterização da matéria orgânica do solo em uma área hidromórfica do oeste mineiro.

2 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho foi avaliar as diferenças de concentração e caracterização da matéria orgânica do solo no sistema Latossolo-Gleissolo e suas influências nas propriedades físico-químicas destes solos, contribuindo para ampliar o conhecimento sobre as áreas úmidas do cerrado.

3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudos (Figura 1) localiza-se na chapada sedimentar do Triângulo Mineiro, entre os municípios de Uberaba e Uberlândia, na microbacia do Carçoço (19°20'20'' Sul e 53°56'14'' Oeste).

A microbacia está inserida no contexto geológico da Bacia Bauru, uma bacia de caráter intracratônico que abrange o centro-oeste de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul, sudeste do Mato Grosso, sul de Goiás e oeste de Minas Gerais (BATEZELLI, 2003).

O Acesso à área é feito partindo-se de Uberaba em direção a Uberlândia pela Rodovia BR 050. A Figura 2 apresenta a disposição dos perfis da catena estudada, sendo composta pelos perfis T1P1 (Latossolo a montante da vertente), T1P2 (na posição intermediária da vertente (T1P2) e T1P3 (Gleissolo a jusante da vertente na depressão topográfica).

Segundo a classificação climática de Köppen o clima da região é do tipo Aw (clima tropical). Os meses mais secos são julho e agosto, com volumes precipitados de 6,21 mm e 13,84 mm, respectivamente. Janeiro é o mês mais chuvoso, com volume de precipitação de 285,20 mm.

Com relação à temperatura, o período mais frio corresponde aos meses de junho (20,86 °C) e julho (21,07 °C) e o mês de outubro é o mais quente do ano com temperatura média de 25,57 °C.

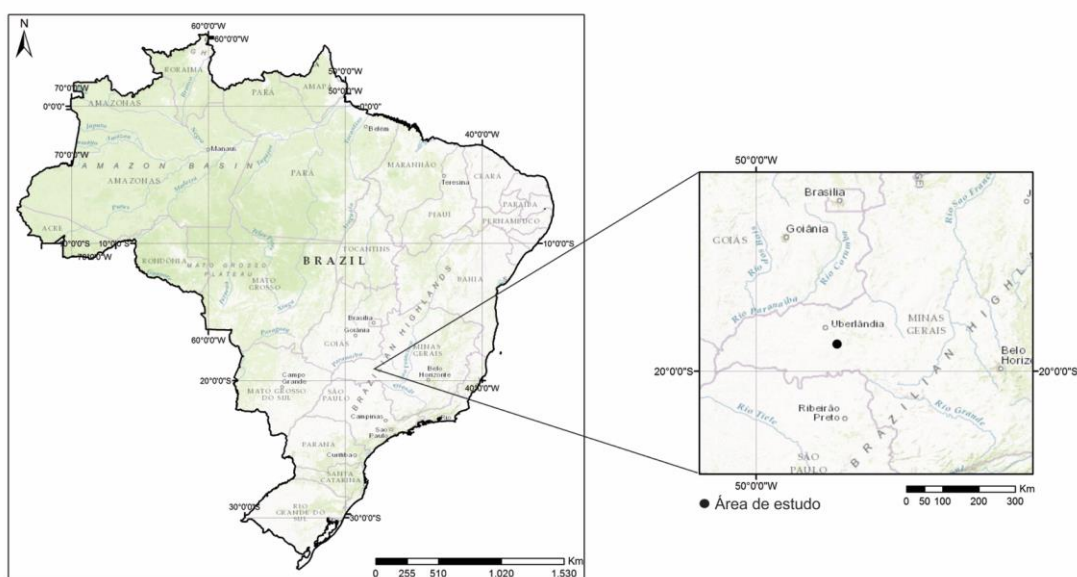


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo. Fonte: Autor.

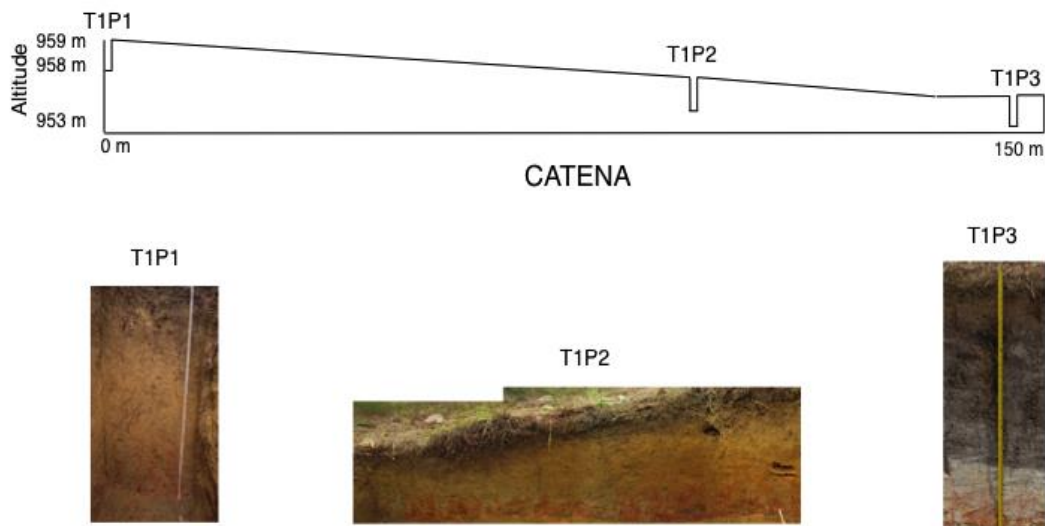


Figura 2: Distribuição topográfica dos perfis na topossequência analisada. Fonte: Projeto FAPESP 2014/01131-4

As chapadas do Triângulo Mineiro correspondem, geomorfologicamente, às áreas elevadas de cimeira com altitudes entre 950 e 1050 m acima do nível do mar, com topos planos, amplos e largos (BACCARO, 1991). A autora demonstra também a relação entre a formação desses ambientes de chapada e a erosão como processo formador.

Bigarella et al., (1965) afirmam que durante o processo de desnudação da paisagem e formação das paleosuperfícies, o comportamento do clima global era cíclico e devido a alternância de períodos úmidos regionais, desenvolveram-se mantos de alteração geoquímica, aprofundamento dos regolitos e formação superficial de solos lixiviados e com grande concentração de elementos químicos residuais.

O Oeste do estado de Minas Gerais está inserido no domínio morfoclimático do Cerrado, caracterizado por chapadões cobertos por vegetação de cerrado e penetrado por floresta-galeria ao longo dos cursos d'água (AB`SABER, 1971). É o segundo bioma brasileiro em extensão geográfica abrangendo mais de 200 milhões de hectares e ocupando cerca de 25% do território brasileiro, principalmente na região Centro-Oeste e nos estados de MG e TO (COSTA e OLSZEWSKI, 2008). O cerrado abriga um terço da biodiversidade brasileira e representa 5% da flora e fauna mundiais.

Do ponto de vista geológico a área de estudo está inserida na Bacia Sedimentar do Paraná, representada pelas rochas sedimentares da Formação Marília (Grupo Bauru).

A bacia do Paraná, segundo Milani (2004), é constituída por uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-ordoviciano e Neocretáceo. No estado de Minas Gerais essas sequências aparecem no Triângulo Mineiro e são representadas pelos grupos São Bento e Bauru, com contatos de natureza discordante.

O grupo Bauru é uma das feições geológicas do Cretáceo superior brasileiro mais bem documentadas, sua caracterização teve início nos primeiros anos do século XX quando Gonzaga de Campos, em 1905, o reconhece e o descreve, no oeste paulista (BATEZELLI *et al.*, 2003).

Fernandes (1992) e Batezelli (2003) caracterizam o grupo Bauru como sendo uma sequência neocretácea cujo substrato é composto por rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral.

No Triângulo Mineiro o grupo Bauru é representado pelas formações Uberaba e Marília, esta última subdivida por Barcelos (1984) em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã, que não aflora na área de estudo. Litologicamente os membros Ponte Alta e Serra da Galga diferenciam-se principalmente pela intensidade da cimentação carbonática, enquanto a textura e mineralogia, as associações de fácies, as relações estratigráficas e sua posição na bacia, são muito semelhantes (FERNANDES, 1998).

O Membro Ponte Alta, carbonático, é a porção basal da Formação Marília assentando-se de forma gradacional sobre a Formação Uberaba, os principais minerais que compõem as rochas desse membro são quartzo, calcita, dolomita (BATEZELLI, 2003).

O Membro Serra da Galga se caracteriza por conter arenitos imaturos, grossos a finos e frequentemente conglomeráticos. Sua coloração varia de amarelo avermelhada até marrom. Os arenitos apresentam estratificação cruzada e acanalada (FERNANDES, 2004).

A presença de solos com feições lateríticas predomina nas chapadas (MACHADO e SILVA, 2010). Típicos das regiões tropicais, as superfícies aplainadas parcialmente revestidas com solos concrecionários são considerados como testemunho de ciclos de erosão sucessivos em mudanças paleoclimáticas (KING, 1956; TARDY e ROQUIN, 1998).

Segundo Peulvast e Sales (2002), as superfícies de aplainamento são testemunhos da intensa contribuição da erosão à esculturação das terras emersas. Elas compõem superfícies continentais interiores e são bastante representativas dos domínios tropicais (depressão de Kalahari, na África; interior da Austrália, Planalto Central brasileiro).

Elas são o resultado das mudanças climáticas e tectônicas cíclicas que segundo Martins (2004) se desenvolveram durante o período terciário. Motta (2002) defende que

a evolução da paisagem do planalto central está relacionada às condições climáticas úmidas que sucederam a fase árida geradora da superfície de aplainamento Sul-Americana, de relativa estabilidade tectônica e de longa duração dos processos supérgenos.

Estas condições expuseram os materiais geológicos e favoreceram a concentração de produtos residuais do intemperismo hidrolítico, enriquecendo-os em caulinita, com elevada concentração de alumínio (gibbsita) e ferro individualizados nos Latossolos vermelhos e amarelos friáveis, com crostas endurecidas ou nos níveis plínticos.

A posterior instalação de um período seco com decorrente redução de vegetação e consequente aumento de materiais desagregados se instalou impedindo a dissecação da paisagem. Ainda segundo o autor, um novo período úmido se instala posteriormente a esses períodos secos e aumenta a força do intemperismo químico, que retrabalha as rochas, aprofunda as linhas de drenagem e abre novos vales.

Bigarella *et al.*, (1965) afirmam que durante o processo de desnudação da paisagem e formação das paleosuperfícies, o comportamento do clima global era cíclico e devido a alternância de períodos úmidos regionais, desenvolveram-se mantos de alteração geoquímica, aprofundamento dos regolitos e formação superficial de solos lixiviados e com grande concentração de elementos químicos residuais.

Na área de estudo, os perfis de alteração e pedogênese foram formados em ambientes de intenso intemperismo químico

Os solos desenvolvidos em condições tropicais são reconhecidos por apresentarem altas concentrações de óxidos de Fe e Al e alto grau de intemperismo, definindo assim os latossolos (MADEIRA *et al.*, 1995).

O acúmulo de Fe e Al em latossolos depende da sua evolução, que em geral, faz com que cátions básicos como o Ca e Mg. Nos latossolos, o Fe é preservado na forma oxidada (resultando em cromas vermelhos e amarelos, dependendo do grau de hidratação). Quando transformados pelo aumento de água no sistema, formando os gleissolos por exemplo, a redução e/ou ausência de oxigênio dissolvido impede a completa ou parcial oxidação do Fe e o perfil apresenta baixos cromas, com coloração cinza ou mosqueado.

Reatto *et al.*, (2008) afirmam que as principais classes de solo do bioma Cerrado são: Latossolo, Neossolo Quartzarênico, Argissolo, Nitossolo vermelho, Cambissolos, Plintossolos, Neossololítico e Gleissolo. Na área de estudo estão presentes Latossolos e Gleissolos.

Segundo Ferreira *et al.*, (1994), no Triângulo Mineiro os latossolos apresentam fração argila basicamente composta por caulinita, associado com gibbsita e goethita. Grãos de quartzo e eventualmente anatásio, minerais primários mais resistentes ao intemperismo, estão associados (CURI e FRANZMEIER, 1984).

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O Bioma Cerrado possui solos de diferentes naturezas sendo os Latossolos mais abundantes (45,7%), Plintossolos (9%), Gleissolos (2,5%), Neossolos Quartzarênico (15,2%), Neossolos Litólicos (7,3%), Cambissolos (3,1%), Nitossolos (1,7%) e de outros (0,4%) (CORREIA *et al.*, 2004).

Solos com propriedades hidromórficas, como Gleissolo e Espodossolo (Podzol), são característicos das áreas úmidas. Gleissolos são solos que estão presentes nas áreas alagadas e/ou sujeitas a inundação. De forma geral, na área de estudo, eles estão localizados nas depressões topográficas no alto da chapada sedimentar. Devido à baixa drenagem efetiva esse solo possui coloração cinza que aparece abaixo de uma espessa camada de matéria orgânica mal decomposta (REATTO *et al.*, 2008).

O sistema brasileiro de classificação do solo (EMBRAPA, 2013) apresenta o Gleissolo como o grupamento de solo com expressiva gleisação expressa pela hidromorfia resultante de intenso processo de redução de compostos de ferro em presença de matéria orgânica. Pode haver alternância de oxidação por efeito da flutuação do nível freático.

Os Espodossolos correspondem ao agrupamento de solos com horizonte B espódico. O processo de podzolização envolve a eluviação e iluviação no perfil de solo da matéria orgânica humificada e do alumínio, podendo conter ou não ferro. Apresentam horizonte B espódico e de modo geral não apresenta organização estrutural bem definida, apresentando tipos de estrutura na forma de grãos simples ou maciça, podendo eventualmente exibir outros tipos de estrutura, porém com baixo grau de desenvolvimento (EMBRAPA, 2013).

Os Latossolos brasileiros geralmente possuem perfis de alteração profundos, são altamente friáveis, bem estruturados e quimicamente pobres (SCHAEFER, 2001). Eles formam coberturas pedogenéticas resultantes de intenso processo intempérico (REATTO *et al.*, 2008; SOUZA *et al.*, 2011) causador da dessilicificação do perfil, assim como lixiviação dos cátions móveis.

A mineralogia recorrente é composta por minerais secundários, como a caolinita, hematita, goethita e gibbsita (MADEIRA *et al.*, 1995; TEIXEIRA-NETO, 2009; FERREIRA, 1994 e BARDY *et al.*, 2007).

No sistema brasileiro de classificação do solo (EMBRAPA, 2013) os Latossolos são solos com evolução muito avançada do processo de latolização (ferralitização)

resultando em intensa intemperização de minerais primários ou secundários menos resistentes. Há a concentração relativa de argilominerais resistentes e/ou óxidos e hidróxidos de Fe e Al, com inexpressiva mobilização ou migração de argila, e dos processos de ferrólise, gleização ou plintização.

Os Latossolos são solos minerais, não hidromórficos e profundos (profundidade > 2 m) com horizonte B muito espesso (> 50 cm) (REATTO *et al.*, 2008). Os teores de silte variam entre 10 e 20% e os de argila podem chegar a 80%. A estruturação do solo é importante na determinação das suas propriedades físicas. O latossolo argiloso pode ser mais permeável do que outras classes de latossolo, diferença essa devida ao desenvolvimento da microestruturação do solo (REATTO *et al.*, 2008). Essa classe de solo é a mais expressiva no bioma Cerrado (REATTO *et al.*, 2008).

Sendo o Latossolo e o Gleissolo solos intensivamente usados nas atividades humanas, a melhor compreensão de suas propriedades e dinâmicas colaboram para melhor adequação do uso do solo e preservação e sustentabilidade econômica e ambiental.

Uma das características que parece estar diretamente vinculada com a ocorrência da argila refratária é a associação de solos Latossolo-Gleissolo na superfície da chapada. O Latossolo está presente nas partes elevadas e melhor drenadas do planalto enquanto o Gleissolo está presente nas depressões topográficas sazonalmente alagadas.

Os solos das regiões quentes e úmidas são predominantemente ácidos e quimicamente pobres em reserva de bases. São solos antigos, geoquimicamente empobrecidos, estruturalmente frágeis, estão em constante evolução nas paisagens (NAHON, 1991; MELFI *et al.*, 1999) e, quando submetidos à intensa atividade antrópica, pode resultar em degradação e destruição.

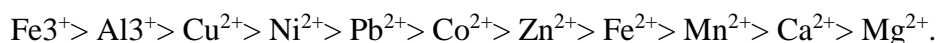
Os solos lateríticos predominam nas paisagens tropicais. A sua gênese e dinâmica está relacionada com o grau e o tipo de alteração determinados pelos elevados índices de precipitação e temperatura. Esses solos são compostos por minerais secundários neoformados do tipo caolinita, óxidos e hidróxidos de ferro (hematita e goethita) e alumínio (gibbsita) e quartzo residual. Sílica e cátions básicos são facilmente solubilizados e lixiviados pelo contínuo fluxo de soluções nos perfis localizados nas posições altas dos relevos (LUCAS, 1989; FRITSCH e FITZPATRICK, 1994).

Associados com os solos lateríticos encontram-se os solos hidromórficos, presentes nas áreas úmidas que se distribuem radialmente em relação aos eixos de drenagem ou como formações isoladas desenvolvidas em depressões topográficas,

comuns nas superfícies de platôs tabulares (MILLOT, 1977, FRITSCH *et al.*, 1992, ROSOLEN e HERPIN, 2008).

Os solos hidromórficos são caracterizados pela dissolução e redução dos óxidos de ferro. Sua redução está relacionada às perdas geoquímicas e/ou particuladas de argila, decorrentes de mudanças estruturais.

Uma das principais características das áreas úmidas que pode afetar diretamente a natureza geoquímica e mineralógica dos solos é o acúmulo da matéria orgânica. Os cátions possuem afinidade pelos sítios de carga negativa da matéria orgânica, esta afinidade está relacionada com a valência, o raio iônico, o número de coordenação e com a eletronegatividade (CANELLAS *et al.*, 2008). Geralmente a afinidade de complexação segue a seguinte ordem:



A formação e a expansão das propriedades hidromórficas sobre os solos lateríticos podem estar relacionadas com o aumento da intensidade dos eventos chuvosos nos trópicos úmidos seja por fatores naturais, em decorrência de uma fase climática mais quente e úmida (KAYSER *et al.*, 1990; TARDY, 1997), seja como resultado de fatores antropogênicos como as mudanças climáticas globais (SOMBROEK, 1990, BRINKMAN e SOMBROEK, 1996) que influenciam a hidrologia do solo e o potencial de evapotranspiração resultando em aumento da infiltração e da taxa de lixiviação nos solos bem drenados e em aumento da saturação de água e submersão temporária, seguidos de redução da taxa de decomposição da matéria orgânica em solos desenvolvidos nas depressões topográficas.

O material orgânico do solo é constituído por materiais originários de resíduos vegetais em diferentes estágios de decomposição, sendo eles fragmentos de carvão finamente divididos, substâncias húmicas, biomassa meso e microbiana, e outros compostos orgânicos naturalmente presentes no solo, esses constituintes orgânicos podem estar, em proporções e formas variadas, associados aos minerais do solo (CANELLAS *et al.*, 2008).

Considerando a MOS, do ponto de vista pedológico, seu acúmulo na superfície dos perfis aparece como resultado da oxidação e redução do meio. Em meio oxidante ela tende a ser rapidamente consumida enquanto em meio redutor, associado à sazonalidade do lençol freático, ela pode permanecer grande parte do tempo em um ambiente anaeróbico, responsável pela sua preservação.

Sugere-se que a análise da cor é uma abordagem promissora para uma análise rápida e barata das propriedades do solo, como o teor de carbono orgânico do solo e óxidos de ferro, (BAUMANN *et al.*, 2016). Usando instrumentos óticos, como os medidores de croma, a cor do solo pode ser determinada de forma objetiva e precisa em laboratório (WUTSCHER e MCCOLLUM, 1993) ou menos precisa, em campo, através do uso da Tabela de cores de Munsell.

Nas áreas úmidas a mobilidade dos elementos químicos é modificada devido também, mas não somente, a variação do nível d'água no solo. A hidromorfia constante ou temporária altera as propriedades do solo principalmente por atuar na redução dos óxidos de ferro e presença das feições de redoximorfismo formadas pela segregação do ferro por meio de processos de oxidação e redução (VEPRASKAS *et al.*, 1994).

A complexação do Al e do Fe por frações dissolvidas de matéria orgânica gera horizontes mais profundos enriquecidos nesses elementos em decorrência a lixiviação dos horizontes superficiais do solo, devido ao processo de podzolização (BUURMAN e JOGMANS, 2005). Portanto, Gleissolo e Latossolo se diferem, além de várias outras propriedades e características, em relação ao teor da matéria orgânica e na relação com os óxidos de Fe e Al.

4.1 AS ÁREAS ÚMIDAS E A MATÉRIA ORGÂNICA

Tiner (1991) e Keddy (2000) definem terras úmidas como ecossistemas naturais que passam por períodos de saturação de água, e desempenham um papel significativo nas condições bióticas.

As áreas úmidas são importantes reservatórios de carbono e compõem aproximadamente 15% das áreas de estoque de carbono no ambiente terrestre (OLALEYE *et al.*, 2014). Sendo essas áreas fortemente conectadas e possíveis de serem impactadas pelas atividades humanas, a melhor compreensão do seu funcionamento, do estoque e dinâmica do carbono e da composição química e mineralógica dos solos colaboram para um melhor uso e consequente preservação desses ambientes restritos e frágeis.

Em todo o mundo, as áreas úmidas (wetlands) compõem ambientes de extrema complexidade e relevância ambiental e são comumente consideradas como ambientes transicionais entre sistemas aquáticos e terrestres (DODDS e WHILES, 1958; JUNK *et al.*, 2013) associadas a rios, lagos, lagoas e estuários, águas doces e salobras, além de

também serem encontradas em encostas suaves ou em depressões isoladas cercadas por terras altas.

As wetlands correspondem a 20% do território brasileiro se estendendo de norte a sul do país nos mais variados ambientes, estando presentes na floresta Amazônica, no Pantanal Mato-grossense, ao longo do litoral e também nas partes interiores recobertas pelo Cerrado (JUNK *et al.*, 2013).

No Brasil é inexistente uma política de preservação desses locais, com exceção do Pantanal, o que torna essas áreas, com grande variedade de fauna e flora, sujeitas a ocupação irregular e danosa (JUNK *et al.*, 2013). Os autores afirmam que devido à farta presença de água essas áreas acabam sendo rapidamente ocupadas para fins de habitação e/ou cultivo agrícola.

Matéria Orgânica do Solo é todo o material originário de resíduos vegetais e animais em diferentes estados de decomposição, excluindo raízes vivas, e incluindo fragmentos de carvão presentes no solo como resultado de processos naturais (EMBRAPA, 2013).

A matéria orgânica do solo é uma mistura heterogênea predominantemente composta por substâncias orgânicas coloidais contendo grupos funcionais ácidos e nitrogênio, ela corresponde a soma de todo material biológico natural ou biologicamente alterado presente no solo ou na sua superfície excluindo-se plantas vivas (BALDOCK e NELSON, 2000).

Aproximadamente 90% da estrutura da MOS é composta por uma fração de 52 a 58% de carbono, 34 a 35% de oxigênio, seguido de 3,3 a 7% de nitrogênio e hidrogênio.

A humificação é um processo biológico recorrente em ambientes aeróbicos onde há decomposição/degradação e síntese de compostos orgânicos variados, seguindo diversos padrões naturais, alguns ainda não completamente compreendidos (THENG, 1979).

Dick *et al.*, (2009) afirmam que o termo humificação é empregado nos processos de decomposição dos resíduos orgânicos no solo e serve para designar a formação da MOS estabilizada.

A decomposição da matéria orgânica gera, dentre vários produtos, as substâncias húmicas, que podem ser divididas em três categorias principais de acordo com sua solubilidade em água em diferentes valores de pH, sendo essas categorias: ácidos húmicos, ácidos fúlvicos e humina. São substâncias relativamente estáveis geradas pela decomposição microbiana e também alguns compostos não húmicos como lignina e

compostos fenólicos que devido à sua resistência à decomposição tendem a acumular no solo como partes semi degradadas ou retrabalhadas por ação microbiana.

A diferenciação entre substâncias húmicas e não húmicas não é clara devido à variedade de produtos gerados pela ação bioquímica no solo. Theng (1979) afirma que substâncias húmicas são a classe mais importante da MOS no ambiente em termos de quantidade e onipresença.

A humina é a fração orgânica insolúvel restante após a extração dos ácidos húmicos e fúlvicos, ela possui composição similar a das outras substâncias humificadas do solo e permanece insolúvel devido a sua alta reação com a fração mineral do solo (principalmente argilominerais), a presença de matéria orgânica vegetal pouco decomposta e a presença de substâncias húmicas de elevada massa molecular (SCHIAVO *et al.*, 2007).

O fósforo e o enxofre aparecem em proporções inferiores a 2% (DICK *et al.*, 2009). Para fins de classificação, o material de solo será considerado orgânico quando o teor de carbono orgânico for maior ou a 80 g kg⁻¹, avaliado na fração terra fina seca ao ar (EMBRAPA, 2013).

Os mecanismos químicos que a MOS é capaz de realizar (complexidade química intrínseca dos compostos de C, complexação com fração mineral ou interação organomineral) e físicos (grau de desenvolvimento de agregados) podem ser responsáveis por proteger a MOS da ação dos microrganismos decompositores, tornando-a fixa no solo (PICCOLO e MBAGWU, 1999). Boddey *et al.*, (2012) afirmam que esses mecanismos químicos são capazes de fracionar a MO.

A matéria orgânica constitui a principal fonte de elétrons para as reações de oxidação e de redução no solo (CANELLAS *et al.*, 2008).

Em meio oxidante (de formação de latossolo, por exemplo) a matéria orgânica é consumida. Nesse caso a condição de solo ácido se dá principalmente pela lixiviação das bases. Em contrapartida, em meio redutor (de formação de gleissolo, por exemplo) a matéria orgânica é preservada devido à falta de oxigênio para reagir com ela e oxidá-la completamente (STOOPS, 2010; VEPRASKAS, 1993).

Comparativamente, no ambiente alagado, a produção e o fluxo para a atmosfera de CO₂ é menor. Adicionalmente, o alagamento altera drasticamente a biogeoquímica do solo pelo decréscimo da difusão do oxigênio na fase gasosa do solo e é rapidamente consumido pela respiração dos organismos. Posteriormente, os organismos anaeróbicos

progressivamente quebram os substratos orgânicos complexos em compostos de cadeia mais simples (processo de fermentação) (NEUE *et al.*, 1997).

Embora a oxidação da matéria orgânica não ocorra em ambiente alagado, a reoxidação é realizada pela fermentação e respiração anaeróbica (NEUE *et al.*, 1997). Portanto, todas as etapas de quebra dos compostos orgânicos de ambientes alagados são feitas pelos microrganismos (SOUSA *et al.*, 2009).

A acidez desse ambiente é controlada com a presença da MOS que libera ácidos fortes (húmicos e fúlvicos) durante sua decomposição, formando ligações organominerais que fixam a MOS ao Al, por exemplo (SCHWERTMANN e TAYLOR, 1989).

Os ácidos orgânicos provenientes da decomposição da matéria orgânica, da exsudação radicular e do metabolismo de microrganismos, possuem importante papel na melhoria das condições físicas e químicas do solo (CORRÊA *et al.*, 2008).

A decomposição da matéria orgânica gera, dentre vários produtos, as substâncias húmicas, que podem ser divididas em três categorias principais de acordo com sua solubilidade em água em diferentes valores de pH, sendo essas categorias: ácidos húmicos, ácidos fúlvicos e humina.

São substâncias relativamente estáveis geradas pela decomposição microbiana e também alguns compostos não húmicos como lignina e compostos fenólicos que devido à sua resistência à decomposição tendem a acumular no solo como partes semi degradadas ou retrabalhadas por ação microbiana.

A humificação é um processo biológico recorrente em ambientes aeróbicos onde há decomposição/degradação e síntese de compostos orgânicos variados, seguindo diversos padrões naturais, alguns ainda não completamente compreendidos (THENG, 1979). Dick *et al.*, (2009) afirmam que o termo humificação é empregado nos processos de decomposição dos resíduos orgânicos no solo e serve para designar a formação da MOS estabilizada.

A diferenciação entre substâncias húmicas e não húmicas não é clara devido à variedade de produtos gerados pela ação bioquímica no solo (THENG, 1979), este autor firma que substâncias húmicas são a classe mais importante da MOS no ambiente em termos de quantidade e onipresença.

Segundo Dick *et al.*, (2009) a fração das substâncias húmicas é constituída por uma mistura de substâncias polidispersas, sem fórmula molecular definida e que contém os principais grupos funcionais do carbono. Devido às suas características químicas e

estereoquímicas e por sua formação de complexos orgânicos e organominerais, essa fração tem tempo de residência no solo de centenas de milhares de anos.

Segundo Theng (1979) as substâncias húmicas diferem mais na sua química (quanto as reações) do que no tipo de material. Os ácidos fúlvicos são responsáveis pela diminuição do pH do solo, e são produto a degradação parcial da MOS, já os ácidos húmicos são produto da degradação total.

O reconhecimento das propriedades hidromórficas do solo geralmente é descrita levando em conta diferentes critérios como as feições macro e micromorfológicas, hidrológicas, físicas e químicas (GANGOPADHYAY *et al.*, 2015; WANG *et al.*, 2011).

Esses ambientes têm sua capacidade de armazenamento de carbono diretamente ligada as características hidrológicas, geomorfológicas e climáticas da região (BOLIM *et al.*, 2000; GITAY *et al.*, 2001; MELLO *et al.*, 2015) e elas vão influenciar o acúmulo e a velocidade da alteração da MOS.

Devido às suas características químicas e estereoquímicas e por sua formação de complexos orgânicos e organominerais, a fração orgânica do solo pode chegar a ter tempo de residência no solo de centenas de milhares de anos (DICK *et al.*, 2009).

4.2 FUNÇÕES DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO (MOS)

Muitos estudos que tratam da MOS e suas funções (ROSCOE, 2002; PICCOLO, 1996; CHRISTENSEN, 2000; CARTER, 2001) ressaltam que a MOS, mesmo sendo uma parcela pequena da massa do solo, é componente essencial nos seus processos químicos, físicos e biológicos.

A MOS é um importante constituinte do ecossistema pedológico e é fundamental para seu adequado funcionamento (CANELLAS *et al.*, 2008; DICK *et al.*, 2009).

Baldock e Nelson (2000) dividem as funções que a matéria orgânica desempenha no solo em três grupos: (i) funções bioquímicas, (ii) funções químicas e (iii) funções físicas. Resumidamente, as funções bioquímicas estão relacionadas ao estoque de energia gerado pela presença da MOS no solo e pelas interações entre os seres vivos e raízes. Neste grupo cabem os estudos dos macronutrientes como P, N, C e S.

As funções químicas são relativas à capacidade de trocas catiônicas (CTC), ao pH do solo, à capacidade de tamponamento do solo e à complexação de cátions inorgânicos. Por fim, as funções físicas referem-se basicamente à formação e estabilidade estrutural do solo.

A principal característica física do solo afetada pela MOS é a agregação, em resposta a isso são afetadas a densidade, a porosidade e conseqüentemente aeração e conteúdo hídrico entre outras (CANELLAS *et al.*, 2008). A presença de MO um dos fatores determinantes na estabilização dos agregados do solo.

A fração orgânica interage com macro e micronutrientes, com metais pesados, pesticidas, minerais de argila e óxidos, e é responsável pelo “status químico” do solo. Ela desempenha um papel importante na fertilidade e produtividade dos solos, principalmente nas zonas tropicais, onde os solos são mais intemperizados e pobres (FELLER *et al.*, 1977).

Stevenson (1994) afirma que a contribuição da MOS na CTC nas porções superficiais dos solos minerais varia entre 25 e 90%. Em regiões de floresta essa contribuição pode ser mais alta, ultrapassando 90%. A porcentagem de contribuição é elevada em solos com pouca argila ou em solos onde há o predomínio de argilas com baixa atividade de carga, como a caolinita.

De acordo com McBride (1994), como regra geral, cada unidade de peso % de MOS contribui com aproximadamente 3 cmolc kg⁻¹ de solo para CTC em solos com carga permanentemente neutra, segundo Oades (1989) essa contribuição diminui de 3 para 1 cmolc kg⁻¹ de solo para CTC em solos com cargas variáveis.

Os solos localizados nas zonas tropicais podem apresentar baixa CTC em razão do predomínio das argilas 1:1 (caolinitas) e oxi-hidróxidos de Fe (hematita e goethita) e Al (gibbsita). Nestes solos, a CTC é de aproximadamente 20 – 50 mmolc.dm⁻³ (MELLO *et al.*, 1983).

Na presença da MOS pode elevar a CTC para 400 a 1400 cmol kg⁻¹ (SANTOS *et al.*, 1999). Os argilominerais, as substâncias húmicas e os óxidos de ferro e alumínio são os principais coloides responsáveis CTC dos solos sob condições tropicais.

A MOS também é atuante no processo de intemperismo das rochas e no desenvolvimento do perfil de solo. Esse processo ocorre através da reação entre ácidos orgânicos de cadeia curta excretados por microrganismos ou exsudados pelas raízes das plantas, promovendo a dissolução dos minerais primários e secundários (CANELLAS *et al.*, 2008).

A fase mineral exerce influência na preservação da MOS devido aos mecanismos de estabilização dos materiais orgânicos contra o ataque biológico pela fase mineral (BALDOCK E NELSON, 2000). O tipo de argilomineral que compõe o solo também influencia na concentração da matéria orgânica. Theng *et al.*, (1986) afirmam que é

possível que alguma forma de carbono orgânico seja preservada no solo por longos períodos através de mecanismos de aprisionamento entre camadas de argila, especialmente aquelas do grupo da esmectita (2:1).

Os ácidos orgânicos de baixa massa molecular tais como málico, oxálico e cítrico podem se ligar às superfícies dos minerais de modo quase irreversível fixando esses minerais e acarretando numa baixa biodegradação (PINHEIRO *et al.*, 2013). Esta relação entre a matéria orgânica com a matéria mineral do solo pode formar agregados estáveis que preservam a própria matéria orgânica da decomposição e erosão e estabiliza estes agregados (GOLCHIN *et al.*, 1997).

A agregação ocorre de três formas e todas são responsáveis pela preservação da MOS. A primeira corresponde as ligações entre folhas de argila com tamanho menos que 20 µm (micra) formando “pacotes”, (ii) união desses pacotes em microagregados com tamanho entre 20 e 250 micras e (iii) quando os microagregados se unem e originam macroagregados com tamanho maior que 250 micras, estando a MOS inserida no interior desses agregados e assim protegida do ataque biológico.

4.3 MATÉRIA ORGÂNICA ASSOCIADA AOS MINERAIS (MOAM)

A compartimentação física agrupa a matéria orgânica em: matéria orgânica particulada (MOP), matéria orgânica associada aos minerais (MOAM) e matéria orgânica dissolvida (MOD). Dentre os principais metais presentes nos solos tropicais o Al se destaca não só pela quantidade disponível, mas também pela grande capacidade de interações com a fração mineral e orgânica do solo. A ligação Al - MOS é relacionada aos solos ácidos e os complexos formados por Al e substâncias húmicas são as formas dominantes de Al ativo na fração coloidal do solo (CANELLAS *et al.*, 2008, TAKAHASHI, 2016).

A MOAM é formada principalmente por substâncias húmicas, que interagem com a superfície de minerais por meios de seus variados grupos funcionais, formando complexos organominerais. A formação desses complexos gera maior estabilidade da MOS e é altamente dependente da textura e mineralogia da fração argila (DICK *et al.*, 2009). Ainda de acordo com Dick *et al.*, (2009), MOAM apresenta relação C/N inferior a apresentada pela matéria orgânica particulada devido ao grau de decomposição mais elevado da fração pesada.

Os ácidos húmicos são solúveis em meio básico e insolúveis em meio ácido. São definidos como substâncias de coloração escura, compostas por macromoléculas de

massa molecular relativamente elevada, formadas por meio de reações de síntese secundárias a partir de resíduos orgânicos de plantas, animais e micro-organismos (STEVERSON, 1994).

Primo *et al.*, (2011) afirmam que os ácidos húmicos tendem a ser mais ricos em aromáticos do que outros ácidos orgânicos (ácido fúlvico por exemplo), além de possuírem maior número de ligações C-O em alquinos. Silva *et al.*, (2007) afirmam que ácidos húmicos tem mais polissacarídeos do que outros ácidos orgânicos.

Theng *et al.*, (1986) afirmam que é possível que alguma forma de carbono orgânico seja preservada no solo por longos períodos por mecanismos incluindo aprisionamento entre camadas de argila. Esse aprisionamento deve estar associado a solos ácidos e com MOS com as argilas predominantes sendo do grupo da esmectita 2:1.

Dentre os principais metais presentes nos solos tropicais o Al se destaca não só pela quantidade disponível, mas também pela grande capacidade de interações com a fração mineral e orgânica do solo. A ligação AL-Matéria orgânica é relacionada à solos ácidos e sua relação é importante no tamponamento da solução do solo (CANELLAS *et al.*, 2008).

De acordo com Dick *et al.*, (2009) ao interagir com a superfície de minerais via atração eletrostática a MOS pode atuar tanto como cátion tanto como ânion, esse mecanismo pode ocorrer em solos que apresentam carga variada.

D'Andréa *et al.*, (2004) afirmam que a maior parte da MOS se encontra associada a fração mineral do solo, sendo que a maior concentração da MOS é encontrada na fração silte e argila (finos). A associação entre eles é favorecida pela estrutura das argilas que por, serem plácóides e reativas, oferecem uma superfície bastante ativa na qual a MOS pode se ligar e se estabilizar.

A fase mineral do solo protege e estabiliza os compostos orgânicos contra o ataque biológico (BALDOCK e NELSON, 2000). Ela está relacionada a (i) química do solo, (ii) presença de cátions multivalentes e capacidade de formação de complexos organometálicos, (iii) capacidade de adsorção do solo comandada pela superfície mineral e tamanho das partículas e (iv) mecanismos físicos que restringem o ataque biológico.

Em se tratando da MOAM, a relação é estabelecida após a decomposição da MOS que libera ácidos orgânicos (húmicos e fúlvicos) (BALDOTTO e BALDOTTO, 2014). A presença dos ácidos orgânicos diminui o pH do solo e acidificação do meio interfere no comportamento da MOAM (BALDOTTO *et al.*, 2011 a; TAKAHASHI *et al.*, 2016). Finalmente, o pH está diretamente ligado a estabilidade dos compostos orgânicos.

O grupamento carboxílico (COOH), por exemplo, é facilmente dissociado na faixa normal de pH dos solos (entre 4 e 5). Quando dissociados, o ânion carboxilato (COO-) pode formar complexos com cátions metálicos resultantes dos processos intempéricos (SPOSITO, 2008; TAKAHASHI *et al.*, 2016).

Segundo Christensen (2000) os compostos orgânicos funcionam como agentes ligantes e estão no solo ligados a raízes, hifas, polímeros e polissacarídeos. Dentre os principais metais presentes nos solos tropicais, o Al se destaca não só pela quantidade disponível, mas também pela grande capacidade de interações com a fração mineral e orgânica do solo. Portanto, a ligação Al - MOS está relacionada aos solos ácidos (CANELLAS *et al.*, 2008).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi realizado por meio de análises de campo, coleta de amostras e de procedimentos de laboratório que envolveram de análises químicas e físicas das amostras coletadas, incluindo análises microscópicas.

5.1 ATIVIDADES CAMPO

Em uma catena foram coletadas amostras de solo de 3 perfis (Figura 2): (1) Latossolo a montante na vertente (T1P1), (2) Gleissolo a jusante da vertente na depressão topográfica (T1P3) e (3) transição entre eles, na posição intermediária da vertente (T1P2).

As coletas das amostras foram feitas seguindo os horizontes do solo e quando havia mudanças morfológicas dentro ou entre eles. Foram coletadas amostras até a profundidade de 125 cm em T1P1, 76 cm em T1P2 e 84 cm em T1P3.

Para o estudo da matéria orgânica, as amostras coletadas ficaram restritas nos horizontes mais superficiais. Sabe-se que as maiores concentrações de matéria orgânica do solo ocorrem até a profundidade de 0 a 30 cm do solo (BERNOUX *et al.*, 2002).

No perfil de Latossolo foram coletadas 3 amostras nas profundidades de 10, 30 e 70 cm. No perfil de transição (T1P2) foram coletadas 3 amostras, e no perfil do Gleissolo (T1P3) foram coletadas 4 amostras nos intervalos 0 - 10, 30 - 40, 50 - 60, 60 - 70 e 70 - 80 cm de profundidade.

As análises foram feitas em amostras deformadas e indeformadas. As amostras indeformadas foram coletadas com anéis de aço (Kopecky) de bordas cortantes e volume interno de 50 cm³, e as amostras indeformadas foram coletadas manualmente e condicionadas em sacos plásticos.

5.2 ANALISES MICROSCÓPICAS

Os métodos de análise microscópica compreenderam duas escalas diferentes, além da interpretação de seções delgadas em microscópio óptico, foi feita Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

As análises microscópicas foram feitas em 12 lâminas delgadas selecionadas de acordo com sua profundidade no perfil. No Perfil T1P1 foram analisadas quatro seções delgadas. No perfil T1P2 foram analisadas duas seções delgadas e no perfil T1P3 quatro seções.

As lâminas foram descritas no laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Unesp de Rio Claro em microscópio de luz transmitida da marca Zeiss Axioscope, com objetivas de 2,5; 5; 10; 20; 50 e 100 x, acoplado a uma câmera Canon EOS 5D Mark II e um computador equipado com software EOS Utility com live view shoot.

As análises de MEV foram realizadas no UNESPetro, Centro de Geociências aplicadas ao Petróleo, da UNESP de Rio Claro em um Microscópio Eletrônico de Varredura com EDS acoplado.

A vantagem da caracterização mineral feita por MEV em relação ao microscópio ótico é sua alta resolução, acompanhada de análise química *in situ* feita pelo analisador multicanal EDS.

Para realização da análise foram utilizados uma seção delgada polida da argila refratária rica em MO e torrões indeformados.

5.3 ANÁLISE QUÍMICA TOTAL E COMPLEXO SORTIVO

O teor total (% em peso do óxido) dos óxidos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O foi determinado em equipamento Phillips modelo PW 2510 no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia (UNESP, Rio Claro). Para determinação, as amostras foram fundidas com tetraborato de lítio (1:9). Os limites de detecção estão na ordem de 0,1 g kg⁻¹ para SiO₂, Al₂O₃, e Fe₂O₃, e de 0,01 g kg⁻¹ para MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅.

A análise do complexo sortivo foi realizada no Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera (NUPEGEL) na Esalq. Para a determinação do pH em água e CaCl₂ 10 mmol L⁻¹ foi utilizada a relação solo : solução de 1 : 2,5 efetuando-se a leitura na suspensão EMBRAPA (1997).

O teor fósforo (P) foi obtido pelo método colorimétrico extraído com resina trocadora de íons; o potássio (K) foi extraído com resina trocadora de íons e determinado em espectrofotômetro de emissão atômica; o cálcio (Ca) e o magnésio (Mg) foram extraídos em resina trocadora de íons e determinados em espectrofotômetro de absorção atômica; o valor do alumínio trocável (Al) foi obtido pelo método colorimétrico extraído com cloreto de potássio 1 mol L⁻¹; e a acidez potencial (H+Al) foi obtida através da extração com solução tampão SMP (RAIJ, 1991).

5.4 ANÁLISE MINERALÓGICA POR DIFRAÇÃO DE RAIOS X (DRX)

A análise da composição mineralógica do material foi feita por difratometria de raios X utilizando tanto a amostra total (ou amostra bruta) quanto a fração argila. Foi usado um difratômetro Phillips, modelo Expert PW 3710 operado com potencial de 40 kV, com uso de monocromador para a eliminação da radiação $K\beta$, e fonte de Cu (radiação $K\alpha$, $\lambda=1,54186 \text{ \AA}$). A varredura foi realizada com passo de $0,02^\circ (2\theta)$ e tempo de acumulação de 10 segundos por passo.

5.5 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA E DENSIDADE DO SOLO

A separação das frações granulométricas foi feita seguindo o protocolo Embrapa (1997). As amostras foram peneiradas em peneira com malha de 2 mm para obter a fração terra fina. Após oxidação da matéria orgânica com H_2O_2 , a dispersão das partículas foi feita com hexametáfosfato de sódio.

A fração areia foi obtida por peneiramento manual em peneira malha de 0,05 mm, para separar as frações areia grossa e areia fina. A fração argila foi obtida por pipetagem seguindo a lei de Stokes (EMBRAPA, 1997).

Segundo protocolo da EMBRAPA (1997) fração silte é definida por de acordo com o seguinte cálculo:

$$\begin{aligned} \text{Teor de silte} = & 1000 - \text{teor} [\text{argila} (g) + \text{areia fina} (g) \\ & + \text{areia grossa} (g)]. \end{aligned}$$

Para o cálculo da densidade do solo foram utilizadas amostras indeformadas. A coleta foi feita com anéis de aço (Kopecky) de bordas cortantes e volume interno de 50cm^3 .

O conjunto (amostra + anel) foi pesado e o valor anotado. As amostras foram secas em estufa a 105°C durante 24 horas para o cálculo da umidade. A densidade foi obtida pela fórmula:

$$\rho = a/b$$

(ρ) - Densidade aparente ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$), (a) Peso da amostra seca a 105°C expresso em gramas e (b) Volume do anel ou cilindro expresso em cm^3 (EMBRAPA, 1997).

Para a confecção dos gráficos da variação da densidade em profundidade, foram utilizados os valores das médias para cada horizonte.

5.6 ANÁLISE DO CARBONO ORGÂNICO E NITROGÊNIO TOTAL E FRACIONAMENTO DA MATÉRIA ORGÂNICA

As análises de COT e NT foram feitas no Laboratoire d'Océanographie et Du Climat: Expérimentations et Approches Numériques do IRD (Institut de Recherche pour Le Développement – Bondy, França).

As amostras de solo foram condicionadas em estufa por 24 horas para secagem na temperatura de 35° C (temperaturas mais elevadas podem causar perda de constituintes voláteis e/ou orgânicos).

Após secas, as amostras foram quarteadas manualmente. Uma vez quarteadas, a porção representativa selecionada passou pelo processo de destorroamento manual em almofariz e pistilo de ágata e por fim, as amostras foram peneiradas em peneira de 2 mm.

A determinação do carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total (NT) consiste em condicionar entre 5 a 10 mg da amostra em cápsulas de alumínio com dimensão de 8 x 5 mm. As amostras são pesadas e o valor é anotado para controle no laboratório. A cápsula contendo a amostra que será analisada é então comprimida ao menor tamanho possível para ser analisada em equipamento Vario El III Elemental Analyser, com alta temperatura de combustão e digestão da amostra a até 1200 °C (laboratório Elysee - IRD L'ocean).

Para calibração do equipamento, as 6 cápsulas de alumínio foram preenchidas com ácido sulfanílico na quantidade variando entre 0,1 a 2 mg. Depois, a cada 10 amostras analisadas, novas calibrações são feitas usando duas cápsulas preenchidas com o ácido.

O fracionamento físico das amostras foi baseado na metodologia de Feller e Beare, (1997). Segundo os autores, o principal objetivo do fracionamento físico é obter o máximo de dispersão do solo (separar as diferentes frações) com a menor transformação possível da matéria orgânica presente.

O fracionamento físico das amostras para o estudo da matéria orgânica engloba uma série de metodologias visando a separação dos seus reservatórios funcionais e podem ser aplicados em diversos casos (ROSCOE, 2002).

Amostras de solo foram peneiradas em peneira de 2 mm (fração terra fina), e os agregados que não passaram pela peneira foram descartados. Os agregados que passaram pela peneira foram levemente (sem emprego de força) destorroados em almofariz e pistilo de ágata a fim de quebrar em pequenos agregados.

Após o destorroamento as amostras foram pesadas em becker de vidro e adicionado 40 ml de água destilada. Após esta etapa, as amostras foram colocadas no vibrador ultrassônico Branson 5210, sob temperatura de 60°C. Após duas horas em agitação, houve a quebra completa dos agregados.

Posteriormente, as amostras foram peneiradas por via úmida para a separação das frações areia e finos (silte e argila) em peneiras de 0,63 e 0,250 mm respectivamente.

Feita a separação das frações as amostras foram colocadas na estufa para secagem, em temperatura de 40° C durante uma semana.

O fracionamento físico originou 26 amostras e em todas foram determinadas a concentração do COT a fim de se determinar a relação entre o carbono presente no solo e a granulometria do material. A análise do COT seguiu o mesmo protocolo apresentado anteriormente.

5.7 ESTOQUE DE CARBONO

Para a determinação do estoque de carbono nos horizontes estudados foi empregado o método da EMBRAPA (1997).

$$Est\ C = (CO \times Ds \times e) \div 10$$

Est C é o estoque de C orgânico a ser determinado, sua unidade correspondente é Mg ha⁻¹. O parâmetro "CO" corresponde ao teor de carbono orgânico total na profundidade amostrada (g.kg⁻¹), o parâmetro "e" corresponde à espessura da camada considerada (cm) e Ds é a densidade do solo.

Como os valores serão apresentados por perfil foi feita uma média simples dos teores de C presentes em cada perfil. Essa etapa gerou uma tabela contendo as médias de profundidade e teor de carbono encontrado em cada um dos três perfis analisados.

5.8 ESPECTROSCOPIA NO INFRAVERMELHO COM TRANSFORMADA DE FOURIER (FTIR)

As análises de FTIR (sigla em inglês) foram realizadas no Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera (NUPEGEL-ESALQ/USP). As pastilhas, constituídas por mistura de aproximadamente 200 mg de KBr e 0,5 mg da amostra, foram submetidas à radiação na faixa do MIR (400 a 4600 cm⁻¹) em espectrofotômetros Shimadzu IR Prestige-2.

O espectro de infravermelho consiste na representação gráfica da correlação entre a intensidade de absorbância e a energia da radiação do infravermelho, expressa em

número de ondas (cm^{-1}). A aplicação dessa técnica na análise de substâncias húmicas é relativamente comum e pode ser aplicada em amostras sólidas, líquidas e gasosas (PRIMO *et al.*, 2011).

Cada espectro foi analisado para as seguintes intensidades de sinal específico de matéria orgânica utilizando atribuições de banda compiladas por Ellerbrock e Gerke (2004), Leue *et al.*, (2015) e Baumann *et al.*, (2016): os máximos de bandas por centímetro (cm^{-1}) é 2925 e 2858 cm^{-1} para o grupo funcional alifático C-H, 1634 cm^{-1} para o grupo funcional C = O com vibrações em ácidos/ânios carboxílicos e amidas além de C = C em aromáticos além de 1033 cm^{-1} e 1085 cm^{-1} (estiramento de C-O-C em polissacarídeos e extensão de Si-O-Si em silicatos e minerais de argila).

Segundo Baumann *et al.*, (2016) cada vibração de uma ligação orgânica tem uma frequência específica, ou um intervalo, que pode ser medido através do FTIR.

O FTIR foi feito com amostras brutas nos perfis T1P1 (montante), T1P2 (intermediário), T1P3 (borda da depressão topográfica) hidromórfico e rico em matéria orgânica, e um perfil complementar no centro da depressão, T1P4.

6 RESULTADOS

Neste capítulo são apresentadas as descrições dos perfis analisados, as análises microscópicas, as análises químicas, mineralógicas, granulométricas e caracterização da MO dos horizontes que compõem cada perfil da catena estudada.

6.1 DESCRIÇÃO DOS PERFIS E ANÁLISES MICROSCÓPICAS

Localizada a montante da vertente, a trincheira T1P1 (Figura 3) corresponde ao solo com drenagem mais eficiente quando comparado aos perfis T1P2 e T1P3. É um perfil de Latossolo muito argiloso com pouca individualização dos horizontes. A vegetação de cobertura é composta por reflorestamento com eucalipto.

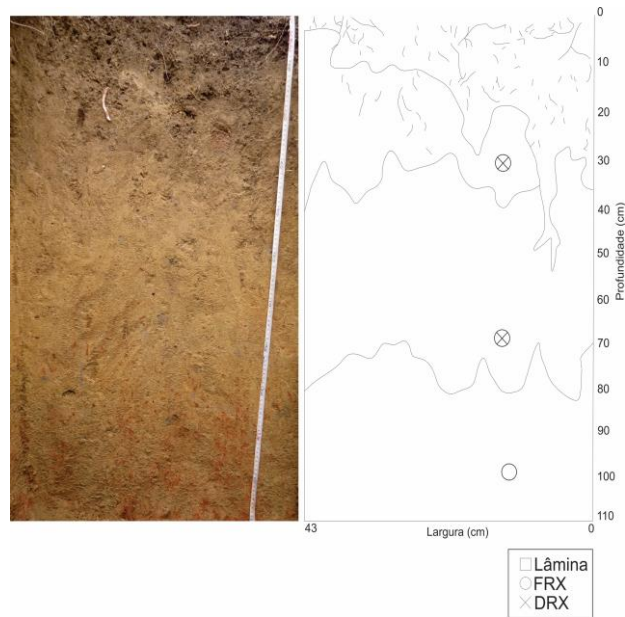


Figura 3: Representação do perfil T1P1 (Latosolo)

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

Lâmina T1P1 – 0-10 cm

As microestruturas indicam a presença de uma matriz homogênea e desenvolvimento de uma intensa rede de porosidade biológica com poros predominantemente não preenchidos (Figura 4). O mineral primário mais abundante é o quartzo, os grãos aparecem em médio e avançado estados de faturamento sendo que alguns apresentam bordar de alteração.

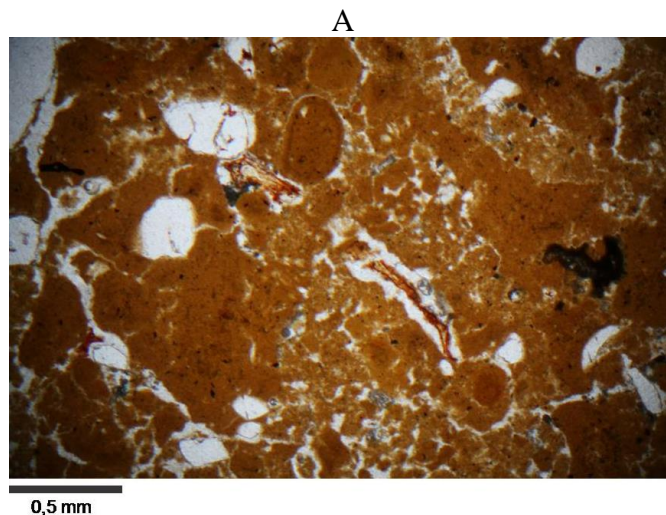


Figura 4: Horizonte superficial do perfil T1P1 mostrando solo com estrutura maciça. Presença de plasma argiloso rico em Fe preenchendo a porosidade.

Lâmina T1P1 14 -17 cm

A matriz é mais coesa e homogênea (Figura 5 A), como no horizonte superficial, a porosidade é menos desenvolvida do que no horizonte superior, porém é abundante e a porosidade é predominantemente não preenchida.

A análise microscópica mostra a matriz passando de marrom claro para um tom mais alaranjado, sendo possível observar manchas alaranjadas (Figura 5 B) por toda a lâmina. Os grãos de quartzo são abundantes e menos fraturados do que no horizonte superficial.

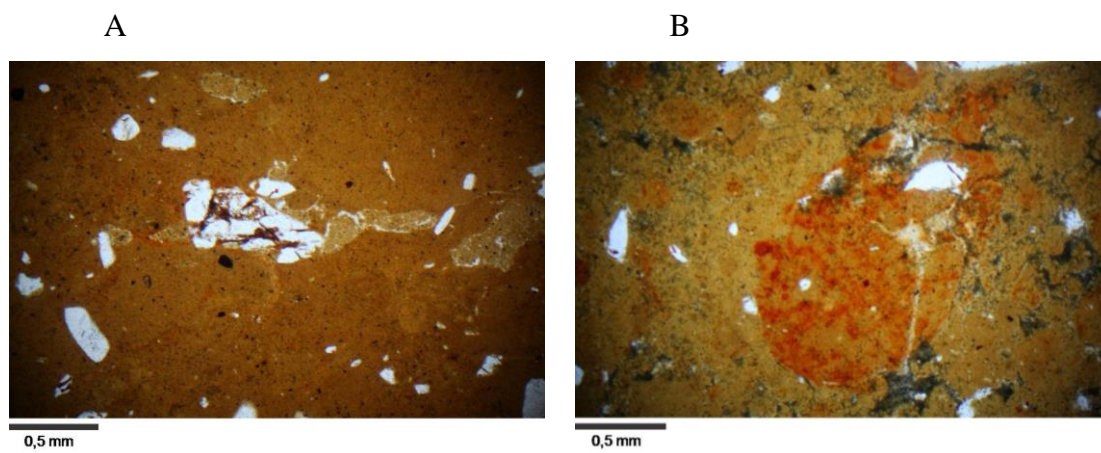


Figura 5: (A) Horizonte intermediário do perfil T1P1 com matriz homogênea e coesa, baixa porosidade e fraturas em quartzo preenchidas por plasma argiloso rico em Fe. (B) Horizonte mais profundo do perfil T1P1 apresentando manchas alaranjadas típicas e baixa porosidade.

T1P2

Localizada entre os perfis T1P1 e T1P3, a trincheira T1P2, composta por um Latossolo argiloso (Figura 6), representa a transição entre eles. Seus horizontes apresentam também predominância da coloração marrom amarelada (10YR 4/6 a 10YR 3/4), sendo mais escuro no topo e pouco mais claro na base (10YR 5/6).

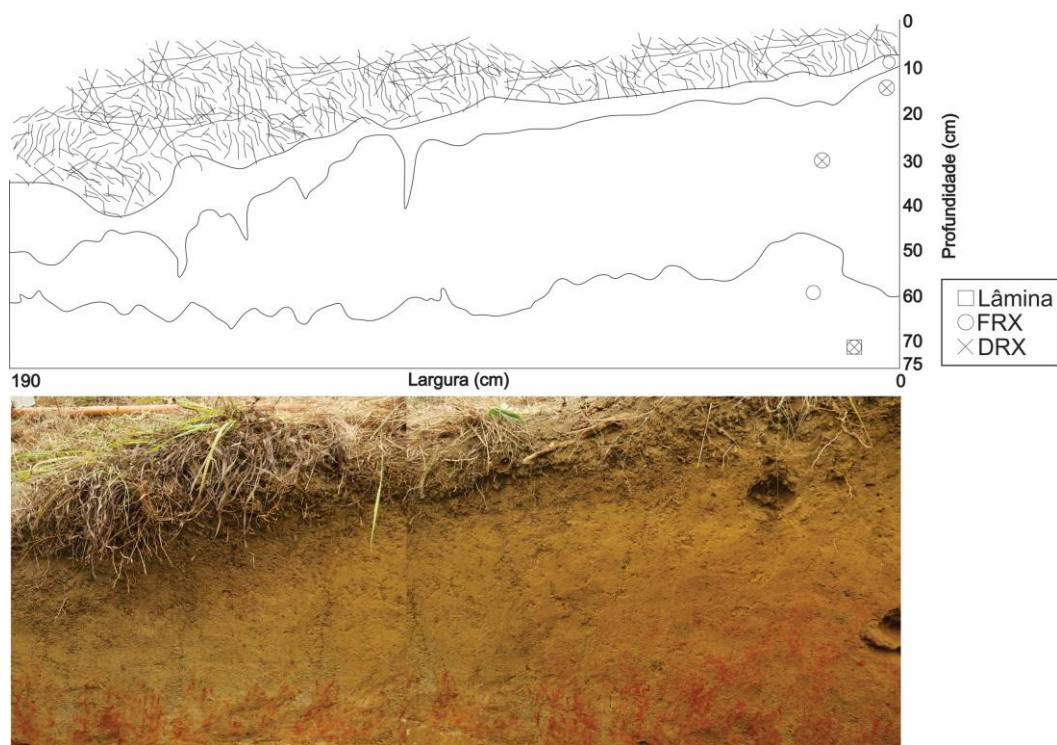


Figura 6: Representação do perfil T1P2 (Latossolo) localizado na porção intermediária da vertente.

O solo possui estrutura granular fina, é comum observar poros resultantes de atividade biológica preenchidos por argila marrom escura acinzentada (10YR 4/2), ocorrem térmitas e ninhos de insetos.

Assim como em T1P1, este solo é muito coeso quando está seco, e apresenta maior atividade biológica do que o perfil da montante. O horizonte superficial possui poucas raízes e de modo geral os limites dos horizontes que compõem o perfil são difusos.

Em relação ao perfil T1P1, este perfil apresenta maior atividade de microrganismos, principalmente por estar localizado no flanco de um murundu. A influência do nível freático é mais alta do que no perfil da montante, porém com relação ao perfil T1P3, as feições hidromórficas são praticamente inexistentes. Localizados na base do perfil encontram-se pequenos núcleos com acumulações de óxido de Fe.

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

As microestruturas em microscopia óptica (Figura 7) indicam a presença de duas matrizes sensivelmente distintas, ambas compatíveis com as macroestruturas identificadas no campo. Nos horizontes amarelos bem drenados em T1P2, pode se observar intensa microagregação, separadas por canais, câmaras e galerias.

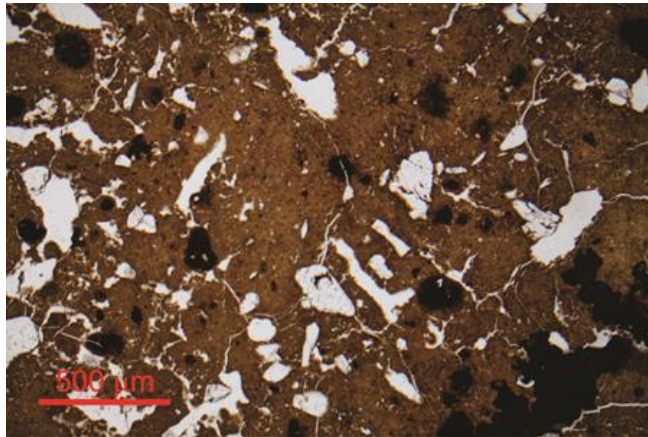


Figura 7: Horizonte de argila manchada no perfil T1P2 (90 cm de profundidade), a estrutura do solo é maciça, muito porosa e apresenta grande quantidade de nódulos ferruginoso.

Os poros observados no perfil T1P2 aparecem preenchidos com microagregados cujas feições estão ligadas a atividade biológica (Figura 8 A e B). Microestruturas são produzidas por cimentação de partículas de solo com saliva de térmitas (JOUQUET *et al.*, 2011) e porosidade biológica indica o retrabalhamento mecânico e deslocamento de partículas.

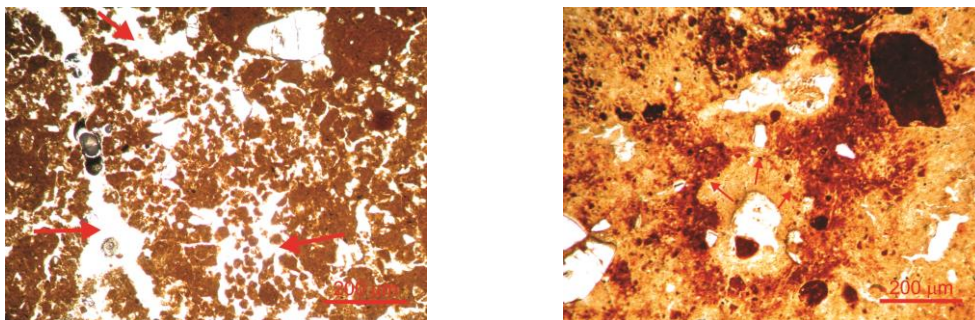


Figura 8: (A) em evidência muitos poros e agregados de origem biológica (20 cm de profundidade) (B) poros tornam-se caminho preferencial da perda de Fe. O plasma vermelho amarelado orienta o plasma vermelho escuro. Microagregados aparecem junto as paredes do preenchimento (30 cm de profundidade).

T1P3

A trincheira T1P3 (Figura 9) foi aberta na depressão topográfica, representa o perfil do Gleissolo, possui nível freático aflorante durante o período chuvoso, e sua cobertura é composta por gramíneas características dos campos hidromórficos do bioma Cerrado.

Neste perfil os horizontes são facilmente divididos, seus limites são claros e a variação da cor é grande, indo de marrom acinzentada escura (10 YR 3/2) a preta (7.5 YR

2.5/1). A coloração escura deve-se a forte presença de MO, é possível identificar raízes muito fina.

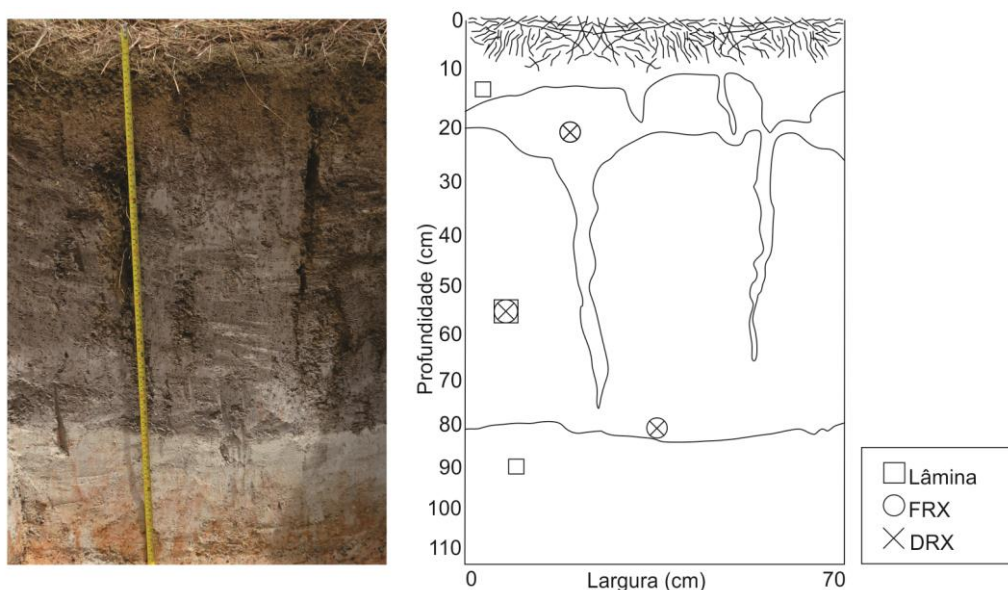


Figura 9: Representação do perfil T1P3 (Gleissolo)

O perfil apresenta duas estruturas distintas, granular e de blocos. Além disso observa-se fissuras médias, muito profunda e próximas umas das outras.

O horizonte mais profundo (69 a 84 cm de profundidade) possui coloração cinza (7.5 YR 5/1) e muitas manchas bancas (10 YR 8/1). A parte mais profunda do perfil possui argila em abundância e apresenta estrutura maciça. Ainda são presentes fissuras profundas e próximas entre si, impregnadas por ferro com coloração amarela amarronzada (10YR 6/6).

DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

As descrições micromorfológicas foram feitas com o propósito de identificar os minerais principais e a textura do solo, assim como o preenchimento da porosidade do solo. A partir disso foi possível identificar níveis com a porosidade preenchida por MO e Al.

LÂMINA T1P3 A

A lâmina T1P3 A corresponde a parte superior do horizonte superficial do perfil T1P3, na profundidade de aproximadamente 15 cm. O plasma observado na lâmina tem duas cores, aproximadamente 1/3 da lâmina apresenta coloração marro clara, que muda

gradualmente nos outros 2/3 da lâmina para marrom avermelhada forte, característica da presença de MO.

O plasma possui textura rugosa homogênea (Figura 10 A). A porosidade é elevada e interconectada. Alguns poros são parcialmente preenchidos por fragmentos de MO superior (STOOPS *et al.*, 2010) (Figura 10 A), também são frequentes grãos de minerais primários de tamanho variando entre 1 e 2 mm com ou sem bordas de alteração (Figuras 10 A e B) e alguns com fissuras preenchidas por plasma argilo-orgânico, que segundo Zauyah *et al.*, (2010) é característica dos processos de pedoplasmação.

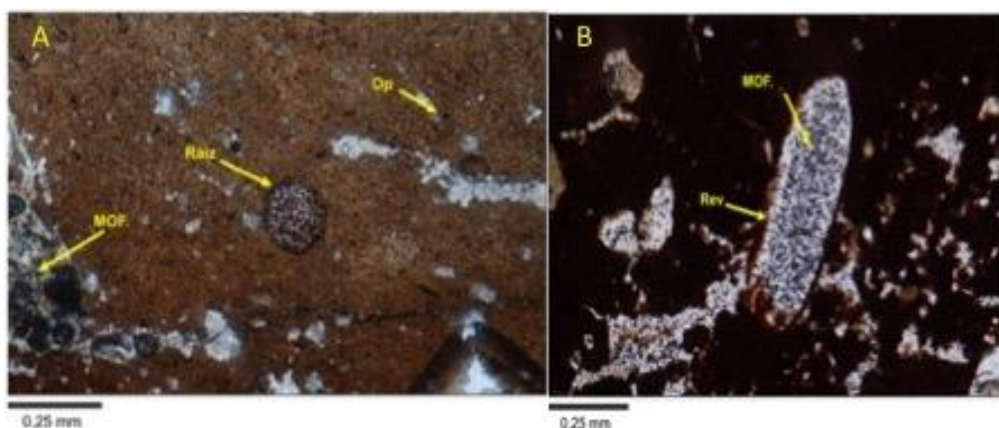


Figura 10: (A) Tecido de plantas de cor marrom escura. Grandes vácuos entre as paredes das células e a maior decomposição das bordas, epiderme, em (B) observa-se a porosidade com borda revestida por óxido de Fe.

Na figura 11 observa-se poro revestido por óxido de Fe e MO em plasma orgânico (matriz plásmica marrom avermelhada).

O preenchimento e revestimentos dos poros não estão orientados. Na figura 11 é possível observar um fragmento de preenchimento de argila marrom avermelhada dispersos e/ou relacionados aos poros. É possível observar nos minerais o padrão periférico de alteração (STOOPS *et al.*, 2010).

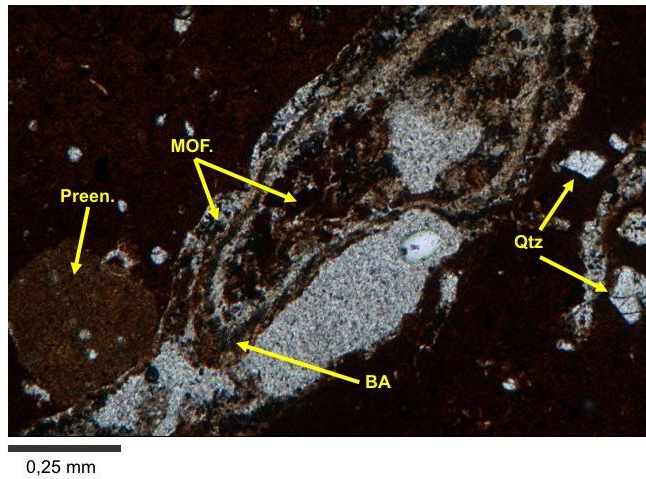


Figura 11: Grãos de quartzo (Qtz), preenchimento argiloso (Preen), bordas de alteração (BA) e matéria orgânica fina (MOF) ocupando parte da porosidade.

LÂMINA T1P3 M5

A lâmina T1P3 M5 (Figura 12 A e B) pertence ao horizonte da profundidade entre 35 e 44 cm. A matriz da lâmina possui coloração marrom avermelhada escura e é homogênea, a textura lisa. A porosidade é menor do que na lâmina T1P3 A, localizada acima desta.

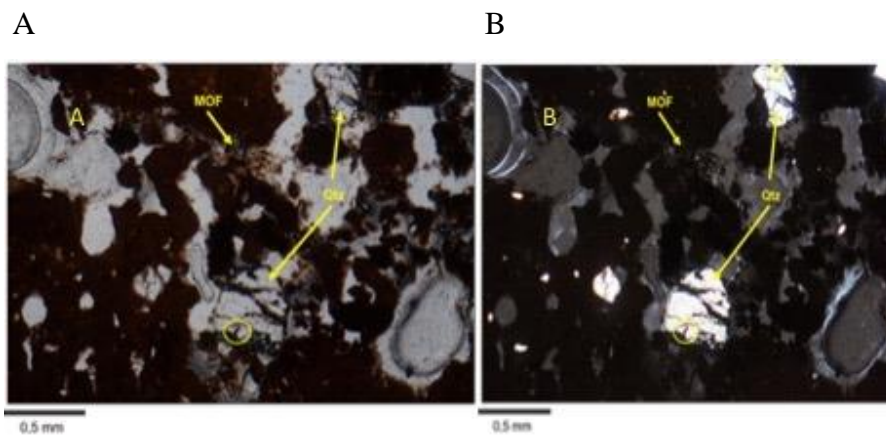


Figura 12: (A) Grãos de quartzo fraturados e preenchidos por plasma organo-argiloso, grãos de quartzo (Qtz) alterados e matéria orgânica fina (MOF). (B) grãos de quartzo fraturados e preenchidos por plasma organo-argiloso.

A porosidade é alta (aproximadamente 30%), porém os poros são menores e menos interconectados do que na lâmina anterior. Grande parte (aproximadamente 60%) da porosidade não está preenchida.

A lâmina é dominada por quartzo em tamanhos variados. Observa-se grãos de quartzo de até 2 mm com padrão periférico de alteração pouco pronunciado e fissuras preenchidas por plasma organo-argiloso (Figuras 12 A e B).

Alguns grãos de quartzo apresentam padrão periférico de alteração e apresentam-se bastante fraturados, estando as fraturas preenchidas por plasma argilo-orgânico.

LÂMINA T1P3 A1

A matriz da lâmina T1P3 A1 (50 cm de profundidade) é homogênea e possui coloração marrom avermelhada bem escura, característica da presença da MO no plasma argiloso. A porosidade da lâmina é menor (Figura 13 A e B) (15 – 20%) do que nas lâminas dos horizontes superiores e também mais fechada (poros menores e não conectados).

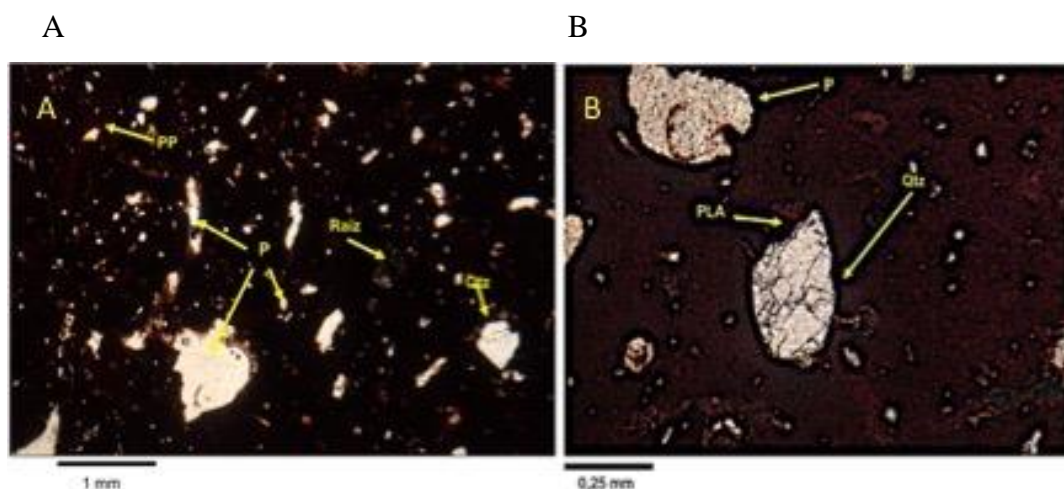


Figura 13: (A) Lâmina T1P3 A1 mostrando a porosidade (P) e a porosidade preenchida (PP), grãos de quartzo com padrão periférico de alteração e um fragmento de raiz. (B) grão de quartzo fraturado e com bordas de alteração preenchidas por plasma argiloso.

A porosidade da lâmina está preenchida por plasma argilo-orgânico (Figura 14 A-B) e é possível reconhecer um fragmento de raiz. Os grãos minerais são menos frequentes, menores e mais alterados do que nas lâminas dos horizontes superiores. Presença de grãos de quartzo apresentando padrão periférico de alteração avançado (Figura 14 A).

Observa-se parte da porosidade interconectada, com algum preenchimento. Na mesma figura observa-se pequenos grãos minerais dispersos na matriz.

Mesmo estando em uma maior profundidade do que a lâmina T1P3 M5, nesta lâmina pode-se encontrar diversos pequenos fragmentos de raízes de plantas, ou matéria orgânica superior (STOOPS *et al.*, 2010). O plasma argilo-orgânico possui bastante ferro (cor vermelha) que em conjunto com a matéria orgânica dá a coloração vermelha escura à matriz.

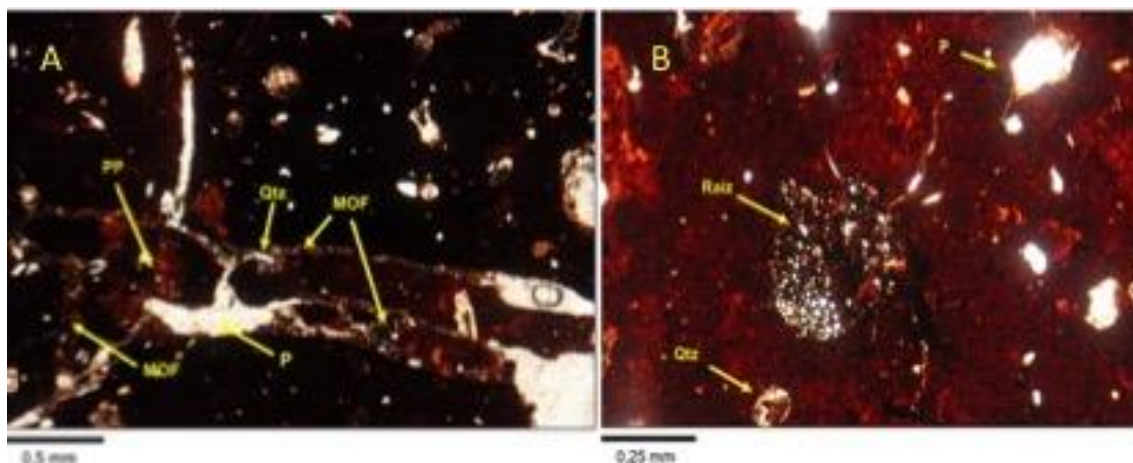


Figura 14: (A) Porosidade preenchida (PP) por plasma argilo-orgânico, MOF e grão de quartzo. LN. (B) Fragmento de raiz e grão de quartzo (Qtz) alterado em meio a matriz vermelho escura com baixa porosidade (P).

A figura 15 mostra a porosidade parcialmente revestida por plasma argilo orgânico, em meio a matriz vermelho escuro.

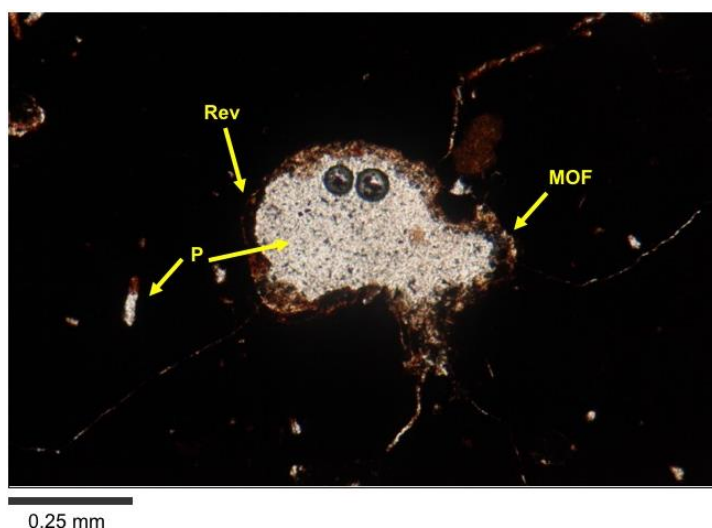


Figura 15: Porosidade parcialmente revestida por plasma argilo orgânico e possível matéria orgânica fina em meio a matriz vermelho escuro.

LÂMINA T1P3 (2)

A lâmina T1P3(2) foi confeccionada a partir de uma amostra localizada a 90 cm de profundidade. Sua matriz possui coloração marrom clara, são encontradas porções da lâmina e partes da porosidade preenchidas por plasma argilo-orgânico marrom avermelhado forte e fragmentos de preenchimento de argila de cor bege. Não foram observados fragmentos de estruturas de vegetais de superiores (raízes) como definidos por STOOPS *et al.*, (2010).

A porosidade é elevada (50%) porém com tamanho reduzido em relação as lamina das profundidades menores. Observa-se (Figura 16) fragmentos de preenchimento de argila marrom amarelada dispersos na lâmina relacionados à porosidade.

Observa-se também poros parcialmente preenchidos por matéria orgânica fina. Poros que não estão totalmente preenchidos possuem revestimento interno de plasma argilo-orgânico. Os grãos de minerais primários presentes, compostos principalmente por quartzo, possuem tamanho variando de 1 a 3 mm, em geral estão em elevado grau de alteração, a maioria possui padrão de alteração periférico e fissuras preenchidas por plasmio argilo-orgânico (Figura 17).

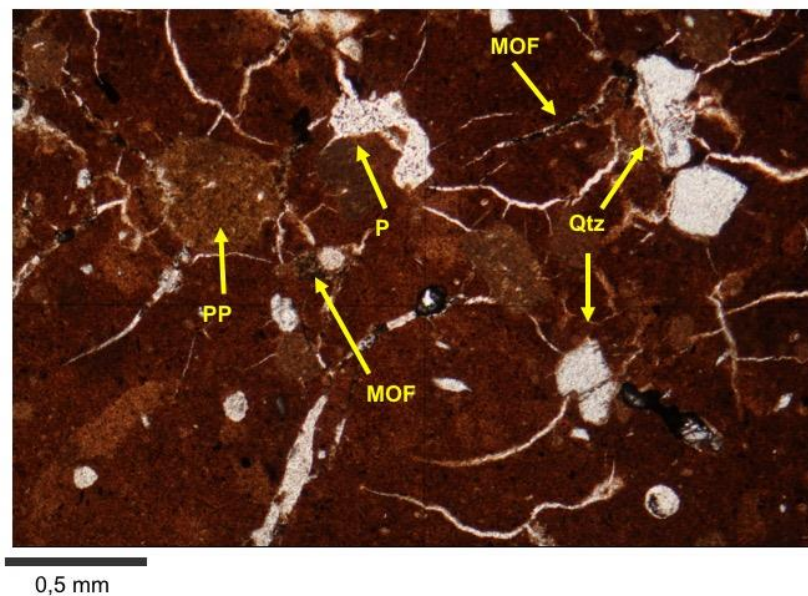


Figura 16: Grãos de quartzo alterados (Qtz), porosidade preenchida (PP) e vazia (P) além de matéria orgânica fina (MOF) preenchendo parcialmente alguns poros. LN.

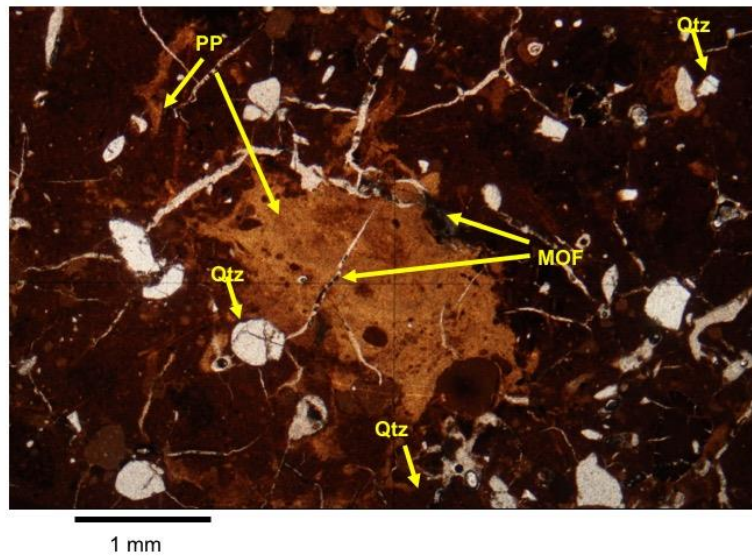


Figura 17: Porosidade parcialmente preenchida (PP) por plasma argilo-orgânico e Qtz disperso na matriz.

Ainda na figura 17 é possível observar a diferença entre o plasma mais rico em ferro que preencheu a porosidade em meio a uma matriz marrom avermelhada. O preenchimento da porosidade não apresenta orientação.

Na figura 178 observa-se a transição entre uma parte menos ferruginosa e outra mais ferruginosa.

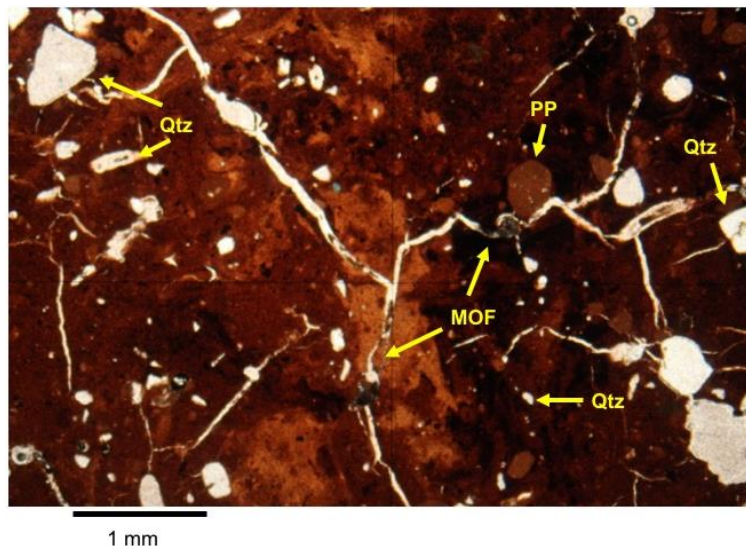


Figura 18: Área de transição entre plasma mais pobre em MO (marrom clara) e mais rico em MO (marrom avermelhada). Grãos de quartzo dispersos na matriz junto com poros parcial ou totalmente preenchidos.

MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

A imagem obtida por MEV (Figura 19 mostra a presença cristal de gibbsita, possivelmente secundária, na matriz organomineral.

O espectro do EDS (Figura 20) mostra elevado teor de Al, de O e presença de Si, confirmando também a associação com caulinita.

Os resultados obtidos na espectroscopia do infravermelho com transformada de Fourier corroboram com a presença de gibbsita e caulinita nos perfis analisados. Presença de cristais de gibbsita parecem estar associados com a porosidade do solo, com maior quantidade de MOS.

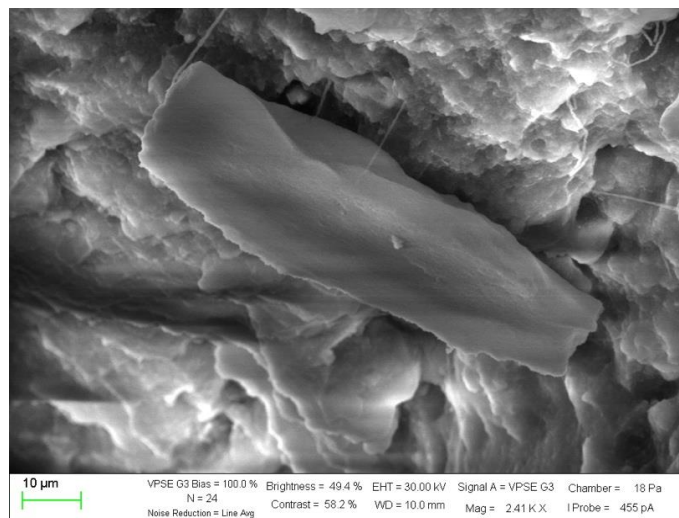


Figura 19: Imagem de MEV mostrando um cristal de gibbsita em meio a matriz organomineral.

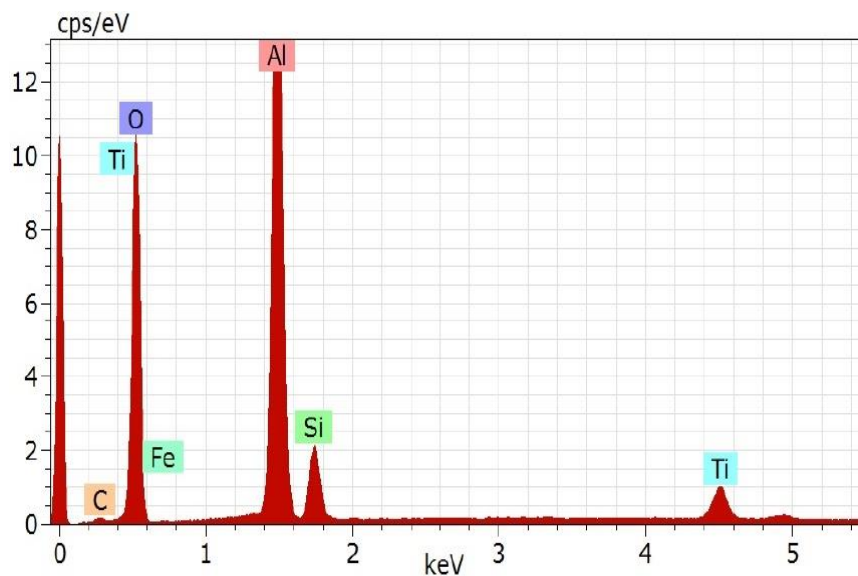


Figura 20: Espectro do EDS obtido na análise de MEV no cristal de Gibbsita presente na imagem da figura 18.

6.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS SOLOS ÓXIDOS TOTAIS (FRX) E COMPLEXO SORTIVO

Globalmente, os óxidos de Al, Fe, Si e Ti são os que apresentam as maiores concentrações e distribuições distintas em cada perfil e na comparação entre os perfis (Tabela 1). Os óxidos de Mg, Ca, Na e K₂O possuem concentrações muito baixas ou fora do limite de detecção instrumental.

SiO₂

No perfil T1P1 o teor de SiO₂ no horizonte superficial (0 a 30 cm de profundidade) é de 27,4%. No horizonte subsuperficial (30 a 83 cm de profundidade) o teor é de 23,6% e no horizonte mais profundo (83 a 125 cm de profundidade) o teor é de 23,7%.

No perfil T1P2 o teor do óxido de silício aumenta para a base. No horizonte superficial (5 cm de profundidade) o teor é de 19,8% variando apenas 0,2% nos primeiros 30 cm. No horizonte mais profundo (76 cm de profundidade) o teor do SiO₂ é de 26,4%.

No perfil T1P3 o teor do SiO₂ tende a aumentar para a base. No horizonte superficial (2 cm de profundidade) o teor é de 20,7%, ainda no mesmo horizonte, a 8 cm de profundidade o teor passa para 20,9%. Abaixo o teor aumenta para 21,7% e 22,8% nas profundidades de 20 e 33 a 69 cm, 20,7% e 23,5% nas profundidades de 45 e 73 a 84 cm respectivamente.

A maior variação dos teores, o mesmo perfil, aparece no perfil T1P2. O óxido de silício varia lateralmente apresentando diminuição do teor da montante (T1P1, perfil de solo bem drenado) para a jusante (T1P3, perfil de solo mal drenado). O teor mais elevado de SiO₂ (27,4%) aparece no topo perfil T1P1.

Dentre os perfis analisados o perfil que apresentou o menor conteúdo de óxido de silício é o T1P2, com teor de 19,7% a 30 centímetros de profundidade.

Essa variação lateral pode estar relacionada a dois fatores, o topográfico que influencia diretamente no segundo, o biogeoquímico.

Al₂O₃

No perfil T1P1 o teor de Al₂O₃ aumenta progressivamente do horizonte superficial para o mais profundo (Tabela 1). No horizonte superficial (0 a 30 cm de profundidade) o teor do óxido de alumínio é de 39,1%. No horizonte subsuperficial (30 a 83 cm de profundidade) o teor do óxido aumenta para 43,3% chegando a 44,6% no horizonte mais profundo (83 a 125 cm de profundidade).

No perfil T1P2 o teor de Al_2O_3 é de 43,9% no horizonte superficial (5 cm de profundidade). No horizonte subsuperficial o teor sobe para 44,2 e 45,4 a 13 e 30 cm de profundidade, respectivamente. No horizonte mais profundo (76 cm de profundidade) o teor do óxido de alumínio é de 42,3%.

No perfil T1P3 o horizonte superficial (2 cm de profundidade) possui teor de 40% de Al_2O_3 . O teor do óxido de alumínio aumenta do topo para a base do perfil, atingindo o máximo de 49,1% na profundidade de 45 cm, logo acima do horizonte mais profundo (73 a 84 cm de profundidade), onde o teor do Al_2O_3 é de 48%.

O teor do óxido de alumínio nos perfis estudados aumenta da montante para a jusante da topossequência. O perfil que apresenta maior variação no teor de Al_2O_3 é o T1P3, com 9,1% mais Al_2O_3 a 45 cm de profundidade do que no horizonte superficial.

No perfil T1P2 o maior teor de argila aparece na profundidade de 30 cm (Tabela 5) e na mesma profundidade o perfil tem o maior teor de Al_2O_3 , indicando que a presença de argila está relacionada o aumento do óxido de Al no perfil. O mesmo acontece no perfil T1P3, onde o teor mais alto de Al aparece no horizonte mais argiloso (45 cm de profundidade).

Fe_2O_3

No perfil T1P1 o teor de Fe_2O_3 é 8,5 no horizonte superficial (0 a 30 cm de profundidade) e no horizonte de subsuperficial. Na base do perfil, 83 a 125 cm de profundidade, o teor do óxido diminui para 8,1% (Tabela 1).

No perfil T1P2 o teor de Fe_2O_3 , no topo do perfil (5 cm de profundidade), é de 7,1%. Abaixo (13, 30 e 60 cm de profundidade) os teores são de 7,2; 6,7 e 8,1% respectivamente. Na base do perfil, a 76 cm de profundidade o teor de Fe_2O_3 é de 7,6%.

No perfil T1P3 o teor do óxido de ferro aumenta progressivamente em direção a base do perfil. No horizonte superficial (2 cm de profundidade) o teor de Fe_2O_3 é de 2,9%. Nos horizontes de transição entre o topo e a base do perfil os teores de Fe_2O_3 aumentam para 3,3; 3,5 e 3,6% nas profundidades de 8, 20 e 33 a 69 cm. O teor do óxido atinge o valor máximo de 3,8% a 45 cm de profundidade, diminuindo para 3,5% no horizonte mais profundo do perfil (73 a 84 cm).

No perfil T1P1, latossolo vermelho-amarelo o teor Fe_2O_3 varia pouco, diminui apenas 0,4% do topo para a base do perfil, neste perfil está o máximo teor de Fe_2O_3 (8,5%). Esse elevado teor de óxido de ferro em relação aos demais perfis está relacionado com a drenagem do perfil. Estando livre da influência da variação do nível d'água no perfil o Fe^{+3} permanece imóvel.

O perfil de transição T1P2 apresenta maior variação dos teores de Fe em relação ao T1P1.

No perfil hidromórfico (T1P3) os teores do óxido de ferro são os mais baixos entre todos os perfis estudados, atingindo o mínimo de 2,3% no horizonte mais profundo desse perfil, a 73 - 84 cm de profundidade.

TiO₂

O teor de TiO₂ no horizonte superficial do perfil T1P1 é de 2,8% (Tabela 1). Em direção a base o teor do óxido aumenta para 3,1 e 3,2% no horizonte subsuperficial (30 a 83 cm de profundidade) e no horizonte mais profundo (83 a 125 cm) respectivamente.

No Perfil T1P2 o teor do TiO₂ é de 3,7% no horizonte mais superficial (5 cm de profundidade) e no seguinte (13 cm de profundidade). A 30 cm de profundidade seu teor é de 3,8%. Os dois últimos horizontes, em direção a base, 60 e 76 cm de profundidade apresentam teores de 3,6 e 3,5% respectivamente.

No perfil T1P3 o teor de TiO₂ aumenta progressivamente do topo para a base do perfil. No horizonte superficial o teor de TiO₂ é de 2,9%, passando logo abaixo para 3,3; 3,5; 3,6 e 3,8% nas profundidades de 8, 20, 33 a 69 e 45 cm. No horizonte mais profundo (73 a 84 cm de profundidade) o teor do óxido de titânio é 3,5%.

Os teores de TiO₂ aparecem aumentando progressivamente do topo para a base dos perfis, T1P1 e T1P3, enquanto no perfil T1P2 os valores diminuem em direção a base.

O perfil T1P2 é o que apresenta os valores mais elevados dos teores de TiO₂, com o máximo valor igual a 3,8% a 30 cm de profundidade. Comparando os 3 perfis analisados percebe-se uma pequena variação do teor do óxido de titânio (Tabela 1).

SOMA DAS BASES (MgO+CaO+Na₂O+K₂O)

No primeiro perfil (T1P1) a soma das bases diminui em direção a base (Tabela 1). No horizonte superficial o teor é de 0,15%, passando para 0,09% no horizonte subsuperficial (30 a 83 cm de profundidade) e 0,10% no horizonte mais profundo (83 a 125 cm de profundidade).

No topo perfil T1P2 o valor de MgO+CaO+Na₂O+K₂O é de 0,07%. O teor da soma das bases aumenta em direção a base, a 13 e 30 cm de profundidade os teores são 0,11 e 0,08% respectivamente. O pico de máximo valor ocorre a 60 cm de profundidade onde o teor é de 0,18%. No horizonte mais profundo o teor é de 0,08%.

O topo do perfil T1P3 possui teor de MgO+CaO+Na₂O+K₂O igual a 0,23%. Nos horizontes abaixo, o teor diminui em direção a base. Ainda no horizonte orgânico a 8 cm de profundidade o teor é de 0,14%. Aprofundando-se no perfil o teor é de 0,16% a 20 cm de profundidade e de 0,09% no intervalo de 33 a 69 cm de profundidade. O teor mais baixo (0,08%) aparece na base do perfil.

Tabela 1 Óxidos totais e soma das bases.

Profundidade	Óxidos analisados (%)				
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO+CaO+Na ₂ O+K ₂ O
			T1P1		
0 – 30	27,4	39,1	8,5	2,8	0,15
30 – 83	23,6	43,3	8,5	3,1	0,09
83 – 125	23,7	44,6	8,1	3,2	0,10
			T1P2		
5	19,8	43,9	7,1	3,7	0,07
13	19,9	44,2	7,2	3,7	0,11
30	19,7	45,4	6,7	3,8	0,08
60	21,2	44,6	8,1	3,6	0,18
76	26,4	42,3	7,6	3,5	0,08
			T1P3		
2	20,7	40,00	3,8	2,9	0,23
8	20,9	44,2	3,5	3,3	0,14
20	21,7	47,4	2,6	3,5	0,16
33 – 69	22,8	48,7	3,2	3,6	0,16
45	20,7	49,1	2,4	3,8	0,09
73 - 84	23,5	48,0	2,3	3,5	0,08

Um outro parâmetro entre os teores de Si e Al no solo que pode ser determinado é o do índice Ki (Tabela 2). Segundo Baptista (1998) e Madeira (1995) o índice Ki, relação entre [SiO₂] / [Al₂O₃], é também uma ferramenta para determinação do grau de desenvolvimento dos solos tropicais, e também pode ser utilizado como um dos critérios para diferenciação de classes taxonômicas (MONIZ, 1972).

Madeira (1995) atribui aos solos tropicais são formados por minerais altamente intemperizados devido ao elevado grau de intemperismo ao qual foram submetidos, para esses solos o Ki é essencialmente uma medida das proporções entre caulinita e gibbsita.

Baixos valores de Ki indicam solo mais intemperizados (o maior valor é da sílica e o menor é do alumínio), dessa forma pode-se perceber quando há remoção da sílica e consequente acúmulo de Al e vice-versa (BAPTISTA, 1998; MADEIRA, 1995).

Resende e Santana (1988), Kampf *et al.*, (1988); Ker (1995) e Neto (2009) agrupam e classificam os solos com base no Ki. Solos caoliníticos são aqueles com Ki >

0,75 e gibbsítico são aqueles com $k_i <$ ou igual 0,75. Neto (2009) relaciona valores mais altos de K_i com maior atividade da sílica no perfil.

Nos perfis estudados o T1P3 (solo mal drenado) apresenta os menores índices K_i enquanto o T1P1 (solos bem drenados) os mais elevados (Tabela 2).

Em T1P1 as amostras estão dentro do intervalo gibbsítico até a profundidade de 430 cm, quando então o K_i passa a ser maior do que 0,75 configurando o intervalo como caolinítico. Essa relação, de acordo com Madeira (1995) e Neto (2009), confirma um grau de evolução e maior intemperismo nas porções superiores do perfil.

O perfil T1P2, mais elevado, apresenta, em geral, baixos valores K_i , principalmente nos horizontes superiores, indicando solos com maior grau de evolução (BAPTISTA, 1998; MADEIRA, 1995).

O perfil T1P3 mostra-se mais evoluído do que o T1P1 com relação ao seu grau de desenvolvimento pedológico, o índice K_i para o perfil T1P3 apresenta valores menores do que os do perfil T1P1.

Em T1P3 os valores de K_i são baixos e próximos (Tabela 2) até a profundidade aproximada de 80 cm quando o $K_i = 0,49$ indicando maior atividade da sílica (NETO, 2009) e grau de evolução mais lento, esses solos são caoliníticos ($K_i > 0,75$). Essa profundidade é equivalente ao horizonte mais resistente e rico em óxido de Fe, e é evidenciada pela análise química de FRX (Tabela 1).

Valores elevados de K_i aparecem também nas profundidades de 360 e 460 centímetros.

Tabela 2 Índice K_i para determinação do grau de evolução dos solos dos perfis.

Trincheira e profundidade (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K_i
T1P1			
0-30	27,4	39,1	0,70
30-83	23,6	43,3	0,54
83-125	23,7	44,6	0,52
T1P2			
5	19,8	43,9	0,45
13	19,9	44,2	0,44
30	19,7	45,4	0,43
60	21,2	44,6	0,47
76	26,4	42,3	0,62
T1P3			
2	20,7	40	0,51
8	20,9	44,2	0,47
20	21,7	47,4	0,45

33-69	22,8	48,7	0,46
45	20,7	49,1	0,42
73-84	23,5	48	0,49

COMPLEXO SORTIVO

O complexo sortivo do solo consiste em um complexo radical negativo e uma mistura de cátions adsorvidos. A troca de cátions é uma reação dinâmica e sempre presente no solo. Os valores obtidos para o complexo sortivo são apresentados na Tabela 3.

CAPACIDADE DE TROCA CATIÔNICA (CTC)

No perfil T1P1 a CTC varia de 71,4 mmolc dm⁻³ no horizonte superficial a 38,3 no horizonte subsuperficial (30 a 83 cm de profundidade) (Tabela 3).

No perfil T1P2 os Valores da CTC diminuem em direção a base do perfil, no horizonte superficial (5 cm de profundidade) a CTC é de 123,3 mmolc dm⁻³, enquanto no horizonte mais profundo o valor chega a 25,1 mmolc dm⁻³.

No perfil de solo da jusante, T1P3, a CTC no horizonte superficial (2 cm de profundidade) é de 111,2 mmolc dm⁻³. Ainda próximo a superfície, a 8 cm de profundidade, a CTC cai para 89,9 mmolc dm⁻³. Mantendo a tendência de diminuição dos valores em direção a base do perfil, a CTC é de 47,6; 31,1 e 38,3 mmolc dm⁻³, nos três horizontes de antecederem a base do perfil, a 20, 33 a 69 e 45 cm de profundidade. O horizonte mais profundo do perfil possui CTC igual a 25,1 mmolc dm⁻³.

O comportamento dos valores da CTC nos perfis estudados mostra concordância com o teor de MO presente nos perfis. A medida que se caminha para jusante, indo em direção ao perfil com maior teor de MO a CTC também aumenta em cada um dos perfis, variando de 71,4 mmolc dm⁻³ no horizonte superficial do perfil T1P1 para 111,2 mmolc dm⁻³ no perfil T1P3.

Nota-se que seus valores são elevados nos horizontes superficiais dos perfis estudados, também devido ao maior teor de MO presente.

Tabela 3 Complexo Sortivo.

Profundidade (cm)	Complexo sortivo									
	pH	CTC	SB	H+Al	Al	K	Ca	M g	MO	P
	CaCl ₂			mmolc.dm ⁻³					g.dm ⁻³	mg.dm ⁻³
	T1P1									
0-30	4,3	71,4	0,4	71	3	0,4	<1	<1	26	4
30-83	4,7	38,3	0,3	38	<1	0,3	<1	<1	17	3
	T1P2									
5	4,1	123,3	2,3	121	10	1,3	<1	<1	51	8
13	4,1	80,9	1,9	79	7	0,9	<1	<1	36	7
30	4,3	65,4	1,4	64	3	0,4	<1	<1	29	4
43	4,4	47,2	0,2	47	2	<0,2	<1	<1	22	2
60	4,7	34,1	0,1	34	<1	<0,2	<1	<1	15	1
76	5,2	25,1	0,1	25	<1	<0,2	<1	<1	11	2
	T1P3									
2	4,3	111,2	2,2	109	3	1,2	<1	<1	86	10
8	4,1	89,9	1,9	88	3	0,9	<1	<1	86	7
20	4,8	47,6	0,6	47	<1	0,6	<1	<1	43	2
33-69	5,1	31,1	0,1	31	<1	<1	<1	<1	16	2
45	5	38,2	0,2	38	<1	<0,2	<1	<1	25	1
73-84	5,4	25,1	0,1	25	<1	<0,2	<1	<1	11	2

ALUMÍNIO TROCÁVEL

Os valores de alumínio trocável são pouco variáveis entre os quatro perfis estudados (Tabela 3). O perfil T1P2 é o que possui os maiores valores de Al trocável, com máximo de 10 mmolc.dm⁻³ no horizonte superficial (5 cm de profundidade).

ACIDEZ POTENCIAL (H + AL)

Os valores de acidez potencial dos perfis estudados apresentam diminuição progressiva em direção a base de todos os perfis estudados (Tabela 3). Os valores mais elevados da acidez potencial estão nos horizontes orgânicos (superficiais) dos perfis. Os valores mais altos para acidez potencial aparecem em T1P2 (121mmolc.dm⁻¹) e T1P3 (109 mmolc.dm⁻¹). O valor mais baixo da acidez potencial (25 mmolc.dm⁻¹) aparece nos horizontes mais profundo dos perfis T1P2 E T1P3.

Em todos os perfis o pH aumenta em direção a base, tornando-se menos ácido. No perfil T1P1 o pH no horizonte superficial é de 4.3 e no subsuperficial 4,7. No perfil T1P2 o pH varia de 4,1 no horizonte superficial para 5,2 no horizonte mais profundo.

No perfil T1P3 o horizonte superficial (2 cm de profundidade) o pH é de 4,3 e passa para 4,1 na profundidade de 8 cm. No intervalo de 20 a 45 cm de profundidade o pH varia de 4,8 para 5. Na base do perfil o pH atinge o maior valor para este perfil, 5,4.

MATÉRIA ORGÂNICA

Segundo Canellas *et al.*, (2008) em solos tropicais e subtropicais a CTC da MO pode representar grande percentual da CTC total do solo.

Segundo Quaggio (1986) a maior acidez do solo está diretamente relacionada a presença da população de microrganismos responsáveis pela decomposição da MO, em solos ácidos essa população diminui e a matéria orgânica deixa de ser decomposta

No perfil T1P1 o teor de matéria orgânica é 26 g dm^{-3} no horizonte superficial (0 a 30 cm de profundidade) e 17 g dm^{-3} no horizonte subsuperficial (30 a 83 cm de profundidade), variando 34,6% (Tabela 3).

No perfil T1P2 os teores decrescem em direção a base, no topo do perfil (5 cm de profundidade) o teor de MO é de 51 g dm^{-3} , chegando a 29 g dm^{-3} no horizonte localizado a 76 cm de profundidade, isso é uma variação de 78,4%.

O perfil T1P3 é o que apresenta maior variação do teor de matéria orgânica. O intervalo de 2 a 8 cm de profundidade possui 86 g dm^{-3} . Diminuindo em direção a base os teores passam para 43, 16, 25 g dm^{-3} . Finalmente, no horizonte mais profundo (73 a 84 cm de profundidade) o teor é de 11 g dm^{-3} . O teor de MO varia 87,2% entre o topo e a base do perfil.

SOMA DAS BASES (SB)

A soma das bases no perfil T1P1 é de $0,4 \text{ mmolc.dm}^{-3}$ no horizonte superficial (0 a 30 cm de profundidade) e $0,3 \text{ mmolc.dm}^{-3}$ no horizonte subsuperficial (30 a 83 cm de profundidade). A variação entre os horizontes é de 33,3% (Tabela 3).

No perfil T1P2 a soma das bases diminui do topo em direção a base do perfil. No horizonte superficial (5 cm de profundidade) a soma das bases é $2,3 \text{ mmolc.dm}^{-3}$. No horizonte mais profundo do perfil (76 cm de profundidade) a soma das bases é de $0,1 \text{ mmolc.dm}^{-3}$.

No perfil T1P3 a soma das bases diminui progressivamente em direção a base do perfil, o horizonte superficial tem soma das bases igual a $2,2 \text{ mmolc.dm}^{-3}$. A base do perfil (73 a 84 cm de profundidade) possui SB igual a $0,1 \text{ mmolc.dm}^{-3}$.

6.3 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS SOLOS (DIFRATOMETRIA DE RAIOS X (DRX))

Os resultados da difratometria de raios X (Tabela 4) indicam uma tendência de formação de gibbsita associada com caolinita, goethita e quartzo.

Tabela 4 Composição mineralógica da fração argila obtida por Difração de Raios X.

PROFUNDIDADE (cm)	COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA FRAÇÃO ARGILA (nm)
	T1P1
0 a 30	Gibbsita (0,48), caolinita (0,71; 0,35) goethita (2,64), e quartzo (0,34).
30 a 83	Gibbsita (0,48), caolinita (0,71 e 0,35), goethita (0,264 e 0,246) e quartzo (0,34).
	T1P2
13	Gibbsita (0,48), caolinita (0,71 e 0,35), goethita (0,264 e 0,246) e quartzo (0,34).
30	Gibbsita (0,48), caolinita (0,71 e 0,35), goethita (0,264 e 0,246), quartzo (0,34) e hematita (0,168).
60	Gibbsita (0,48), caolinita (0,71 e 0,35), goethita (0,264 e 0,246), quartzo (0,34) e hematita (0,264).
	T1P3
20	Gibbsita (0,48), caolinita (0,71 e 0,35), goethita (0,264 e 0,246) e quartzo (0,34).
3 a 69	Gibbsita (0,48), caolinita (0,71 e 0,35), goethita (0,264 e 0,246) e quartzo (0,34).
80 a 84	Gibbsita (0,48), caolinita (0,71 e 0,35), goethita (0,264 e 0,246) e quartzo (0,34).

6.4 COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS SOLOS

Os resultados da análise granulométrica dos três perfis estudados (Tabela 5) indicam que no perfil T1P1 a fração areia grossa diminui em direção a base. No horizonte superficial ela é de 11,3% e diminui para 9,5% entre 30 e 83 cm de profundidade. A fração areia fina apresenta leve aumento em direção a base. Neste mesmo perfil o teor de silte é de 19,1% no horizonte superficial e 19,2% entre 30 e 83 cm de profundidade. A fração argila no horizonte superficial é de 65,5% e entre 30 e 83 cm de profundidade é de 65,2%.

A fração areia grossa varia 1,8% entre os dois horizontes analisados, já a fração areia fina varia muito pouco, menos de 0,1%. O silte apresenta uma variação pequena nos dois horizontes analisados, já a argila apresenta uma variação maior e aumenta 17% direção a base do perfil.

No topo do perfil T1P2 a fração areia grossa é de 7,9%. Esse valor diminui até a profundidade de 30 cm, onde a fração areia grossa é de 6,9%. Desse horizonte em diante os teores aumentam em direção a base, chegando a 10,4% no horizonte mais profundo.

Tabela 5 Composição granulométrica dos solos da Catena

Profundidade (cm)	Areia			Silte (0,053 a 0,002 mm)	Argila <0,002 mm	Silte + Argila
	Grossa (2,0 - 0,25 mm)	Fina (0,25 - 0,053mm)	Areia Total			
T1P1						
0 a 30	11,3	4,7	15,4	19,1	65,5	84,6
30 a 83	9,5	4,8	13,6	19,2	67,2	86,4
T1P2						
0 a 5	7,9	4,6	11,8	15,9	75,5	87,4
5 a 13	7,7	4,2	11,5	15,9	73,2	87,9
13 a 30	6,9	3,3	9,9	15,9	71,6	90,1
30 a 45	8,2	3,9	11,7	15,9	72,9	88,6
45 a 60	10,2	5,1	14,7	15,9	70,1	85,3
60 a 76	10,4	6,4	22,9	15,9	67,5	77,1
T1P3						
0 a 2	12,9	4,2	16,0	15,9	55,5	79,3
2 a 8	9,8	6,3	14,6	15,9	61,1	82,3
8 a 20	9,6	5,0	13,2	15,9	67,5	83,8
33 a 69	8,9	4,8	12,2	15,9	70,4	87,8
45	8,6	5,7	3,7	15,9	67,9	86,3
73 a 84	13,0	5,7	18,2	15,9	70,6	81,8

A fração areia fina é de 4,6% no horizonte superficial, diminuindo até a profundidade de 45 cm, onde é 3,9%. Nos dois horizontes mais profundos (60 e 76 cm de profundidade) a fração areia fina aumenta para 5,1 e 6,4% respectivamente.

Ambas as frações da areia variam da mesma forma, diminuem gradativamente até aproximadamente a metade do perfil, onde voltam a aumentar em direção a base, estando normalmente os dois horizontes mais profundos com os teores mais altos de areia fina e grossa.

No perfil T1P2 a fração silte se mantém constante, a fração argila diminui do topo (75,5%) para a base (67,5%) do perfil.

No perfil T1P3 (Tabela 5) a fração areia (grossa e fina) aumenta em direção a base. No horizonte superficial o teor de areia grossa é de 12,9% e no mais profundo é 13,0%. A variação entre topo e base é baixa mais entre esse intervalo os teores de areia grossa diminuem até os 45 cm de profundidade, a partir desse ponto os teores aumentam chegando a 13,0%.

O mesmo não se aplica a areia fina. A fração silte se mantém constante e a fração argila aumenta do topo (55,5%) em direção a base (70,6%).

6.5 DENSIDADE DO SOLO

Os valores calculados para a densidade do solo (Tabela 6) foram obtidos para cada horizonte dos 3 perfis estudados de acordo com o protocolo proposto por EMBRAPA (1997).

Os resultados utilizados na discussão foram as médias aritméticas de cada horizonte. No perfil da montante (T1P1) a média da densidade é $1,04 \text{ g cm}^{-3}$, no horizonte superficial (0 a 10 cm de profundidade) a densidade é de $1,08 \text{ g cm}^{-3}$. No horizonte subsuperficial (30 cm de profundidade) a densidade média é de $1,02 \text{ g cm}^{-3}$ e no horizonte mais profundo do perfil (70 cm de profundidade) a média da densidade é de $1,03 \text{ g cm}^{-3}$.

No perfil T1P2 a densidade do solo aumenta discretamente em direção a base do perfil. No Horizonte superficial (0 a 10 cm de profundidade) a média da densidade do solo é $0,85 \text{ g cm}^{-3}$. A 30 cm de profundidade esse valor sobe para $0,93 \text{ g cm}^{-3}$ e se mantem assim até a base do perfil.

No perfil T1P3 a densidade do solo aumenta em direção à base do perfil, no horizonte superficial (0 a 10 cm de profundidade) a densidade é de $0,82 \text{ g cm}^{-3}$, passando para $0,84 \text{ g cm}^{-3}$ no horizonte de profundidade de 30 a 40 cm. No penúltimo horizonte (50 a 60 cm de profundidade) a densidade do solo aumenta para $1,08 \text{ g cm}^{-3}$. Na base do perfil a densidade atinge o valor de $1,09 \text{ g cm}^{-3}$.

A variação da densidade do solo apresenta o mesmo comportamento nos três perfis estudados, aumentando em direção a base, isso pode ser explicado pela diminuição da porosidade e maior compactação do solo. Horizontes superficiais tendem a possuir solo com densidades baixas pois são bastante porosos e menos compactos.

Os gráficos de densidade (Figuras 21, 22 e 23) foram gerados a partir das médias dos valores de densidade de cada horizonte do perfil (Tabela 6).

Representando o padrão da densidade no perfil T1P1 (Figura 21) mostra que a medida que se aprofunda no perfil, o solo torna-se menos denso, ou seja, mais poroso. Os horizontes superficiais densos podem estar relacionados ao uso do solo uma vez que a trincheira T1P1 está em meio a uma área de reflorestamento coberta de Eucalipto. A partir dos 30 cm de profundidade a densidade torna-se constante até o horizonte mais profundo do perfil.

Tabela 6 Densidade do solo.

Massa (g)	Volume (cm ³)	Densidade (g.cm ⁻³)
T1P1 0 -10 cm		
114,40	105,87	1,08
112,02	105,87	1,05
102,84	105,87	0,97
	Média	1,04
T1P1 10 - 30 cm		
100,04	105,87	0,94
117,76	105,87	1,11
94,89	105,87	0,89
117,73	105,87	1,11
	Média	1,02
T1P1 30 - 70 cm		
99,16	105,87	0,94
112,57	105,87	1,06
102,64	105,87	0,97
122,18	105,87	1,15
	Média	1,03
T1P2 0 – 10 cm		
90,55	105,87	0,86
91,82	105,87	0,87
87,84	105,87	0,83
	Média	0,85
T1P2 10 – 30 cm		
108,86	105,87	1,03
87,78	105,87	0,83
100,24	105,87	0,95
	Média	0,93
T1P2 30 – 80 cm		
96,66	105,87	0,91
111,65	105,87	1,05
Massa (g)	Volume (cm ³)	Densidade (g.cm ⁻³)
88,09	105,87	0,83
	Média	0,93
T1P3 0 – 10 cm		
80,96	105,87	0,76
90,07	105,87	0,86
88,99	105,87	0,85
	Média	0,82
T1P3 30 – 40 cm		
77,42	105,87	0,73
97,81	105,87	0,92
90,49	105,87	0,85
	Média	0,84
T1P3 50 – 60 cm		
109,26	105,87	1,03
122,91	105,87	1,16
110,77	105,87	1,04
	Média	1,08

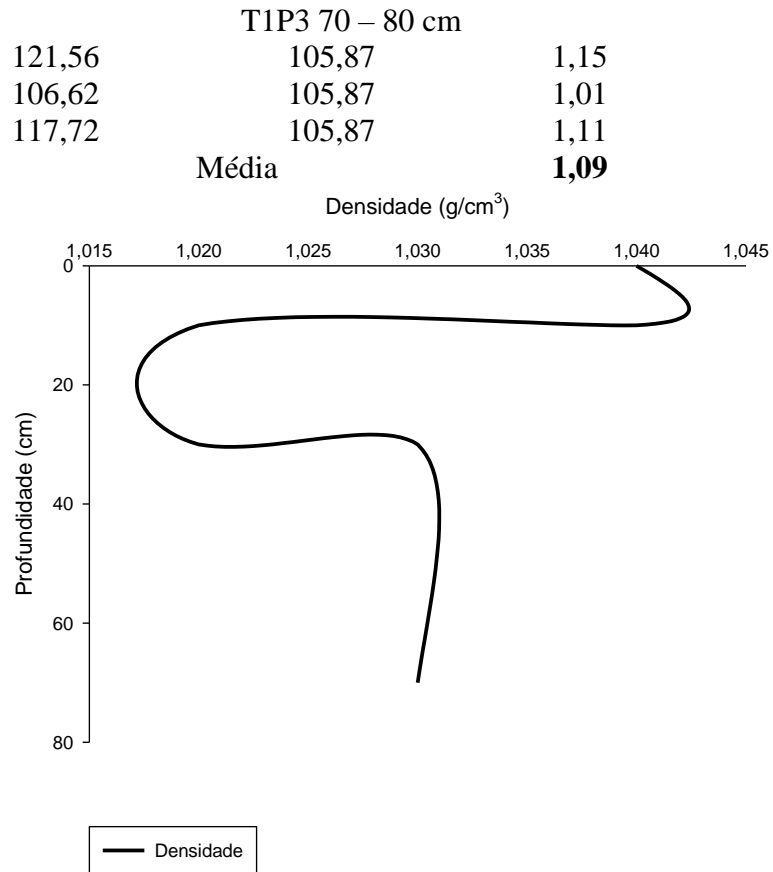


Figura 21: Variação da densidade com relação a profundidade no perfil T1P1.

No perfil T1P2 (Figura 22) a curva da densidade mostra que a medida que aumenta a profundidade, aumenta também a densidade do solo no perfil, devido a formação de um horizonte manchado e da diminuição da atividade biológica.

Segundo Araujo e Monteiro (2007) a atividade biológica está concentrada nas primeiras camadas do solo, principalmente na profundidade entre 1 a 30 cm. De acordo com EMBRAPA (1994) a diminuição da atividade biológica do solo implica na diminuição da porosidade e na menor produção de caminhos dos microrganismos, todos esses fatores acarretam no aumento da densidade do solo (BRADY *et al.*, 1998).

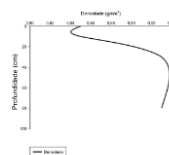


Figura 22: Variação da densidade com relação a profundidade no perfil T1P2.

No perfil T1P3 (Figura 23) a densidade também aumenta em direção a base, a máxima densidade encontra-se a aproximadamente a 55 cm de profundidade ($1,1 \text{ g/cm}^3$).

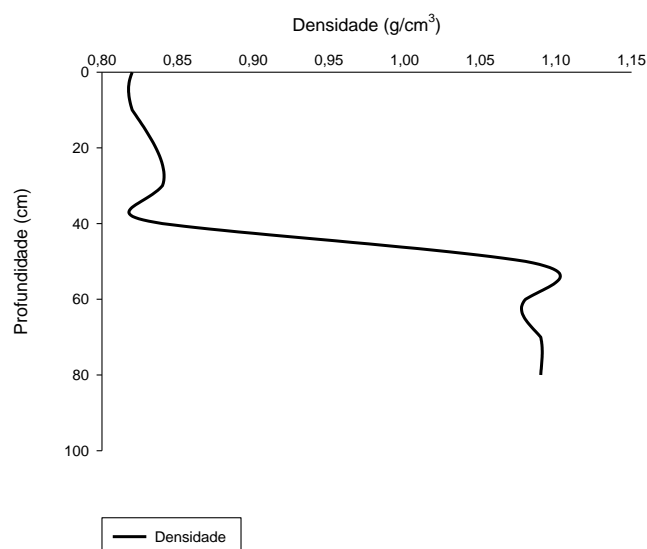


Figura 23: Variação da densidade com relação a profundidade no perfil T1P3.

Os maiores e menores valores de densidade foram encontrados no perfil T1P3, o menor valor ($0,73 \text{ g cm}^{-3}$) no horizonte subsuperficial (30 a 40 cm de profundidade), e nas profundidades entre 50 e 60 cm o maior valor, $1,16 \text{ g cm}^{-3}$. Neste perfil a densidade aumenta em 32,9% do horizonte superficial para o horizonte mais profundo. A presença da matéria orgânica exerce papel central na diminuição da densidade do solo.

6.6 CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT), NITROGÊNIO TOTAL E RAZÃO C/N DA MATÉRIA ORGÂNICA

As análises de carbono orgânico total e nitrogênio total são importantes na classificação qualitativa e quantitativa da MO presente no solo.

A mineralização de N e C total são processos importantes na regulação do funcionamento de ecossistemas naturais (TIESSEN *et al.*, 1994; JOHNSON, 1995) bem como para controlar a resposta de estoque de C às mudanças do clima ou da vegetação.

CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)

Os valores do COT (Tabela 7) diminuem progressivamente em direção a base dos perfis estudados. No perfil T1P1 o valor do COT é de $18,1 \text{ g kg}^{-1}$ no horizonte superficial (0 a 10 cm de profundidade). Diminuindo para a base, o teor passa para $16,1 \text{ g kg}^{-1}$ no horizonte subsuperficial (30 cm de profundidade). O horizonte mais profundo do perfil apresenta o menor teor de COT, $10,9 \text{ g kg}^{-1}$.

Tabela 7 Carbono orgânico total (COT), Nitrogênio total (NT) e razão C/N.

Profundidade (cm)	Cor	COT g kg ⁻¹	NT	Razão C/N
----------------------	-----	---------------------------	----	--------------

		T1P1		
0 – 10	10YR 5/4	18,1	1,11	16,41
30	10YR 5/4	16,1	0,90	17,35
70	10YR 5/4	10,9	0,60	19,64
		T1P2		
0 – 10	10YR 3/3	31,3	2,00	15,86
30	10YR 5/6	18,0	1,00	17,70
80	10YR 6/6	8,00	0,50	16,34
		T1P3		
0 – 10	10YR 3/2	63,6	4,40	14,33
30 – 40	7.5YR 5/1	26,4	1,50	18,10
50 – 60	7.5YR 5/1	16,5	0,90	18,85
70 – 80	10YR 6/1	9,70	0,50	19,89

No perfil T1P2 a variação no teor é alta. O topo do perfil (0 a 10 cm de profundidade) possui teor de COT igual a 31,3 g kg⁻¹, o horizonte mais profundo (0 cm de profundidade) do perfil possui teor de COT igual a 8 g kg⁻¹.

O perfil T1P3 apresenta a maior variação do teor de COT entre o topo e a base do perfil quando comparado com os três perfis estudados, cujos teores de 63,6 g kg⁻¹ no horizonte superficial diminuem até 9,70 g kg⁻¹ no horizonte mais profundo.

Os teores de COT apresentam comportamentos semelhantes nos três perfis analisados. Nos horizontes superficiais ele é sempre mais elevado do que nos horizontes mais profundos e isso se deve a abundante presença de MOS no topo dos perfis. Lateralmente, da montante para jusante da catena estudada o teor de COT aumenta devido ao aumento da hidromorfia.

Em T1P1, a diferença do teor de carbono é de 7,2%, entre a superfície e 70-80 cm de prof. Em T1P2, a variação do teor de carbono é maior, quando comparado com T1P1, variando em 23,3% entre a superfície e a profundidade máxima de 80 cm.

Na trincheira T1P3, localizada na depressão hidromórfica, a diferença no teor de carbono entre o horizonte mais superficial e enriquecido em MO (0–10 cm) e o mais profundo com menos MO (70–80 cm) é de 53,9%. Em áreas mal drenadas a taxa de decomposição da matéria orgânica tende a ser menor do que em áreas bem drenadas, resultando dessa forma em acumulação preferencial de MO em áreas alagadas (MELLO *et al.*, 2015).

Quando comparados, os três perfis estudados concentram carbono que aumenta de acordo com o gradiente topográfico, de montante para a jusante. A média do teor obtido na parte mais elevada e bem drenada da catena (perfil T1P1) é de

aproximadamente 8,4 vezes menos carbono do que as partes rebaixadas e mal drenadas (perfil T1P3), estando esses resultados de acordo com observações anteriores em Olaleye *et al.*, (2009) e Collins e Kuehl (2001).

O solo desempenha um papel importante no ciclo do carbono, nele são armazenadas aproximadamente quatro vezes mais C do que a biomassa vegetal e até três vezes mais do que a atmosfera (IPCC, 2001; LAL, 2004a).

NITROGÊNIO TOTAL (NT)

Segundo Camargo *et al.* (1999), os teores de NT são dependentes de fatores como temperatura, umidade, aeração, quantidade e natureza do material orgânico depositado no solo.

Os teores de NT (Tabela 7) no perfil da montante (T1P1) diminuem em direção a base do perfil. No horizonte superficial (0 a 10 cm de profundidade) o teor de NT é de 1,11 g kg⁻¹, enquanto no horizonte mais profundo (70 cm de profundidade) o teor é de 0,60 g kg⁻¹.

No perfil T1P2 o teor de NT diminui em direção a base do perfil, passando de 2 g kg⁻¹ no topo do perfil (0 a 10 cm de profundidade) para 0,5 g kg⁻¹ na base (80 cm de profundidade).

O perfil T1P3 apresenta a maior variação nos teores de NT. No horizonte superficial do perfil o teor de NT é de 4,4 g kg⁻¹, o teor do NT diminui progressivamente em direção a base do perfil, atingindo o valor de 0,5 g kg⁻¹ no horizonte mais profundo (70 a 80 cm de profundidade).

RAZAO C/N

No perfil T1P1 o valor mais elevado da razão foi de 19,64 no horizonte mais profundo do perfil (70 cm de profundidade) e 19,89 no horizonte mais profundo do perfil T1P3 (80 cm de profundidade).

No perfil T1P2 o valor mais alto (17,7) da razão C/N (Tabela 7) aparece no horizonte subsuperficial do perfil (30 cm de profundidade).

A relação C/N (Tabela 7) permite que seja avaliada o estado de decomposição da matéria orgânica do solo analisado.

Embora haja uma variação muito pequena entre os valores da relação C/N, os resultados indicam que a menor relação C/N foi determinada no perfil T1P3, ou seja, na área mais hidromórfica e, portanto, com menor degradação da MOS. Neste perfil, a exceção é vista na profundidade de 0 a 10 cm, possivelmente refletindo maior oxidação pela interação com a atmosfera.

A variação entre os valores de da razão C/N nos perfis analisados foi de 19,68% em T1P1 considerando o intervalo de profundidade de 0 a 80 cm, sendo que o horizonte mais profundo é o que apresenta o maior valor C/N (19,64). Em T1P2 a variação entre o horizonte superficial e o mais profundo é de 3%.

O perfil T1P3, hidromórfico e com maior teor de matéria orgânica, apresenta uma variação de 38,8% na razão C/N entre a sua parte superficial e a mais profunda.

Aitkenhead *et al.*, (1999) e Finzi *et al.*, (1998) afirmam que a razão C/N pode refletir na quantidade de matéria orgânica refratária presente no solo, sendo isso, um fator determinante em relação ao tipo da flora existente. Além disso, os autores afirmam que a razão C/N pode também refletir o impacto cumulativo do clima e da idade do solo na disponibilidade de carbono orgânico dissolvido.

ESTOQUE DE CARBONO

O estoque de carbono do solo pode ser apresentado na forma de peso de carbono por unidade de área (Tabela 8) ou aparecer de forma gráfica (Figura 24).

O perfil T1P1 possui 45,75 t/ha⁻¹ ou 4,57 Kg m⁻². O valor do estoque de carbono calculado para o perfil T1P2 foi de 41,01 t ha⁻¹ ou 4,01 Kg m⁻². O perfil da jusante. T1P3, é o que apresenta o valor mais elevado de estoque de carbono do solo, sendo 70,24 t há⁻¹ ou 7,04 Kg m⁻².

Tabela 8 Estoque de Carbono

Trincheira	Profundidade média (cm)	T/ha ⁻¹	Kg m ⁻²
T1P1	35,00	45,75	4,57
T1P2	38,33,	41,01	4,01
T1P3	42,50	70,24	7,04

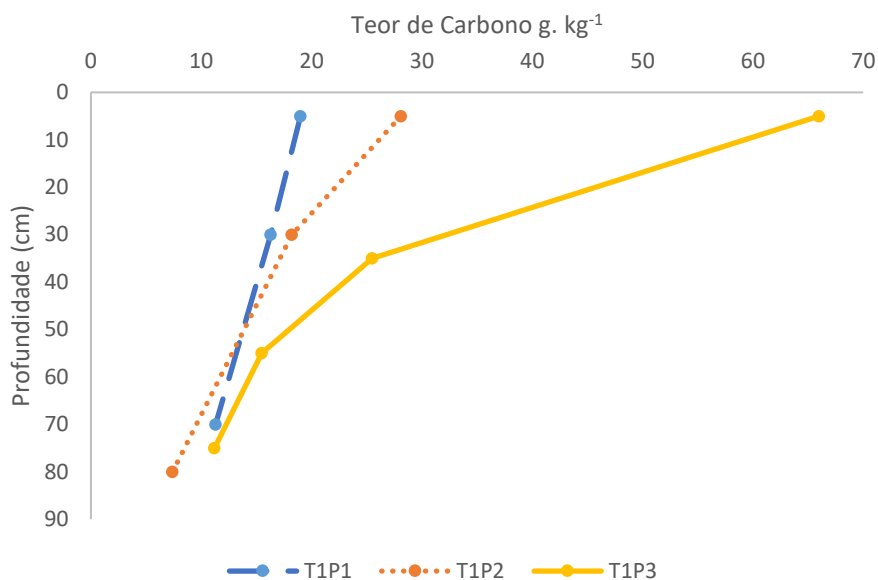


Figura 24: Teor de carbono nos perfis analisados de acordo com a profundidade

Fidelgo *et al.*, (2007) através da análise de diversos fatores e emprego de diferentes metodologias estimam a quantidade de carbono por unidade de área presente nos solos brasileiros para cada classe de solo. Os Latossolos apresentam $4,18 \text{ kg m}^{-2}$ e os Gleissolos $6,60 \text{ kg m}^{-2}$.

No bioma cerrado, até a profundidade de 30 cm, a média do estoque de carbono no solo é de $3,97 \text{ kg m}^{-2}$ para áreas antropizadas e $4,38 \text{ kg m}^{-2}$ para áreas recobertas pela vegetação original.

Na área de estudo o estoque de carbono foi de $4,57 \text{ kg m}^{-2}$ para o Latossolo e $7,02 \text{ kg m}^{-2}$ para o Gleissolo (Tabela 8). Considerando que a área de estudo apresenta-se recoberta por cerrado nativo, possui áreas de reflorestamento e também áreas antropizadas, o estoque de carbono obtido é coerente com o apresentado por Fidalgo *et al.*, (2007).

6.7 FRACIONAMENTO DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO, CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT), NITROGÊNIO TOTAL (NT) E RAZÃO C/N

Através da determinação dos parâmetros COT, NT e C/N nas amostras fracionadas pode-se compreender qual é o comportamento da MO no perfil do solo em granulometrias diferentes.

Com o fracionamento da matéria orgânica nas diferentes frações granulométricas do solo foi obtido teor igual a 19 g C kg⁻¹ para o perfil T1P1 (Tabela 9). No horizonte subsuperficial (30 cm de profundidade) o COT é 16,3 g C kg⁻¹ na fração areia do solo e na base do perfil (70 cm de profundidade) o teor de carbono orgânico total fracionado é de 11,3 g C kg⁻¹ na mesma fração granulométrica.

Na fração fina (silte e argila) o teor de COT fracionado diminui em direção a base do perfil. No horizonte superficial o COT fracionado apresenta teores iguais a 21 g C kg⁻¹, 20 g C kg⁻¹ e 12,6 g C kg⁻¹ nas profundidades de 0 a 10, 30 e 70 cm, respectivamente.

No perfil T1P2 o fracionamento do COT mostra teor igual a 28,1 g C kg⁻¹ na fração areia do horizonte superficial (0 a 10 cm de profundidade).

Tabela 8 Fracionamento físico da matéria orgânica

Profundidade (cm)	COT		NT		Razão C:N	
	Areia	Finos	Areia	Finos	Areia	Finos
g C kg ⁻¹						
T1P1						
0 – 10	19,0	21,0	1.10	1.40	17.44	15.27
30	16,3	20,0	1.00	1.30	16.64	15.74
70	11,3	12,6	0.60	0.70	17.97	18.05
T1P2						
0 – 10	28,1	32,6	1.80	2.20	15.20	14.98
30	18,2	19,5	1.10	1.20	17.27	16.52
80	7,40	9,40	0.40	0.50	18.42	20.42
T1P3						
0 – 10	66,0	74,9	4.70	5.60	14.00	13.42
30 – 40	25,5	32,3	1.50	2.00	17.05	16.53
50 – 60	15,5	22,8	0.90	1.40	16.53	16.08
70 – 80	11,2	14,1	0.70	0.90	17.05	16.42

Abaixo, no horizonte subsuperficial (30 cm de profundidade) o COT é de 18,2 g C kg⁻¹ e no horizonte mais profundo o teor de COT na fração areia é de apenas 7,4 g C kg⁻¹. A fração fina possui teores mais elevados de COT.

No horizonte superficial o COT é de 32,6 g C kg⁻¹. No subsuperficial é 19,5 g C kg⁻¹ e no horizonte mais profundo o COT é 9,4 g C kg⁻¹(Tabela 9).

No perfil T1P3 a variação do COT fracionado é a mais alta dentre os perfis analisados, no horizonte superficial (0 a 10 cm de profundidade) o teor de COT fracionado é 66 g C kg⁻¹, na fração areia.

Diminuindo em direção a base, os teores de carbono passam para 25,5 g C kg⁻¹ em 30 a 40 cm de profundidade e 15,5 g C kg⁻¹ em 50 a 60 cm de profundidade. No

horizonte mais profundo (70 a 80 cm de profundidade) o teor de COT fracionado é 11.2 g C kg⁻¹ na fração areia.

O fracionamento físico da MOS indica o seu grau de decomposição. Na Tabela 9 é possível observar que no ambiente hidromórfico o COT é expressivo na fração grosseira sugerindo maior presença de matéria orgânica pouco decomposta em relação aos outros perfis. Contudo, por se tratar de ambiente com flutuação sazonal do nível freático em solo muito argiloso, a decomposição e sua concentração nas frações finas também são superiores ao observado nos outros perfis.

Barthès *et al.* (2008) demonstram estatisticamente a relação positiva entre o teor de carbono total e a fração do solo, mostrando que o carbono tende a se concentrar, na fração mais fina do solo, devido a correlação positiva entre CT e frações >200, 20-200 e <20 µm. Em ambiente com saturação sazonal essa relação não é alcançada.

A biodisponibilidade da matéria orgânica associada a diferentes frações do solo pode ser estimada quantificando-se a carbono potencialmente mineralizável e o teor de nitrogênio mineralizável, expressos na forma de carbono total, de cada fração (FELLER e BEARE, 1997).

NITROGÊNIO TOTAL

Nos 3 perfis estudados os teores de NT apresentam o mesmo padrão de distribuição, diminuem em direção a base, da mesma forma que o teor de COT (Tabela 9).

A razão C/N tende a aumentar do topo (0 a 10 cm de profundidade) para a base (aproximadamente 80 cm de profundidade) (Tabela 9).

A fração areia do perfil da montante (T1P1) possui razão C/N igual a 17,44 no horizonte superficial e 17,94 na base do perfil. No perfil T1P2 a razão vai de 15,2 no horizonte superficial para 18,42 no mais profundo. No T1P3 os valores da razão C/N são 14 para o horizonte superficial e 17,05 no horizonte mais profundo.

Na fração fina do solo os teores de NT aumentam em direção a base de todos os perfis.

Em T1P1 a fração fina do solo possui C/N igual a 15,27 no topo e 18,05 na base do perfil. O perfil T1P2 tem razão C/N igual a 14,98 no horizonte superficial e 20,42 no horizonte mais profundo. O perfil do gleissolo (T1P3) possui razão C/N de 13,42 no horizonte superficial, passando para aproximadamente 16 nos horizontes subsuperficiais e chegando a base do perfil (70 a 80 cm de profundidade) com valor igual a 16,42.

6.8 CARACTERIZAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO POR ESPECTROSCOPIA NO INFRAVERMELHO COM TRANSFORMADA DE FOURIER (FTIR)

Sposito (2008) e Canellas *et al.*, (2008) afirmam que a complexação de metais por substâncias húmicas e o aumento da disponibilidade de nutrientes são influenciados pela presença de ácidos de baixo peso molecular (ácidos cítrico e oxálico, por exemplo) na solução do solo.

O espectro de infravermelho é característico para cada molécula. Cada tipo de ligação entre os átomos que possam existir em uma molécula tem uma frequência natural de vibração associada (VAZ *et al.*, 2015).

O FTIR é utilizado frequentemente como uma técnica para estudar os modos de vibrações (deformações e estiramentos) das ligações químicas da caulinita auxiliando ou comprovando informações obtidas em outras análises mineralógicas como a DRX por exemplo (MAKÓ *et al.*, 2009; MANOHARAN *et al.*, 2012).

Os resultados do FTIR para o perfil T1P1 indicam as principais bandas de absorvância das amostras analisadas. Os comprimentos de onda 2927 cm^{-1} , 2855 e 2861 cm^{-1} característicos do Grupo funcional alifático C-H (BAUMANN *et al.*, 2016) aparecem no horizonte superficial (0 a 30 cm de profundidade) e no mais profundo (480 a 530 cm de profundidade) do perfil (Tabela 10).

Segundo Peruzzo (1998) a presença do grupo funcional alifático indica a presença de ácidos orgânicos cuja composição química é desprovida de cadeias aromáticas.

Característico dos grupos carboxílicos (das vibrações C=O nos ácidos, ânions e amidos) e das vibrações C=C em anéis aromáticos (BAUMANN *et al.*, 2016), aparecem os comprimentos de onda 1632 cm^{-1} no horizonte superficial e 1631 cm^{-1} nos seguintes, até o mais profundo (Tabela 10).

Aparecem também números de onda dentro do intervalo 1091 e 1093 cm^{-1} , correspondentes aos mesmo grupos funcionais. Segundo Perruzo (1998) os ácidos carboxílicos são ácidos fracos.

O intervalo entre 1034 e 1036 cm^{-1} observado nas amostras dos perfis analisados (Tabela 10) é característico da ligação de estiramento do grupo funcional C-O-C em polissacarídeos e das ligações Si-O-Si em silicatos e argilominerais (BAUMANN *et al.*, 2016)

Segundo Peruso (1998) os polissacarídeos são carboidratos formados a partir da polimerização de vários outros açúcares menores, esse intervalo do número de onda também indica a presença de impurezas minerais (RUSSEL, 1987) devido a presença da ligação Si-O. A presença de picos no intervalo 1050 a 500 cm^{-1} também é um indicativo de impurezas inorgânicas (Si-O) (STEVERSON, 1994).

Os perfis T1P2 e T1P3 apresentam picos característicos dos grupos descritos acima com valores iguais ou muito próximos e dentro dos mesmos intervalos observados no perfil T1P1 (Tabela 10).

Os resultados do FTIR também apresentam bandas características da caolinita e da gibbsita (Tabela 12).

No perfil T1P1 os números de onda 3699 e 3621 cm^{-1} aparecem caracterizando a caolinita do topo para a base do perfil, enquanto os comprimentos de onda 3623, 3526, 3448 e 3395 cm^{-1} , característicos da gibbsita, também aparecem em todos os horizontes analisados (Tabela 10).

Nos perfis T1P2 e T1P3 os valores dos números de onda característicos da caolinita e da gibbsita são os mesmos ou então muito próximos em todos os horizontes dos perfis analisados.

De acordo com Silva e Santana (2013) o FTIR apresenta quatro comprimentos de onda, 3695 cm^{-1} , 3669 cm^{-1} , 3652 cm^{-1} e 3620 cm^{-1} , de vibrações O-H características da ocorrência de caolinita bem cristalizada.

As bandas em 3695, 3669 e 3652 cm^{-1} são atribuídas às deformações axiais dos grupamentos O-H localizados na superfície da folha octaedral, geralmente, esses três modos vibracionais são conhecidos como hidróxidos externos (KAUFHOLD *et al.*, 2012; MORETTI *et al.*, 2012).

Graficamente os resultados do FTIR para o perfil T1P1 mostram de modo geral que o grupo funcional alifático com seu número de onda da ordem de 2927 cm^{-1} aparece como uma banda bem pequena no início da curva que caracteriza a gibbsita. (Figura 25).

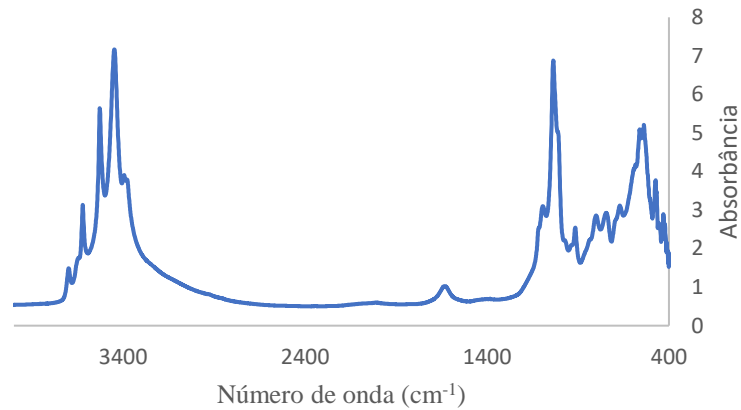


Figura 25: Espectro FTIR típico para o perfil T1P1

As vibrações C=O e C=C em ácidos carboxílicos e anéis aromáticos, respectivamente, possuem número de onda 1636 cm^{-1} e aparecem como bandas isoladas, largas e não proeminentes (Figura 25). Os polissacarídeos e as impurezas minerais, com espectros na ordem de 1036 cm^{-1} apresentam picos estreitos e proeminentes (Figura 25).

A gibbsita aparece representada por bandas largas e proeminentes da ordem de 3526 cm^{-1} , 3448 cm^{-1} e 3395 cm^{-1} , enquanto isso as bandas de caolinita (3695 cm^{-1} e 3620 cm^{-1}) são mais curtas e estreitas (Figura 26).

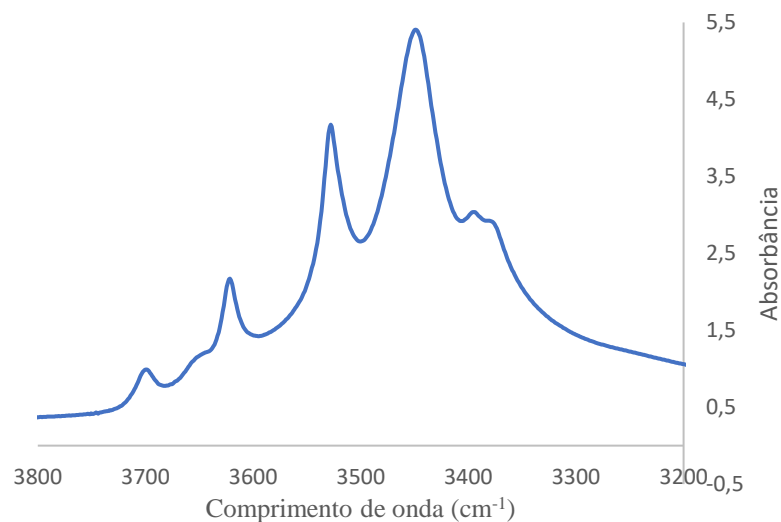


Figura 26: Zoom Espectro FTIR típico para o perfil T1P1 na região dos comprimentos de onda da caolinita e da gibbsita

O Perfil T1P2 segue o mesmo padrão de tamanho e proeminência dos picos (Figura 27) em relações aos picos obtidos para o perfil anterior, a não ser pelo horizonte mais profundo (Figura 28), que apresenta picos deslocados e com intensidades diferentes dos anteriores.

Enquanto os picos da caolinita são menores e menos intensos nos horizontes superficiais do perfil (Figura 27), no horizonte mais profundo esses picos tornam-se largos e intensos, com intensidade (3620 , 3649 e 3699 cm^{-1}) semelhante a intensidade dos picos característicos da gibbsita (3446 e 3525 cm^{-1}).

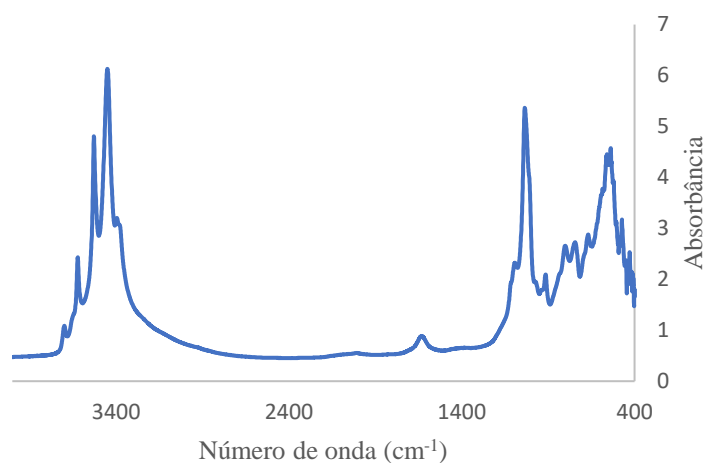


Figura 27: Espectro comum aos 4 horizontes mais superficiais do perfil T1P2.

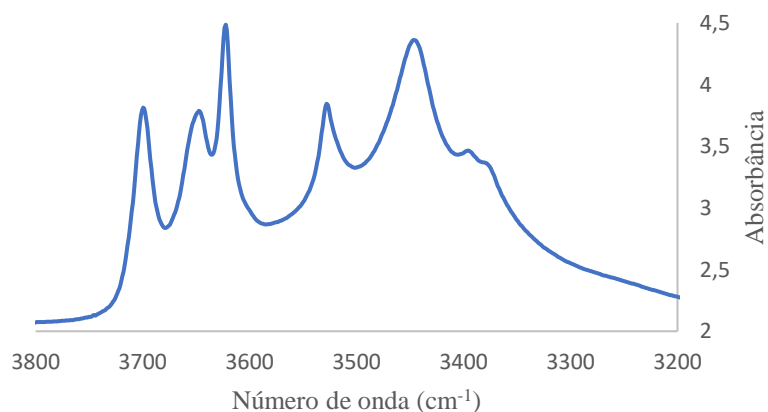


Figura 28: Espectro FTIR típico para o perfil T1P2 na região dos comprimentos de onda da caolinita e da gibbsita do horizonte mais profundo do perfil (460cm de profundidade).

Nos 4 primeiros horizontes do perfil a gibbsita aparece representada por picos largos e proeminentes (Figura 28) da ordem de 3527 cm^{-1} , 3450 cm^{-1} e 3394 cm^{-1} , enquanto os picos de caolinita (3699 cm^{-1} e 3621 cm^{-1}) são mais curtos e estreitos

O perfil T1P3 mostra comportamento semelhante ao T1P2, os 4 primeiros horizontes possuem espectros do FTIR com picos semelhantes (Figura 29 A e B). A

intensidade e o tamanho dos picos variando pouco com relação aos picos anteriormente descritos.

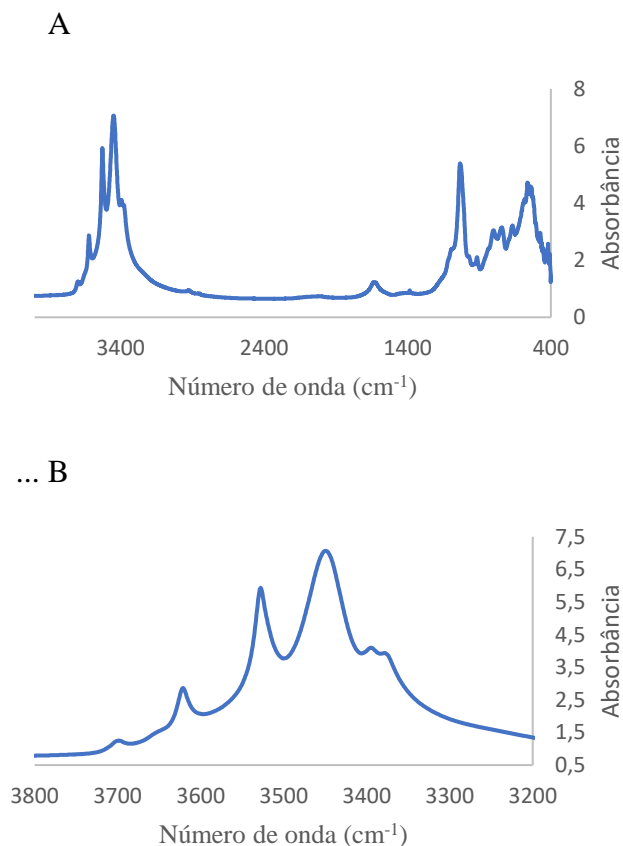


Figura 29: (A) – Espectro do FTIR comum aos 4 primeiros horizontes do perfil T1P3. (B) – Zoom na região dos comprimentos de onda característicos da caolinita e da gibbsita.

Assim como no perfil T1P2, o horizonte mais profundo do perfil T1P3 (460 cm de profundidade) (Figura 30 A e B) apresenta espectros com tamanhos e intensidades diferentes daqueles que aparecem nos horizontes superiores.

Neste horizonte os picos 3697 cm^{-1} , 3646 cm^{-1} e 3623 cm^{-1} , característicos da caolinita, aparecem largos e intensos, enquanto nos horizontes superiores o mesmo não acontece.

A posição das bandas (ANEXO A1) é bastante uniforme para esses grupos identificados. A banda do comprimento $1631,81\text{ cm}^{-1}$ aparece em todos os outros horizontes em direção a base do perfil, aparecem também as bandas $1093,66\text{ cm}^{-1}$ e $1092,69\text{ cm}^{-1}$.

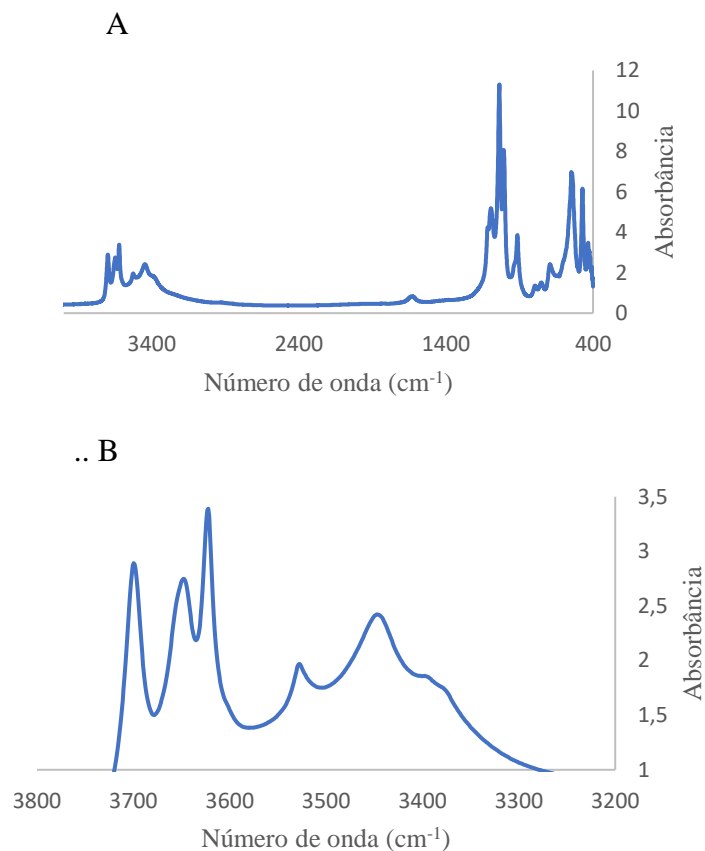


Figura 30 (A)- Espectro do FTIR do horizonte mais profundo do perfil T1P3 (460 cm de profundidade), com picos deslocados e com intensidades diferentes dos horizontes superiores. (B) – Zoom do espectro do FTIR na região dos comprimentos de onda característicos da caolinita e da gibbsita, também com picos deslocados e com intensidades diferentes dos horizontes superiores.

Tabela 10 Números de onda de MO obtidos pelo FTIR

Profundidade	Grupo funcional alifático com estiramento em C-H (Baumann <i>et al.</i> , 2016)		Grupo funcional C=O com vibrações nos ácidos e ânions carboxílicos e amidas, estiramento C=C em aromáticos (Baumann <i>et al.</i> , 2016)		Grupo Funcional C-O-C com estiramento em polissacarídeos e ligações Si-O-Si (Baumann <i>et al.</i> , 2016)
			Posição das bandas (cm ⁻¹)		
			T1P1		
0 a 30	2927,03	2855,66	1632,77	1091,73	1034,83
30 a 83	-	-	1631,81	1093,66	1034,83
250 a 260	-	-	1631,81	1092,69	1035,79
480 a 530	2927,99	2861,45	1631,81	1093,66	1036,76
			T1P2		
13	2930,89	2851,8	1631,81	1091,73	1032,90
30	-	-	1631,81	1092,69	1032,90
60	-	-	1631,81	-	1031,93

170	-	-	1631,81	1091,73	1034,83	
450	-	-	1631,81	1093,66	1036,76	
T1P3						
20	2927,99	2855,66	1627,95	-	1029,04	
Profundidade			Grupo funcional C=O com vibrações nos ácidos e ânions carboxílicos e amidas, estiramento C=C em aromáticos (Baumann <i>et al.</i> , 2016)	Grupo Funcional C-O-C com estiramento em polissacarídeos e ligações Si-O-Si (Baumann <i>et al.</i> , 2016)		
	33-69	2923,17	2853,73	1630,84	-	1032,90
	80-88	-	-	1631,81	1092,69	1034,83
	160-170	2926,06	2852,77	1631,81	1091,73	1035,79
	460	2925,10	2855,66	1630,84	1093,66	1036,76
Posição das bandas (cm ⁻¹)						
T1P4						
10	2926,06	2855,66	1628,91	1090,76	1035,79	
30	2925,10	2852,77	1627,95	-	1034,83	
140	2926,06	2854,70	1631,81	1091,73	1036,76	
200	2925,10	2855,66	1631,81	1092,69	1036,76	
330	-	-	1630,84	1094,62	1036,76	

Bandas de impurezas minerais foram observados em todas as amostras analisadas, pois a análise não foi feita em amostras de ácido purificadas. Sua intensidade é maior nos horizontes com maiores teores de minerais, principalmente nos horizontes mais argilosos.

Na Tabela 11 e nos gráficos de detalhe das bandas com comprimentos de onda acima de 3200 cm⁻¹ observam-se espectros que representam impurezas minerais, normalmente a ligação Si-O.

Tabela 11 Espectros de absorbância da Caolinita e da Gibbsita obtidos aplicando-se o método da FTIR

Profundidade (cm)	Caolinita			Gibbsita		
T1P1						
0 a 30	3699	3621	915	3623	3526	3448 3395
30 a 83	3699	3621	914	3620	3526	3450 3392
250 a 260	3699	3621	915	3620	3528	3446 3397
480 a 530	3699	3622	914	3621	3526	3447 3395
T1P2						
13	3699	3621	915	3621	3527	3454 3393
30	3698	3621	915	3622	3526	3450 3394
60	3699	3621	915	3622	3527	3451 3393
170	3699	3621	915	3621	3527	3450 3394
450	3699	3622	914	3621	3527	3443 3395
T1P3						

20	3698	3620	915	3619	3528	3450	3397
33-69	3698	3621	915	3620	3527	3448	3394
80-88	3699	3621	915	3620	3528	3451	3397

Tabela 11 Continuação
Profundidade
(cm)

	Caolinita			Gibbsita			
160-170	3698	3621	914	3620	3527	3450	3396
460	3699	3622	914	3623	3525	3447	3397
			T1P4				
10	3699	3621	915	3622	3628	3450	3393
30	3698	3621	915	3623	3527	3450	3393
140	3699	3622	915	3623	3527	3446	3393
200	3699	3622	914	3621	3526	3449	3394
330	3699	3622	914	3622	3526	3445	3396

De modo geral os gráficos indicam similaridade das curvas de absorvência da matéria orgânica a medida que se aprofunda no perfil, indicando a não mudança na matéria orgânica.

7 DISCUSSÃO

Com base nas informações sobre a composição química e mineralógica dos perfis estudados, e nos resultados apresentados, é possível afirmar que no sistema Latossolo – Gleissolo estudado o acúmulo da matéria orgânica está relacionado ao aumento da hidromorfia.

Dentre os perfis analisados a hidromorfia é marcante no perfil T1P3, composto por um Gleissolo que sazonalmente fica saturado pela água do nível freático aflorante. Os teores de carbono, mais elevados no perfil T1P3 concordam com a literatura que atribui às áreas hidromórficas o papel de estocar carbono no solo. Olaleye *et al.*, (2014) demonstram que as áreas úmidas, ou hidromórficas, compõem importantes reservatórios de carbono e correspondem a aproximadamente 15% das áreas de estoque de carbono no ambiente terrestre

Os solos de zonas úmidas são diferentes dos solos das áreas não úmidas devido ao excesso de água e acumulação de matéria orgânica, resultando em menor pH do que solos minerais, e também na redução e segregação do ferro pela água estagnada (FAULKNER e RICHARDSON, 1989; VAN BREEMEN e BUURMAN, 2002).

Em escala global, Mitra *et al.*, (2005) relataram que o total de C armazenado nos solos das zonas úmidas varia de 202 a 535 Gt, enquanto Mitsch *et al.*, (2013) relataram que as zonas úmidas podem atualmente ser sumidouros de carbono de cerca de 830 Gt ano⁻¹, com uma média de 118 g C m⁻² ano⁻¹ de retenção.

Muitas incertezas sobre a quantidade de carbono armazenado nas zonas úmidas devem-se à alta variação de tipos de solo e ecossistema em escalas regionais e globais onde há acumulação de MOS (Mitra *et al.*, 2005). Gorhan (1991), por exemplo, estimou que as turfeiras (anóxicas e frescas) de zonas úmidas contêm 455 Pg de C. Na região polar do hemisfério norte, o C total do solo é 1672 Pg (SCHUUR *et al.*, 2008).

O estoque de carbono global das turfeiras tropicais (localizado no Sudeste Asiático, África, Caribe, América Central e do Sul) varia de 82 a 92 Gt de C (PAGE *et al.*, 2004, PAGE *et al.*, 2010). Na Indonésia, Sorensen (1993) estimou que de 15,9 a 19,2 Gt de C foi sequestrado em turfeiras.

Page *et al.*, (2010) ao avaliar a variação do estoque de carbono em regiões da América do Sul mostraram que os estoques de carbono apresentavam grande variação nessa região. Enquanto na Bolívia o estoque de carbono calculado é de 0,036 Gt, no Peru

esse valor aumenta para 4,41 Gt. As zonas úmidas tropicais africanas (Uganda) têm o potencial de acumular 10 T C ha⁻¹ ano⁻¹.

No entanto, na região tropical, variações substanciais ocorrem dependendo do tipo de zona úmida (SJÖGERSTEN *et al.*, 2014). Globalmente, os solos das zonas úmidas em florestas secas (histossolos superficiais e solos orgânicos) apresentam de 0,1 a 0,4 Gt de C (Page *et al.*, 2011).

O aumento da acidez provocada pelo acúmulo da MOS em condição hidromórfica pode acentuar a destruição de argilas devido à ferrólise. A ferrólise é um processo que envolve uma mudança abrupta de textura entre o solo superior e o subsolo denso e argiloso, ou individualiza zonas com menos argila do que a matriz do solo adjacente (BRINKMAN, 1970; VAN RANST e De CONINCK, 2002; BARBIERO *et al.*, 2010).

O pH variando de 4,1 a 5,0 pode ser propício para a decomposição da caulinita. No ambiente onde ocorre a ferrólise, a maior acidez deve-se aos ácidos orgânicos produzidos pela decomposição da matéria orgânica em condições redutoras onde o Fe⁺² solúvel se move através do solo e precipita Fe(OH)₃ (ESPIAU e PEDRO, 1983; VAN RANST e De CONINCK, 2002). A matéria orgânica controla o pH, na faixa de pH entre 4 e 7 pode ocorrer a dissolução da caulina, esta zona de pH representa também o limites da solubilidade da gibbsita (TARDY, 1997).

A composição mineralógica dos perfis estudados indica a presença do alumínio na forma de hidróxido (Gibbsita), que possivelmente foi precipitado como gibbsita secundária (TARDY, 1997).

A presença dos ácidos orgânicos pode ter facilitado a complexação de metais (SPOSITO, 1989, CANELLAS *et al.*, 2008) e a presença de polissacarídeos (mais susceptíveis a oxidação) pode ser o maior responsável pela formação dos ácidos (DIAS *et al.*, 2009). Esses polissacarídeos têm papel importante na fixação do Al⁺³ no solo (KLEINHEMPEL, 1970; SASAL *et al.*, 2000), propiciando o acúmulo deste elemento.

Parte desse alumínio pode ser formado após a dessilicificação do meio, principalmente no perfil T1P3. Para Baumann (1955) a dissolução da sílica pode ser favorecida pela adição de ácidos orgânicos.

Outro aspecto observado no perfil T1P3, que o torna diferente dos outros perfis, é o aumento da densidade em subsuperfície e diminuição da densidade superficial. Solos hidromórficos ou submetidos à elevação sazonal do nível freático podem sofrer colapso estrutural, provocando sua compactação e conseqüentemente a ampliação da hidromorfia (CHAUVEL *et al.*, 1977).

A decomposição de MOS diminui para taxas muito baixas na ausência de atividade microbiana devido a falta de O₂, isso ocorre devido a diminuição no teor do oxigênio, acarretando na diminuição das atividades metabólicas dos organismos do solo responsáveis pela decomposição da MOS. A ausência de bactérias anaeróbicas diminui a ciclagem do carbono. Jungkunst et al. (2008) avaliaram os fluxos de CO₂ de solos saturados devido à variação do nível de água no subsolo e confirmaram que maiores emissões de CO₂ estão relacionadas a solos relativamente mais secos.

De acordo com os resultados apresentados e discutidos, é possível concluir que a área de estudo possui elevadas concentrações de MOS em baixo grau de decomposição, isso é observado nos elevados teores de COT presentes nas frações grosseiras dos solos analisados.

Ainda é possível afirmar que estes solos, de caráter gibbsítico, são solos minerais com alta concentração de Al em decorrência das condições hidromórficas que propiciam a retenção de MOS e que por sua vez atua na fixação dos metais no solo.

8 CONCLUSÃO

A topossequência estudada apresenta solos minerais com caráter predominantemente gibbsíticos, como observado tanto pelos resultados do índice de intemperismo (Ki) quanto pelas análises químicas e microscópicas.

Quanto a matéria orgânica, podemos afirmar que o aumento na sua concentração está relacionado às condições hidromórficas, além disso seu elevado teor pode estar relacionado à dissolução dos minerais primários aluminosos, resultando tanto em perda de sílica quanto na recristalização dos minerais secundários de alumínio.

A sílica lixiviada dos perfis estudados está sendo lixiviada dos perfis pelos devido ao excesso de água, elevadas concentrações de matéria orgânica e conseqüentemente presença de ácidos orgânicos. Isso é observado principalmente no perfil T1P3, que mostra baixos teores de silício e elevados teores de matéria orgânica.

Aparentemente há relação entre os elevados teores de matéria orgânica e a dessilicificação do solo e conseqüente para o enriquecimento relativo do Al. Contudo, essa conclusão deve estar amparada em análises químicas mais refinadas que permitem reconhecer a complexação metálica.

Os resultados do FTIR indicam a presença de ácidos orgânicos cuja composição é formada por ácidos carboxílicos fracos e polissacarídeos, moléculas fundamentais das substâncias húmicas.

De modo geral os resultados do FTIR apontam para uma similaridade das bandas de absorvância da matéria orgânica a medida que se aprofunda no perfil, indicando que o aprofundamento do perfil não causa mudanças na composição da matéria orgânica, apenas em seu teor.

O fracionamento da matéria orgânica indicou que no ambiente hidromórfico a MOS presente possui baixo grau de decomposição em comparação com os outros perfis analisados.

A diminuição da densidade do solo em direção à base dos perfis estudados pode estar relacionada com a diminuição da porosidade em conseqüência do aumento da hidromorfia e da diminuição da atividade biológica. Como mencionado, as condições hidromórficas resultam no colapso estrutural ocasionado pela variação do nível freático, fato que contribui para o aumento da densidade do solo.

A presença de elevada concentração de matéria orgânica na superfície do solo hidromórfico contribui para reduzir consideravelmente a densidade do solo.

Por fim, quando correlacionados, os resultados de FRX, DRX e as análises do carbono apontam para um solo mineral rico em gibbsita e com enriquecimento aluminoso característico das áreas hidromórficas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. A organização natural das paisagens inter. e subtropicais brasileiras. In: Simpósio sobre o cerrado, 3. 1962, São Paulo. **Anais**. São Paulo: USP, 1971. p.1-11.
- AITKENHEADS, J. A., D. HOPE, and BILLET M. F. The relationship between dissolved carbon in streamwater and soil organic carbon pools at different spatial scales. **Hydrol. Processes**, 13, p. 1289-1302, 1999
- ALMEIDA, M. A. Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças dos Estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 2799-2812, 1980.
- AMELUNG, W.; ZECH, W.; ZHANG, X.; FOLLETT M. R. F.; TIESSEN, H.; KNOX, E.; FLACH, K. W. Carbon, nitrogen and sulfur pools in particle-size fractions as influenced by climate. **Soil Sci. Soc. Amsterdam**, v, 62, p.172-181, 1998.
- ANGERS, D.A. MEHUYS, G.R. Effects of cropping on carbohydrate content and water stable aggregation of a clay soil. *Can. J. Soil Sci.*, 69:373-380, 1989.
- BACCARO, C. A. D. Unidades geomorfológicas do triângulo mineiro: estudo preliminar. **Revista Sociedade e Natureza**, v. 3, p. 37-42, 1991.
- BARBIERO, L., MOHAN KUMAR, M.S., VIOLETTE, A., OLIVA, P., BRAUN, J.J., KUMAR, C., FURIAN, S., BABIC, M., RIOTTE, J., VALLES, V. Ferrolysis induced soil transformation by natural drainage in Vertisols of sub-humid South India. *Geoderma* 156, 173–188. 2010.
- BARCELOS, J. H. Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do estado de São Paulo. Rio Claro, 191 p. **Tese de Livre Docência** - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 1984.
- BARDY, M. et al. Al speciation in tropical podzols of the upper Amazon basin: A solid-state Al-27 MAS and MQMAS NMR study. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, n. 13, p. 3211–3222, 2007.
- BARDY, M. et al. Micromorphology and spectroscopic characteristics of organic matter in waterlogged podzols of the upper Amazon basin. **Geoderma**, v. 145, n. 3–4, p. 222–230, 15, 2008.
- BASTOS, R.S.; SÁ MENDONÇA, E.; ALVAREZ V., V.H. e CORRÊA, M.M. Formação e estabilização de agregados do solo decorrentes da adição de compostos orgânicos com diferentes características hidrofóbicas. *R. Bras. Ci. Solo*, 29:11-20, 2005.
- BATEZELLI, A. Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. **Tese de Doutorado**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, 195p., 2003.
- BATEZELLI, A., SAAD, A. R., de JESÚS PERINOTTO, J. A., FULFARO, V. J., e ETCHEBEHERE, M. L. D. C. Análise Estratigráfica aplicada à Formação Araçatuba (Grupo Bauru-Ks) no centro-oeste do Estado de São Paulo. **Geociências**, 22(1), 5-32, 2003.
- BARTHÈS, B. G.; KOUAKOUA, E.; LARRÉ-LARROY, M.C.; RAZAFIMBELO, T. M.; LUCA, E. F.; AZONTONDE, A.; NEVES, C. S. V. J.; FREITAS, P.L.; FELLER, C. L. Texture and sesquioxide effects on water-stable aggregates and organic matter in some tropical soils. **Geoderma**. v. 143. p.14-25, 2008.
- BALDOTTO, M.A.; GIRO, V.B.; BALDOTTO L.E.B.; CANELLAS, L.P. e VELLOSO, A.C.X. Initial performance of pineapple and utilization of rock phosphate applied in combination with organic compounds to leaf axils. **Revista Ceres**, 58:393-401, 2011a.

- BALDOTTO, M. A.; BALDOTTO, L. E. B. Ácidos húmicos. **Rev. Ceres** v.61. pp 856-881. 2014.
- BALDOCK, J. A. and NELSON, P. N. Soil organic matter. In: Summer, M. E. *et al.*, Handbook of soil science. **CRP Press**, Boca Raton, 2000.
- BENITES, V.M.; MENDONÇA, E.S.; SCHAEFER, C.E.R. e MARTIN NETO, L. Caracterização dos ácidos húmicos extraídos de um Latossolo vermelho-amarelo e de um Podzol por análise termodiferencial e pela espectroscopia de absorção no infravermelho. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:543- 551, 1999.
- BERINGER, J.; LIVESLEY, S. J.; RANDLE, J.; HUTLEY, L. B. Carbon dioxide fluxes dominate the greenhouse gas exchanges of a seasonal wetland in the wet-dry tropics of northern Australia. **Agricultural and Forest Meteorology**, 182-183. Pp 239-247. 2013.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. e SILVA, J.X..Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, 16/17: 117-151. *Developments in Soil Science* 22, **Elsevier**, Amsterdam, pp. 117-131, 1965.
- BOLIN, B.; SUKUMAR, R.; CIAIS, P. Global Perspectives. In: INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGES. Land use, land-use changes, and forestry: summary for policymakers: a special report of the Intergovernmental Panel Climate Changes. [S.l.]: **Cambridge Press**. p.23-51.2000.
- BRADY, N.C.; WEILL, R.Y. The nature and properties of soils. 13a Edição. New Jersey: Prentice Hall. 958p. 2002.
- BRICENO, H. O. Table mountain geology and superficial geochemistry: Chimantá Massif, Venezuelan, Guyana Shield: *Journal South American Earth Sciences*. V. 3. 179 – 194. 1991.
- BRINKMAN, R. 1970. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3 : 199-206.
- BRINKMAN, R. Surface-Water Gley Soils in Bangladesh - Genesis. **Geoderma**, v. 17, n. 2, p. 111–144, 1977.
- BRINKMAN, R.; SOMBROEK, W. The effects of global soil conditions in relation to plant growth and food production. In: Bazzaz, F.; Sombroek, W. (Ed.). Global climate change and agricultural production. Direct and indirect effects of changing hydrological, Pedological and plant physiological process. **FAO** and John Wiley e Sons, New York, USA.1996.
- BULLINGER-WEBER, G. et al. Carbon storage and soil organic matter stabilisation in near-natural, restored and embanked Swiss floodplains. **Geoderma**, v. 228, p. 122–131, set. 2014.
- BUURMAN, P. JONGMANS, A. G. Podzolization and soil organic matter dynamics. **Geoderma**, 125. P, 71-83. 2005.
- CAMARGO, F.A.C.; GIANELLO, C.; TEDESCO, M.J. & VIDOR, C. Nitrogênio orgânico do solo. In: SANTOS, G.A. & CAMARGO, F.A.O., eds. Fundamentos da matéria orgânica do solo. Porto Alegre, Genesis, 1999. p.117-137.
- CANELLAS, L. P e SANTOS, G de A. Humosfera: tratado preliminar sobre a química das substâncias húmicas. Campos dos Goytacazes, UENF. 348p. 2005.
- CANELLAS, L. P., MENDONÇA, E. S., DOBBS, L. D., BALDOTTO, M. A., VELLOSO, A. C. X., SANTOS, G. A. e AMARAL SOBRINHO, N. M. B. **Reações da Matéria Orgânica**, In: Santos, G. A., Silva, L. S., Canellas, L. P. Camargo, F. A. O. Fundamentos da matéria orgânica do solo. Ecossistemas tropicais e subtropicais. 2ª Ed. Porto Alegre. p. 45-65, 2008.

- CHAUVEL, A. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *Travaux et Documents ORSTOM* 62, 532 p. 1977.
- CARTER, M. R. Organic matter and sustainability. In: REES, R. M.; BALL, B. C.; CAMPBELL, C. D.; WATSIN, C. A. (Ed). *Sustainable management of soil organic matter*. New York: **CABI Publishing**, pp. 9 – 22, 2001.
- CHRISTERSEN, B. T. Organic matter in soil: structure, function and turnover. Tjele: Dias report. **Plant production**, v, 30, pp. 95, 2000.
- COELHO, C.V.S e ROSOLEN, V. Caracterização morfológica, mineralógica e química dos níveis de alteração da Formação Marília (Membro Serra da Galga) do Neocretáceo da Bacia Bauru, no Triângulo Mineiro (MG). **Pesquisas em Geociências**, 43 (2): 139-151. 2016.
- CORREIA, J.; REATTO. A.; SPERA, S. T. Solos e suas relações com o uso e o manejo. In: SOUSA, D. M. G.; LOBATO, E. *Cerrado: correção do solo e adubação*. 2. ed. Brasília: **Embrapa Informação Tecnológica**. p. 29-61. 2004.
- COSTA, F. DE S.; GOMES, J.; BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Métodos para avaliação das emissões de gases do efeito estufa no sistema solo-atmosfera. **CIENC. RURAL** vol.36 no.2 Santa Maria, 2006.
- CURI, N. e FRANZMEIER, D.P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 48:341-346, 1984.
- CULLITY, B. D. *Elements of X Ray Diffraction*, Adison – Wesley, 1959.
- D'ANDRÉA, A. F.; SILVA, M. L. N.; CURI, N.; GUILHERME, L. R. G. Estoque de carbono e nitrogênio e formas de nitrogênio mineral em um solo submetido a diferentes sistemas de manejo. **Pesquisa Agropecuária brasileira**. v.39, n2, p.179-186. 2004.
- DIAS, B. O.; SILVA, C. A.; SOARES M. E. M. B.; BETTIOL, W.; GUERREIRO, M. C.; BELIZÁRIO, M. H. infravermelho na caracterização de ácidos húmicos de latossolo sob efeito de uso contínuo de lodo de esgoto. *R. Bras. Ci. Solo*, 33:885-894, 2009.
- DICK, D. P., NOVOTNY, E. H., DIECKOW, J eBAYER, C. **Química da Matéria Orgânica do Solo**, In: Melo, V. F., Alleoni, L. R. F. *Química e Mineralogia do Solo Parte II – Aplicações*. Viçosa, p, 2-55, 2009.
- DODDS, W.K. e WHILES, M.R. *Freshwater ecology: concepts, and environmental applications of limnology*. **Elsevier Academic Press Publications**. P, 832, 1958.
- ELLERBROCK, R.H., GERKE, H.H. Characterizing organic matter of soil aggregate coat- ings and biopores by Fourier transform infrared spectroscopy. *Eur. J. Soil Sci.* v. 55, p. 219–228, 2004.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. *Manual de métodos de análise de solo*. **EMBRAPA**, 1997.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, EMBRAPA. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 3º edição, Brasília: **EMBRAPA**, 353 p. 2013.
- ESPIAU, P., PEDRO, G. Étude du phénomène de ferrolyse par voie expérimentale. Production d' acidité d' échange et mise en évidence du rôle catalytique des minéraux argileux. *Science du Sol*, 3-4, 173-184. 1983.
- FERNANDES, L. A. A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. 1992. **Tese de Doutorado**. Universidade de São Paulo. 1992.
- FERNANDES, L.A. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). 216p. **Tese de Doutorado**, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 3 mapas, 1998.
- FERNANDES, L. A. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1: 1.000. 000. **Boletim Paranaense de Geociências**, 2004.

- FELLER, C.; BEARE, M. H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma**, v. 79, n. 1–4, p. 69–116, set. 1997.
- FERREIRA, S.A.D.; SANTANA, D.P.; FABRIS, J.D.; CURI, N.; NUNES FILHO, E. e COEY, J.M.D. Relações entre magnetização, elementos traços e litologia de duas sequências de solos do Estado de Minas Gerais. **R. Bras. Ci Solo**, 18:167-174, 1994.
- FERRONATO, C. et al. Chemical and pedological features of subaqueous and hydromorphic soils along a hydrosequence within a coastal system (San Vitale Park, Northern Italy). **Geoderma**, v. 265, p. 141–151, 1 mar. 2016.
- FIDALGO, E. C. C.; BENITES, V. M.; MACHADO, P. L. O. A.; MADARI, B. E.; COELHO, M. R.; MOURA, I. B.; LIMA, C. X. Estoque de carbono nos solos do Brasil. Rio de Janeiro: Boletim de pesquisa e desenvolvimento, **EMBRAPA SOLOS** v. 121, 2007. 26p
- FIEDLER, S.; JUNGKUNST, H. P. F.; D JAHN, R.; KLEBER, M.; SOMMER, M. AND STAHR, K. Linking soil classification and soil dynamics - pedological and ecological perspectives. **J. Plant Nutr. Soil Sci.** v. 165. pp. 517-529. 2002.
- FIEDLER, S.; KALBITZ, K. Concentrations and properties of dissolved organic matter in forest soils as affected by the redox regime. **Soil Science**, v. 168, n. 11, p. 793–801, 2003.
- FINZI, A. C.; VAN BREEMAN, N. A NDCANHAM, C. D. Canopy tree-soil Interactions within temperate forests: Species effects on soil carbon and nitrogen. **Ecol. App.**,8, 440-446, 998.
- FRANZMEIER, D. P. YAHNER, J. E. STEINHARDT, G. C. and SINCLAIR, JR. H. R. Color patterns and water-table levels in some Indiana soils. **Soil Sci. Soc. Am.** v. 147. pp. 1196-1202, 1983.
- FREITAS, L. C.; DA GLORIA, N. A. Determinação colorimétrica do silício em solo.: II - aplicação do método do sílico-molibdato amarelo e do azul de molibdênio na determinação da sílica total e solúvel em solos. An. Esc. Super. Agric. Luiz de Queiroz [online]. 1976, vol.33, pp.15-33.
- FRITSCH, E.; PETERSCHMITT, E.; HERBILLON, A.J. A structural approach to the regolith: identification of structures, analysis of structural relationships and interpretations. **Sciences Géologiques**, 45, 2:77-97. 1992.
- FRITSCH, E.; FITZPATRICK, R.W. Interpretation of soil features produced by ancient and modern processes in degraded landscapes: I. a new method for constructing conceptual soil-water-landscape models. **Australian Journal of Soil Research**, 32: 889-907,1994.
- FRITSCH, E. et al. Organic complexation and translocation of ferric iron in podzols of the Negro River watershed. Separation of secondary Fe species from Al species. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, v. 73, n. 7, p. 1813–1825, 1 abr. 2009.
- GANGOPADHYAY, S. K.; BHATTACHARYYA, T.; SARKAR, D. Hydromorphic soils of Tripura: their pedogenesis and characteristics. **Current Science**, v. 108, n. 5, p. 984–993, 10 mar. 2015.
- GITAY, H.; BROWN, S.; EASTERLING, W. and JALLOW, B. 2001. Ecosystems and their goods and services. Pages 235–342 in J.J. McCarthy, O.F. Canziani, N.A. Leary, D.J. Dokken, and K.S. White, editors. Climate change. Impacts, adaptation, and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. **Cambridge University Press**, Cambridge and New York. 1032 pp.2001.
- GUIMARAES, S. T. et al. Characterization and Classification of Gleysoils on the Floodplain of the Solimoes River (iranduba and Manacapuru), Amazonas, Brazil. **Revista Brasileira De Ciencia Do Solo**, v. 37, n. 2, p. 317–326, abr. 2013.

- GOLCHIN, A.; BALCOK, J. A.; CLARKE, P.; HIGASHI, T. and OADES, J. M. The effects of vegetation and burning on the chemical composition of soil organic matter in a volcanic ash soil. I. Whole soil and humic fraction. **Geoderma**, v. 76. Pp 155-174. 1997a.
- GONZÁLEZ, M.; GOMEZ, E.; COMESE, R.; QUESADA, M.; CONTI, M. Influence of organic amendments on soil quality potential indicators in an urban horticultural system. *Bioresource Technology*, New York, v.101, p. 8897-8901, 2010.
- GOUVEIA, S. E. M., PESSENDA, L. C. R. e ARAVENA, R. Datação da fração húmica da matéria orgânica do solo e sua comparação com idades ^{14}C de carvões fósseis. **Quim. Nova** **22**, 810–814 (1999).
- GREGORICH, E.G.; KACHANOSKI, R.G.; VORONEY, R.P. Carbon mineralization in soil size fractions after various amounts of aggregate disruption. **European Journal of Soil Science**. v. 40. p 649-659, 1989.
- HASSINK, J. 1995. Decomposition rate constants of size and density fractions of soil organic matter. **Soil Sci. Soc. Am. J.** v, 59, pp. 1631-1635.
- HASUI, Y. - PENALVA, F. - HENNIES, W.T. - Geologia do Grupo São Roque. **Anais XXIII Congr. Bras. Geol.** p. 101 - 134, Salvador. 1969.
- INBAR, Y., CHEN, Y., HADAR, Y. Solid-state carbon-13 nuclear magnetic resonance and infrared spectroscopy of composted organic matter. *Soil Sci. Soc. Am. J.* v. 53, p. 1695–1701, 1989.
- JOHNSON, D. W. Role of carbon in the cycling of other nutrients in forested ecosystems. In: McFEE, W. W.; KELLY, J. M. (Ed.). **Carbon forms and functions in forest soils**. Madison: SSSA, 1995. p. 299-328.
- JOUQUET, P.; TRAORÉ, S.; CHOOSAI, C.; HARTMANN, C.; BIGNELL, D. Influence of termites on ecosystem functioning. Ecosystem services provided by termites. *European Journal of Soil Biology* 47: 215-222. 2011.
- JUNK, W. J.; PIEDADE, M. T. F.; LOURIVAL, R.; WITTMANN, F.; KANDUS, P.; LACERDA, L. D.; BOZELLI, R. L.; ESTEVES, F. A.; NUNES DA CUNHA F. A.; MALTCHIK, L.; SCHÖNGART, J.; SCHAEFFER-NOVELLI, Y.; AGOSTINHO A. A. Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. **Aquic conservations: marine and freshwater ecosystems**. V, 24, pp 5–22. 2014.
- JUNGKUNST, H. F. et al. Groundwater level controls CO_2 , N_2O and CH_4 fluxes of three different hydromorphic soil types of a temperate forest ecosystem. **Soil Biology e Biochemistry**, v. 40, n. 8, p. 2047–2054, ago. 2008.
- KAYSER, N.; PROBST, J.L.; CADET, D.; TARDY, Y. Propagation des ondes des sécheresse et d'humidité à travers le monde. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences**, 310, II : 757-763. 1990.
- KAUFHOLD, S.; HEIN, M.; DOHRMANN, R.; UFER, K. Quantification of the mineralogical composition of clays using FTIR spectroscopy. *Vibrational Spectroscopy*, v. 59, p. 29-39, 2012. Doi:10.1016/j.vibspec.2011.12.012
- KEDDY, P. A. Wetland ecology: Principles and conservation. **Cambridge University Press**, 2000. 614p.
- KING, L. C. A. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v.18, n.2, p.147-265, 1956.
- KLEINHEMPEL, D. Beziehungen eininger Huminstoffkennzahlen zum Ertrag auf Schwarzerdestandorten. *Abrecht-Thaer-Archiv*. Bd. 14, 1. 1970.

- KÖLBL, A. et al. Accelerated soil formation due to paddy management on marshlands (Zhejiang Province, China). **Geoderma**, v. 228, p. 67–89, set. 2014.
- KÖPPEN W. Das geographische System der Klimate. In: Köppen W, Geiger R (eds) *Handbuch der Klimatologie*. **Gebrüder Borntraeger**, Berlin, p. 1–44. 1936.
- COLLINS, M. E., AND R. J. KUEHL. Organic matter accumulation in organic soils. pp. 137-162 in J. L. Richardson and M. J. Vepraskas, editors. *Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification*. **Lewis Publishers**. 2001.
- LAL, R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. **Geoderma**, Amsterdam, v. 123, p. 1-22, 2004b.
- LEPSCH, I. F. Elementos da natureza e propriedades dos solos 3^a ed. Tradução Técnica. *The Nature and Properties of Soils*. Brady, N. C., Ray R. Weil, R. R. – 13^a ed. Editora Prentice Hall. 1998.
- LEUE, M., ECKHARDT, K.-U., ELLERBROCK, R.H., GERKE, H.H., LEINWEBER, P. Analyzing organic matter composition at intact biopore and crack surfaces by combining DRIFT spectroscopy and pyrolysis-field ionization mass spectrometry. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2015.
- LUCAS, Y.; BOULET, R.; CHAUVEL, A.; VEILLON, L. Systèmes sols ferralitiques-podzols en région amazonienne. In: RIGHI, D.; CHAUVEL, A. (Ed.), **Podzols and podzolization**. **AFES/INRA**, Paris, France, p.53-65. 1987.
- MACHADO, H. M. Comportamento do carbono orgânico em área úmida do cerrado: Estudo de caso em uma área úmida do córrego Beija-Flor, Uberlândia/MG. **Dissertação de mestrado**. Instituto de geografia da Universidade Federal de Uberlândia. 2014.
- MACHADO, M. F.; SILVA, S. F. da. Geodiversidade do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: CPRM, 2010.
- MADEIRA, J.; BÉDIDI, A.; POUGET, M.; CERVELLE, B.; FLAY, N. Spectral (MIR) determination of kaolinite and gibbsite contents in lateritic soils. **Comptes Rendus de L'Académie des Sciences**, v. 321, p. 119-127, 1995.
- MAKÓ, E.; KRISTÓF, J.; HORVÁTH, E.; VÁGVÖLGYI, V. Kaolinite-urea complexes obtained by mechanochemical and aqueous suspensor techniques – A comparative study. **Journal of Colloid and Interface Science**, v. 330, p. 367- 373, 2009.
- MANOHARAN, C.; SUTHARSAN, P.; DHANAPANDIAN, S.; VENKATACHALAPATHY, R. Spectroscopic and thermal analysis of red clay for industrial applications from Tamilnadu, Índia. *Journal of Molecular Structure*, v. 1027, p. 99-103, 2012.
- MARTINI, J. E. J. Dissolution of quartz and silicate minerals. *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, Alabama, Usa. 527 p. 2000.
- MARTINS, S.; REATTO, A. CARVALHO JUNIOR, O. A. GUIMARÃES, R. F. Evolução geomorfológica do Distrito Federal. Planatina, DF. **EMBRAPA Cerrados**. Pp. 122. 2004.
- MARTINS, A. K. E.; SCHAEFER, C. G. R.; SILVA, E.; SOARES, V.P.; CORRÊA, G. R. MENDONÇA, B. A. F. Relações solo-geoambiente em áreas de ocorrência de ipucas na planície do médio araguaia – estado de Tocantins. **Revista Árvore**. v.30, n.2, p.297-310. 2006.
- MARTINS, F. P. Caracterização físico química do covoal do córrego da fortaleza, chapada oeste do Triângulo Mineiro. **Dissertação de mestrado**. Instituto de geografia da Universidade Federal de Uberlândia. 2014.
- MARTINS, F. P.; ROSOLEN, V. S. Caracterização morfológica e física de uma catena (latossolo-gleissolo) no campo de murundu do córrego da fortaleza, chapada

- Uberlândia-Uberaba, Uberlândia-MG. **Caminhos da Geografia**. v. 15, n. 52, p. 186-200. 2014.
- MEDINA-OROZCO, L. E. et al. Wetland Soils from Lake Patzcuaro, Michoacan, Mexico. **Tecnologia Y Ciencias Del Agua**, v. 5, n. 5, p. 111–124, out. 2014.
- MCBRIDE, M.B. Environmental chemistry of soils. **Oxford University Press**, Oxford, UK, 1984.
- MELLO, J. M. et al. Dynamics of Chemical and Physical Attributes and Seasonal Variation of Soil Carbon Stocks in Different Vegetation Types of North Pantanal of MatoGrosso. **Revista Arvore**, v. 39, n. 2, p. 325–336, abr. 2015.
- MELLO, F. de A.; BRASIL SOBRINHO, M. de O. C.; ARZOLLA, S.; SILVEIRA, R. I.; COBRA NETO, A.; KIEHL, J. de C. Fertilidade do solo. São Paulo: **Nobel**, 400 p, 1983.
- MELFI, A.J.; CERRI, C.C.; FRITSCH, E.; FORMOSO. Tropical soils: genesis, distribution and degradation of lateritic pedological systems. In: Formoso, M.L.L.; CERRI, C.C. (Org.). Workshop on Tropical Soils, **Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro. p. 7-30. 1999.
- MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO V, BARTORELLI A, CARNEIRO CDR e BRITO NEVES BB (Eds.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, Beca. p. 265-279.2004.
- MILLOT, G. Geochemie de la surface et formes du relief: présentation. **Science Géologique Bulletin**, 30, 4: 229-233.1977.
- MITRA, S., WASSMANN, R. e VLEK, P. An appraisal of global wetland area and its organic carbon stock. **Current Science**, 88: 25-35, 2005.
- MONIZ, A.C. Decomposição de rochas e formação de minerais de argila. In: Elementos de Pedologia. Campinas, S. Paulo, Ed. Univ. S. Paulo, 1972. | Parte IV, cap. 25 I p. 305-323.
- MORETTI, E.; STORARO, L.; CHESSA, G.; TALON, A.; CALLONE, E.; MUELLER, K. J.; ENRICH, F.; LENARDA, M. Stepwise dansyl grafting on the kaolinite interlayer surface. *Journal of Colloid and Interface*, v. 375, p. 112- 117, 2012.
- MOTTA, P. M. F.; FILHO, C. A.; KER, J. C.; PEREIRA, N. R.; CARVALHO JUNIOR, W.; BLANCANEAUX, P. Relações solo-superfície geomorfológica e evolução da paisagem m uma área do Planalto Central Brasileiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v. 37. 2002.
- MUTEMA, M.; CHAPLOT, V.; JEWITT, G. CHIVENGE, P. and BLÖSCHL. Annual water, sediment, nutrient, and organic fluxes in river basins: A global meta-analysis as a function of scale. *Water Resources Research*. v. 51. Pp. 24. 2015.
- NAHON, D.B. Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. **Wiley-Interscience**, New York. 313p. 1991.
- NASCIMENTO, N. R.; BUENO, G. T.; FRITSCH, E.; HERBILLON, A. J.; ALLARD, TH.; MELFI, A. J.; ASTOLFO, R.; BOUCHER, H. e LI, Y. Podzolization as a deferralization process: a study of an Acrisol-podzol sequence derived from Paleozoic sandstones in the northern upper Amazon basin. **European Journal of soil science**. v.55. pp. 523-538. 2004.
- NASCIMENTO, P, C.; LANI, J. L.; MENDONÇA, E. S.; ZOFFOLI, H. J. O. e PEIXOTO, H. T. M. Teores e características da matéria orgânica de solos hidromórficos do Espírito Santo. **TEORES E CARACTERÍSTICAS DA MATÉRIA ORGÂNICA DE SOLOS HIDROMÓRFICOS**. R. Bras. Ci. Solo. v. 34. pp. 339-348. 2010.

- NETO, L. F. S.; INDA, A. V.; NASCIMENTO, P. C.; GIASSON, E.; SCHMITT, C.; CURI, N. CHARACTERIZATION AND CLASSIFICATION OF FLOODPLAIN SOILS IN THE PORTO ALEGRE METROPOLITAN REGION, RS, BRAZIL. **Ciênc. Agrotec.**, Lavras, v. 39, n. 5, p. 423-434. 2015.
- NEUE, H.U., GAUNT, J.L., WANG, Z.P., BECKER-HEIDMANN, P., QUIJANO, C. Carbon in tropical wetlands. **Geoderma**, 79, 163-185. 1997.
- NOGUEIRAM de JESUS. G. Áreas úmidas com campos de murundus sobre a chapada Uberaba/Uberlândia – MG: Estrutura especial, caracterização de solos e considerações sobre sua gênese e evolução. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Unidade Coração Eucarístico, Belo Horizontem 2017.
- OADES, J.M. An introduction to organic matter in mineral soils. p. 89-159. In J.B. Dixon and S.B. Weed (ed.) Minerals in soil environments, 2nd Ed. **Soil Science Society of America**, Madison, WI, 1989.
- OADES, J.M.; WATERS, A.G. Aggregate hierarchy in soils. **Aus. J. Soil Res.** v. 29. pp. 815. 828. 1991.
- OADES, J.M. The role of biology in formation, stabilization and degradation of soil structure. **Geoderma**. v 56. pp. 377-400. 1993.
- OLALEYE, A. O.; NKHELOANE, T.; MATING, R.; MAHLAKO, K.; RATHEBE, K.; LETSIKA, F.; RASEKOELE, M. G. Wetlands in Khalong-la-Lithunya catchment in Lesotho: Soil organic carbon contents, vegetation isotopic signatures and hydrochemistry. **Catena**, v. 115, p. 71–78, abr. 2014.
- OLIVEIRA, L. M. M. DE; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO A. C. D.; SILVA, B. B. MACHADO, C. C. C.; GALVÍNCIO, J. D. Análise quantitativa de parâmetros biofísicos de bacia hidrográfica obtidos por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.47, p.1209-1217, 2012.
- PERUZZO, F. M.; CANTO, E. L. Química na Abordagem do Cotidiano, Ed. Moderna, vol.1, São Paulo/SP- 1998.
- PETERSCHMITT, E.; FRITSCH, E.; RAJOT, J. L.; HERBILLON, A. J. Yellowing, bleaching and ferritisation processes in soil mantle of the Western Ghâts, South India. **Geoderma**, 74: 235-253. 1996.
- PEULVAST, J. P., SALES, V. C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Revista de Geografia**, ano 01, número 01, 2002.
- PINHEIRO, G. L.; SILVA, C. A.; LIMA, J. M.; COSTA, A. L.; E SACZK, A. A. Ácidos orgânicos de baixa massa molecular em solos e materiais orgânicos. **Química Nova**, V. 36, Nº 3, 413–418 (2013).
- PICCOLO, A. 1996. Humus and soil conservation. In: PICCOLO, A. (Ed.). Humic substances in terrestrial ecosystems. Amsterdam: **Elsevier**, pp. 225 – 264
- QUAGGIO, J.A. Simpósio avançado de química e fertilidade do solo: Reação do solo e seu controle. Piracicaba, **Fundação Cargill**, 1986. pp.9-39.
- RANGEL, O. J. P.; SILVA, C. A. Estoques de carbono e nitrogênio e frações orgânicas de Latossolo submetido a diferentes sistemas de uso e manejo, **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, n. 6, p. 1609-1623, 2007.
- REATTO, A.; COREIA, J.R.; SPERA, S.T.; MARTINS, E.S. Solos do bioma cerrado: aspectos. In: SANO, S.M. (ORG.). Cerrado: ecologia e flora. Brasília: **EMBRAPA** Informações Tecnológicas, p. 107-149, 2008.
- ROCHA, J. C e ROSA, A.H. Substâncias húmicas aquáticas: interações com espécies metálicas. São Paulo, UNESP. 120p. 2003.
- ROSCOE, R. Soil organic matter dynamics in a Cerrado Oxisol. 156 p. Tese (Doutorado) - Wageningen University, Wageningen. 2002.

ROSOLEN, V.; HERPIN, U. Expansão dos solos hidromórficos e mudanças na paisagem: um estudo de caso na região sudeste da Amazônia brasileira. **Acta Amazonica**, 38, 3, 483-490. 2008.

ROSOLEN, V. et al. Contamination of wetland soils and floodplain sediments from agricultural activities in the Cerrado Biome (State of Minas Gerais, Brazil). **Catena**, v. 128, p. 203–210, 2015.

SANTOS, G. A.; CAMARGO, F. A O. (editores). Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. **Ed. Genesis**, Porto Alegre, Brasil. 508pp. 1999.

SANTOS, F. C. V.; FREITAS, I. C.; FILHO, R. O. C.; CORRECHEL, V.; UCKER, F; E.; KEMERICH, P. D.C. Uso e ocupação de micro relevo de murundus no Sudoeste de Goiás: uma abordagem sobre os aspectos físicos do solo. **REMOA - V. 14, N. 1. Edição Especial Fevereiro**, p. 2988 – 2995. 2014

SANTOS, H. G; JACOMINE, P. K. T; ANJOS, L. H. C; OLIVEIRA, V. A. DE V. L; LUMBRERAS, J. F; COELHO, M. R; ALMEIDA, J. A; CUNHA, T. J. F e OLIVEIRA, J. B. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, **rev. Ampl.** – Brasília, DF: EMBRAPA, 353p. 2013.

SASAL, C.; ANDRIULO, A.; ULLÉ, J.; ABREGO, F.; BUENO, M. Efecto de diferentes enmiendas sobre algunas propiedades edáficas, en sistemas de producción hortícola del centro norte de la región pampeana. **Ciencia del Suelo**, Buenos Aires, v. 18, p. 95-104, 2000.

SCHAEFER, C.E.G.R. The B horizon microstructure of Brazilian Latosols as long-term biotic constructs. **Austr. J. Soil Res.** V. 39. pp. 909-926. 2001.

SCHAWWE, M.; GEROLD, S. G. G. Soil development along an altitudinal transect in a Bolivian tropical montane rainforest: Podzolization vs. hydromorphy. **Catena**. v. 69. p. 83–90. 2007.

SCHIAVO, J. A., CANELLAS, L. P., MARTINS, M. A. e MATOS, C. R. R. Revegetação de cava de extração de argila com *Acacia mangium*. II - Caracterização química da humina. **Rev. Bras. Cienc. do Solo** 31, 1163–1171, 2007.

SCHIAVO, J. A. et al. Characterization and Classification of Soils in the Taquari River Basin - Pantanal Region, State of Mato Grosso Do Sul, Brazil. **Revista Brasileira De Ciencia Do Solo**, v. 36, n. 3, p. 697–707. 2012.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron Oxides. In: DIXON, J. B.; e WEED, S. B. Minerals in soil environments. 2 ed. **Madison: Soil Science Society of America**, 1989. P. 379 – 438.

SIX, J.; BOSSUYT, H.; DEGRYZE, S.; DENEFF, K. A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. **Soil e Tillage Research**, v. 79. Pp 7-31. 2004.

SKORUPA, A. L. A. et al. Assessing hydric soils in a gallery forest in the Brazilian Cerrado. **Soil Use and Management**, v. 29, n. 1, p. 119–129, mar. 2013.

SOMBROEK, W.G. Soils on a warmer earth: The tropical regions. In: Scharpenseel, H.M.; Schomaker, M.; Ayoub, A. (Ed.), Development in soil science. **Elsevier Science Publishers**, Amsterdam. V. 20.p.157-174. 1990.

STOOPS, G. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. **Elsevier**, 2010.

SOROKIN, N. D. et al. Microbial complexes of hydromorphic soils in the Selenga River delta (Baikal region). **Eurasian Soil Science**, v. 39, n. 7, p. 765–770, jul. 2006.

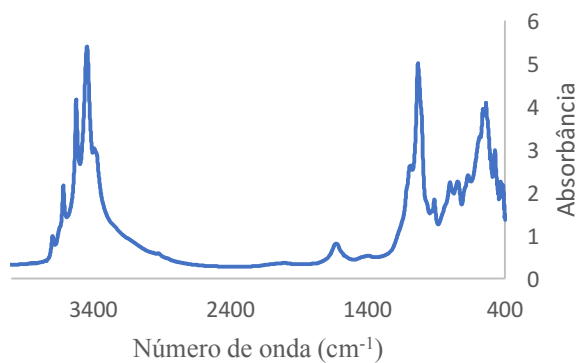
SOUSA, R. F., NASCIMENTO, J. L., FERNANDES, E. P., WILSON M. LEANDRO, W. M. e CAMPOS, A. B. Matéria orgânica e textura do solo em veredas conservadas

- e antropizadas no bioma Cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v.15, n.8, p.861–866, 2011.
- SOUSA, R.O., VAHL, L.C., OTERO, X.L. Química dos solos alagados. In: **Química e mineralogia do solo, parte II**. Melo, V.de F., Alleoni, L.R.F. (Eds). SBCS:Viçosa, 485-528 pp. 2009.
- STEVENSON, F.J. Humus Chemistry. Genesis, Composition, Reactions. Second Edition. **John Wiley and Sons**. New York, NY.1994.
- SPOSITO, G. The chemistry of soils. 2nd ed. New York, Oxford. 330p.2008.
- SUMMERFIELD, M.A. Global geomorphology: an introduction to the study of landforms. New York: Longman Scientific e Technical, 537 p. 1991.
- TARDY, Y. Petrology of Laterites and Tropical Soils. Balkema, Amsterdam. 459p. 1997.
- TARDY, Y. Oscilações climáticas: oscilações climáticas e evolução do meio ambiente desde quatro bilhões de anos. Meio ambiente e desenvolvimento. **Estudos avançados**, 11, 30: 149-173.1997.
- TARDY, Y. e ROQUIN, C. Dérive des continents: Paléoclimats et alterations tropicales. Orléans, **BRGM**. pp 473. 1998.
- TAKAHASHI, T.; DAHLGREN, R. A. Nature, properties as function of aluminum-humus complexes in volcanic soils. **Geoderma**, v. 263, p. 110-121. 2016.]
- TIESSEN, H.; CUEVAS, E.; CHACON, P. The role of soil organic matter in sustaining soil fertility. **Nature**, London, v. 371, p. 783-785, 1994.
- TINER, R. W. The concept of a hydrophyte for wetland identification. *Bioscience*, v.41, p.236-247, 1991.
- TEIXEIRA-NETO, E.; TEIXEIRA-NETO, A.A. Modificação química de argilas: Desafios científicos e tecnológicos para obtenção de novos produtos com maior valor agregado. **Quim Nova.**;32(3):809-17.2009.
- TEJADA, M.; GONZÁLEZ, J.L.; GARCÍA-MARTÍNEZ, A.M.; PARRADO, J. Application of a green manure and green manure composted with beet vinasse on soil restoration: effects on soil properties. *Bioresource Technology*, New York, v. 99, p. 4949-4957, 2008.
- THENG, B. K.G.; CHURCHAMN, G. J.; and NEWMAN, R.H. The occurrence of interlayer clay-organic complexes in two New Zeland soils. **Soil Sci**. v. 142. pp. 262-266. 1986.
- THOMPSON, Y. et al. Hydrologic and edaphic characteristics of three mountain wetlands in southeastern Kentucky, USA. **Wetlands**, v. 27, n. 1, p. 174–188, mar. 2007.
- VAHUR. S., KNUUTINENM. U., LEITO, I. ATR-FT-IR spectroscopy in the region of 500–230cm⁻¹for identification of inorganic red pigments *Spectrochim. Acta A: Mol. Biomol. Spectrosc.* 2009.
- VAN RANST, E., DE CONINCK, F. 2002. Evaluation of ferrollysis in soil formation. *European Journal of Soil Science*, 53, 513-519.
- VAN NOORDWIJK, M.; CERRI, C.; WOOPER, P. L. KUSUMO NUGROHO. K.; BERNOUX, M. Soil carbon dynamics in the humid tropical forest zone. **Geoderma** 79 187-225. 1997.
- VEPRASKAS, M.J., WILDING, L.P. and DREES, L.R.. Aquic conditions for Soil Taxonomy: concepts, soil morphology and micromorphology. In: Ringrose - Voase, A.J. and Humphreys, G.S. (Editors), *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis*. Roc. IX Int. Working Meeting on Soil Micromorphology, Townsville, Australia. *Developments in Soil Science* 22, pp. 117-131, **Elsevier**. 1992.
- VEPRASKAS, M. J., CALDWELL, P. V. Interpreting morphological features in wetland soils with a hydrologic model. **Catena**, 73, 2008. p. 153-165, 2008.ZAUYAH, S.;

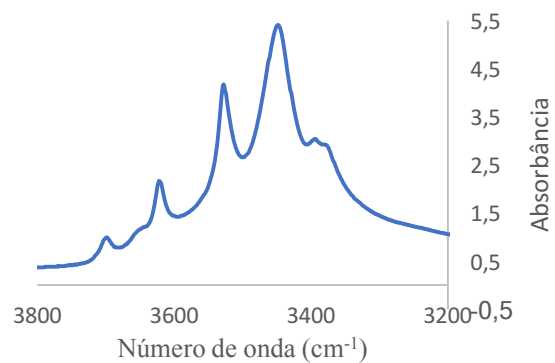
- SCHAEFER, C.E.G.R. e SIMAS, F.N.B., 2010. Saprolites. In Stoops, G., Marcelino, V. e Mees, F. (eds.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. **Elsevier**, Amsterdam, pp. 49–68.
- WANG, H. *et al.*, Soil organic carbon of degraded wetlands treated with freshwater in the Yellow River Delta, China. **Journal of Environmental Management**, v. 92, n. 10, p. 2628–2633. 2011.
- WILLIAMS, J; COVENTRY, R. J. The contrasting hydrology of red and yellow earths in a landscape of low relief. In: The hydrology of Areas of Low Precipitation. Proceeding **Canberra Symposium** - International Association of Hydrological Science, 128:385-395. 1979.
- WUTSCHER, H.K., GREGORY MCCOLLUM, T. Rapid, objective measurement of soil color with a tristimulus colorimeter. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* v.24, p.165–2169, 1993.

ANEXO A – RESULTADOS FTIR

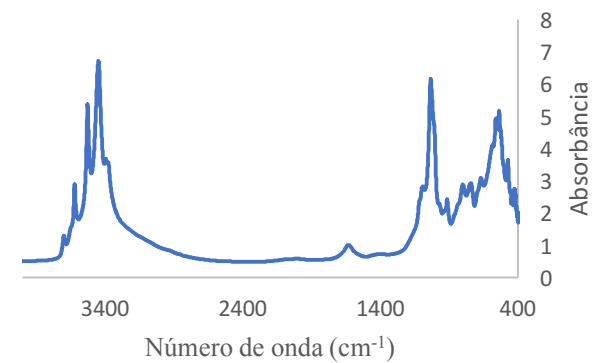
ANEXO A – Resultados FTIR



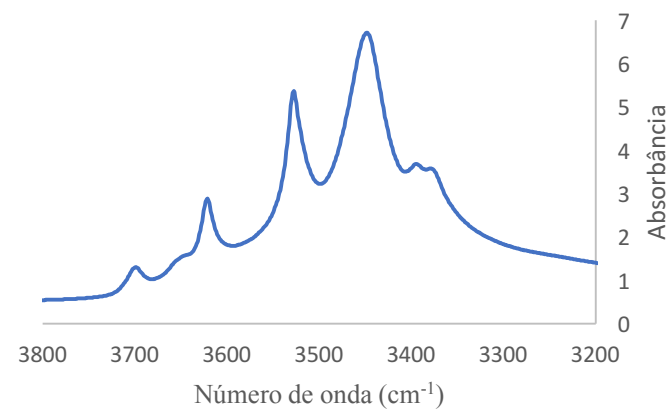
Resultados de FTIR na amostra T1P1 entre 0 e 30 cm de profundidade (fração argila).



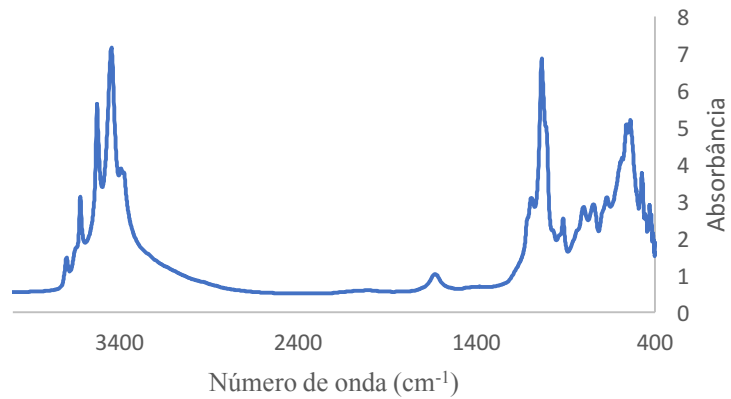
Resultados de FTIR na amostra T1P1, detalhe das bandas minerais entre 0 e 30 cm de profundidade (fração argila).



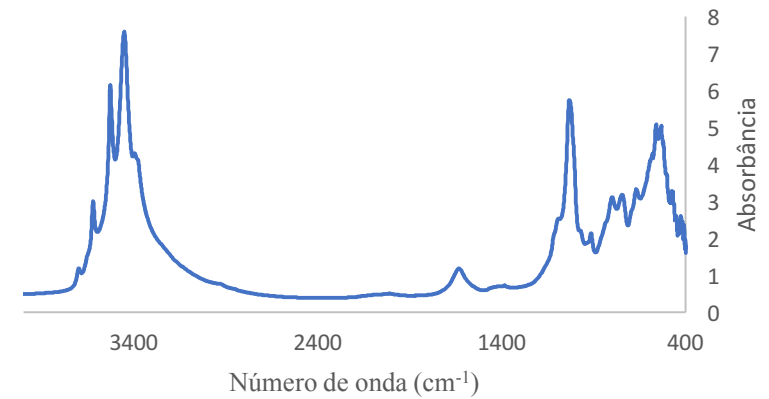
Resultados de FTIR na amostra T1P1 entre 30 e 83 cm de profundidade (fração argila).



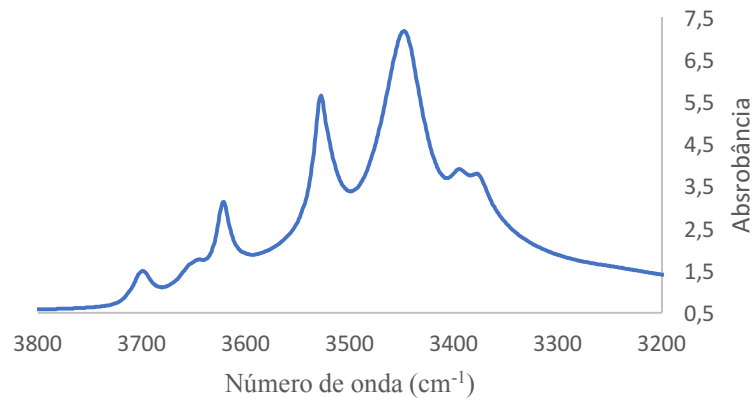
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P1 entre 30 e 83 cm de profundidade (fração argila).



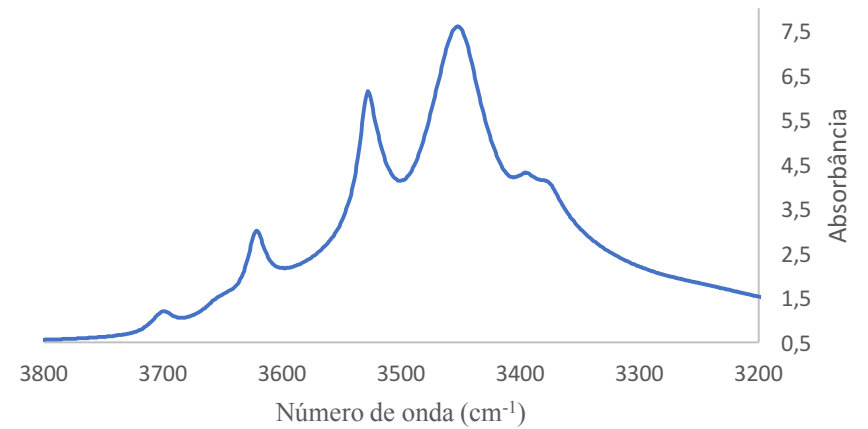
Resultados de FTIR na amostra T1P1 entre 250 e 260 cm de profundidade (fração argila).



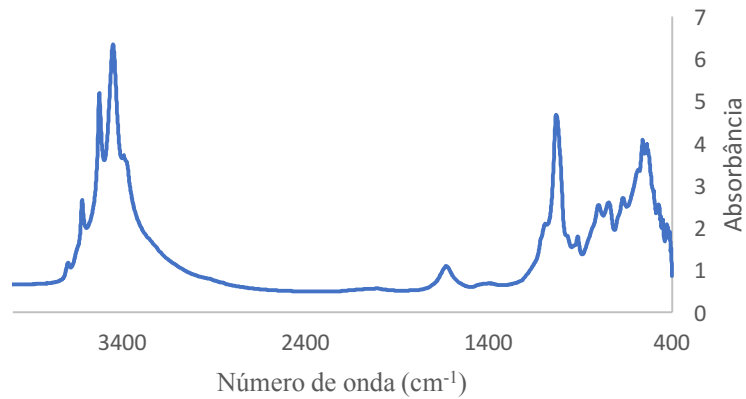
Resultados de FTIR na amostra T1P2 a 13 cm de profundidade (fração argila).



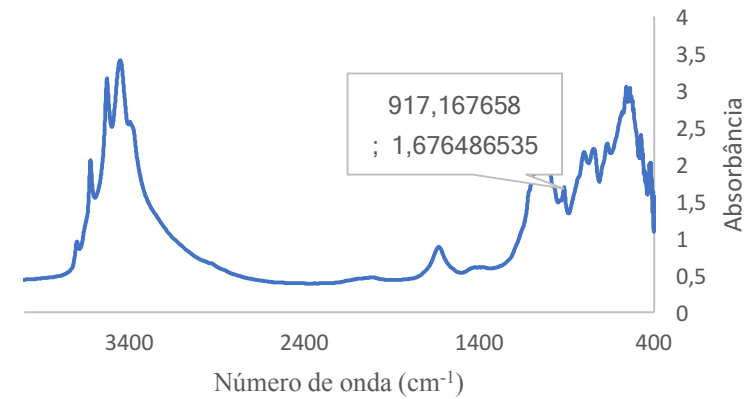
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P1 entre 250 e 260 cm de profundidade (fração argila).



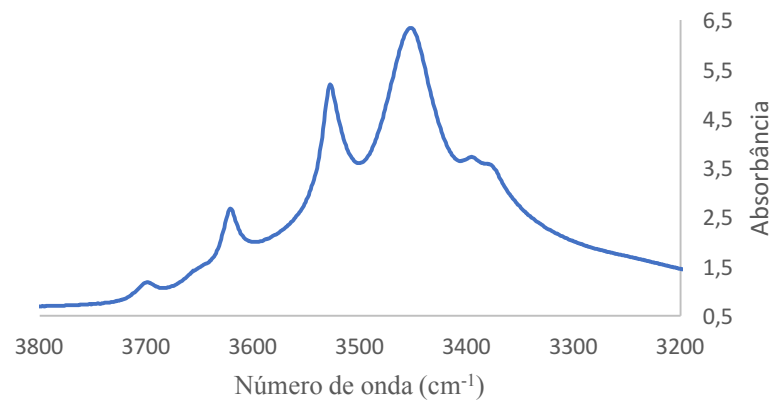
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P2 a 13 cm de profundidade (fração argila).



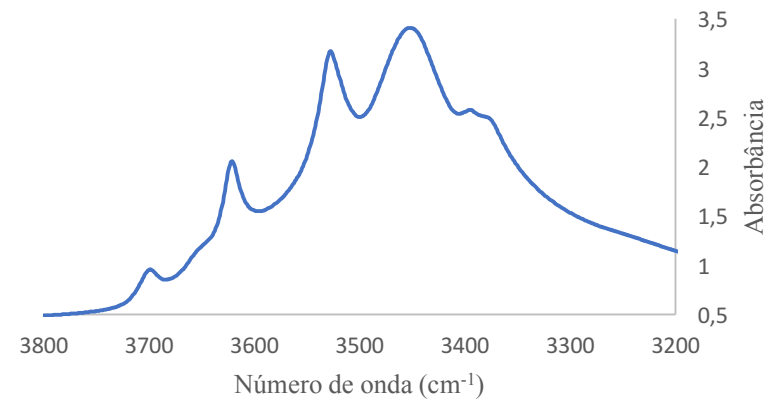
Resultados de FTIR na amostra T1P2 a 30 cm de profundidade (fração argila).



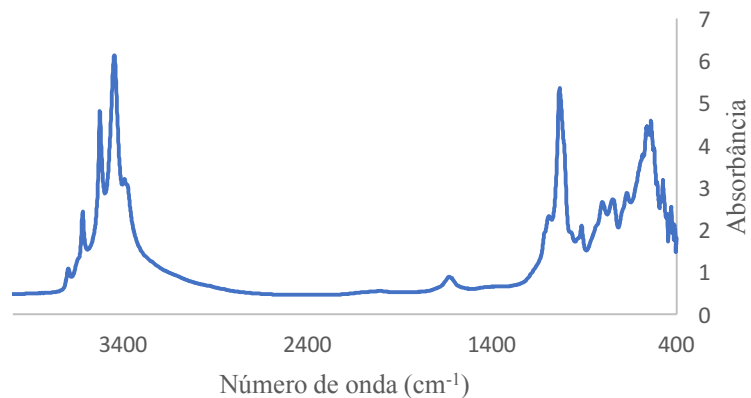
Resultados de FTIR na amostra T1P2 a 60 cm de profundidade (fração argila).



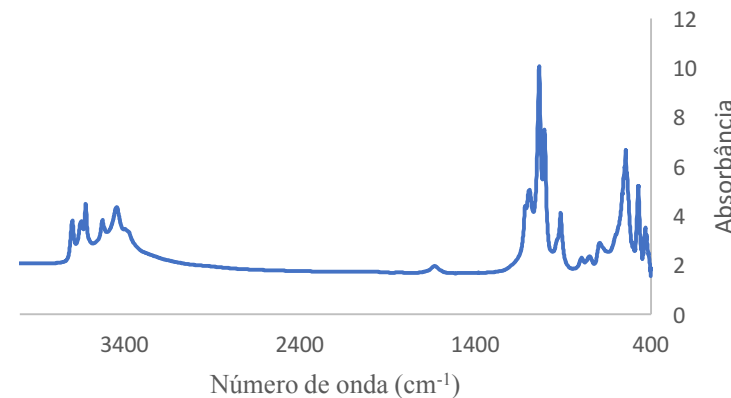
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P2 a 30 cm de profundidade (fração argila).



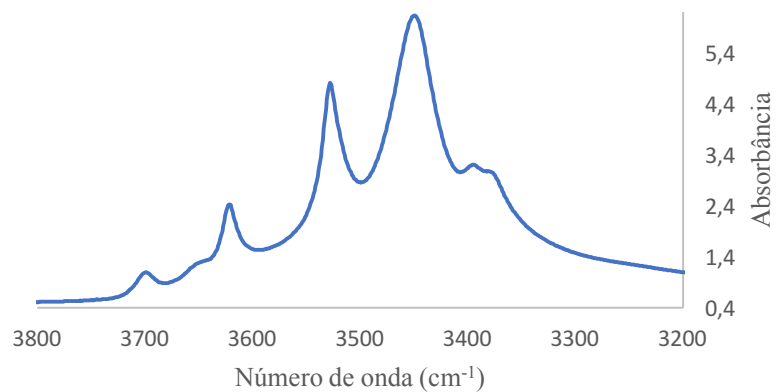
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P2 a 60 cm de profundidade (fração argila).



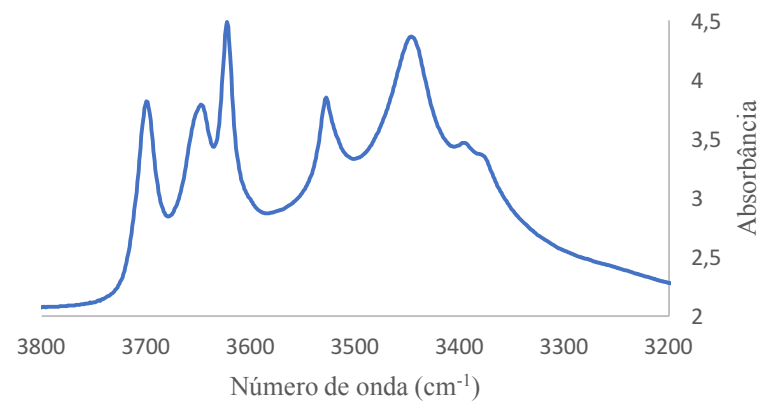
Resultados de FTIR na amostra T1P2 a 170 cm de profundidade (fração argila).



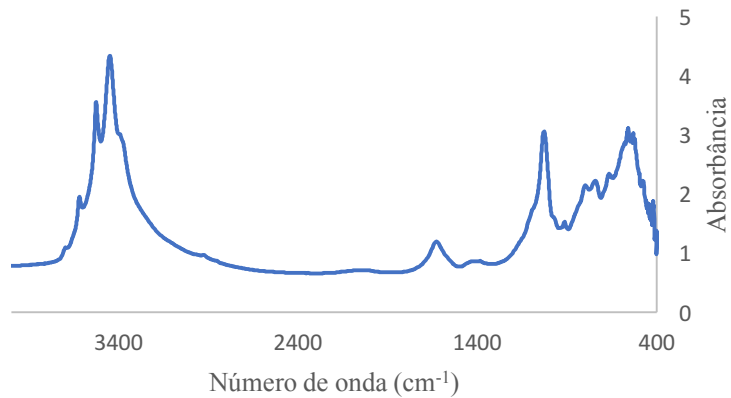
Resultados de FTIR na amostra T1P2 a 460 cm de profundidade (fração argila).



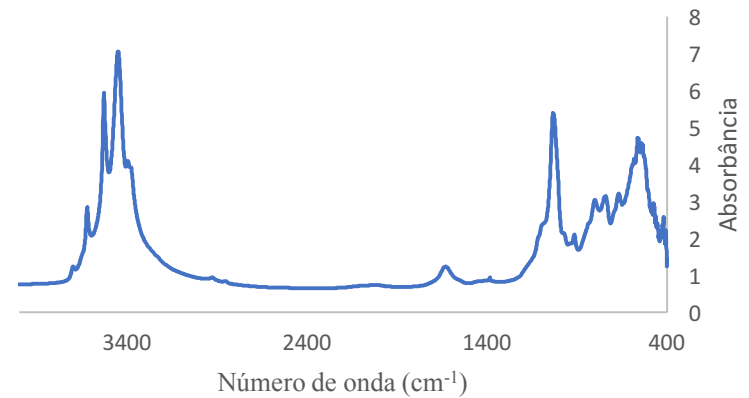
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P2 a 170 cm de profundidade (fração argila).



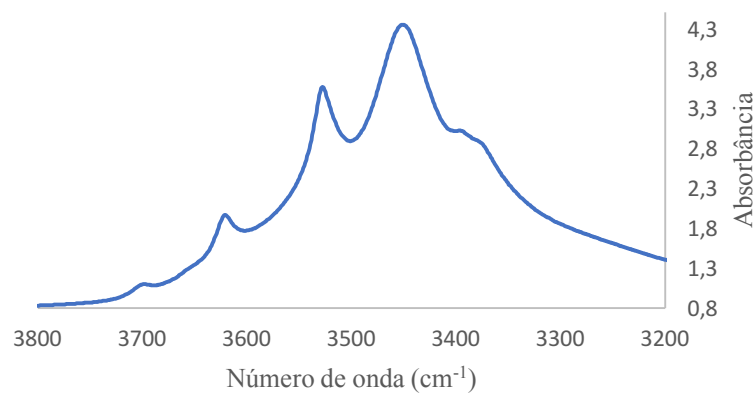
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P2 a 460 cm de profundidade (fração argila).



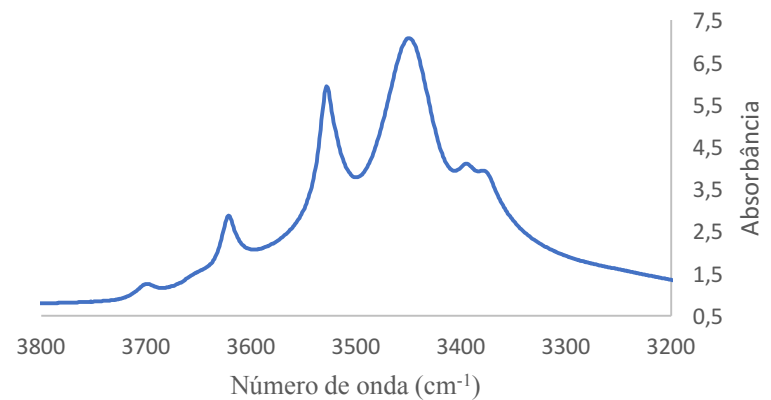
Resultados de FTIR na amostra T1P3 a 20 cm de profundidade (fração argila).



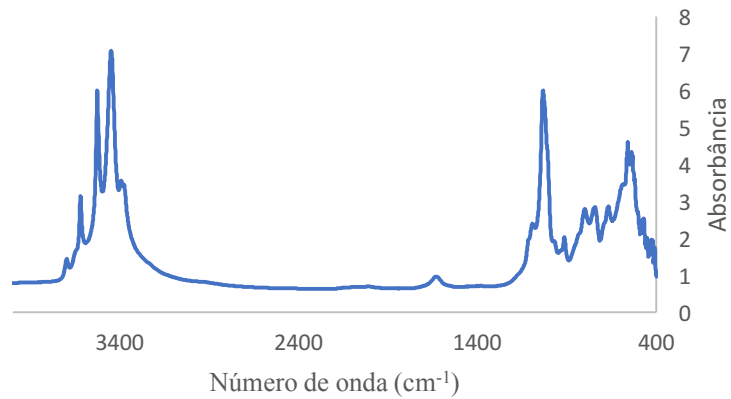
Resultados de FTIR na amostra T1P3 entre 33 e 69 cm de profundidade (fração argila).



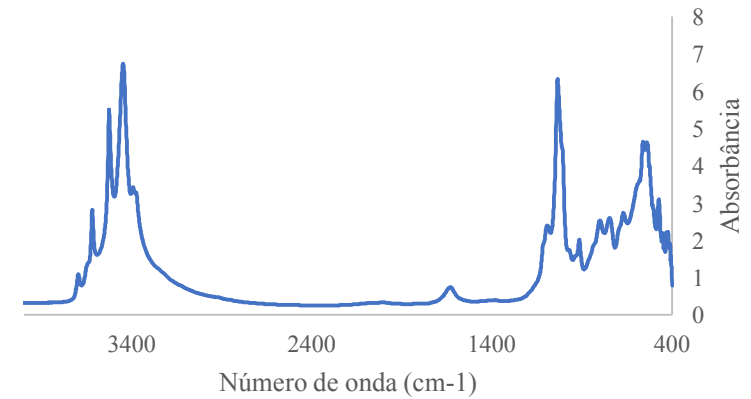
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P3 a 20 cm de profundidade (fração argila).



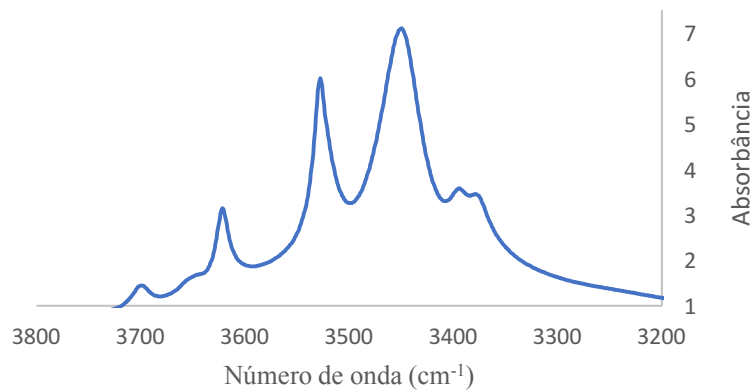
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P3 entre 33 e 69 cm de profundidade (fração argila).



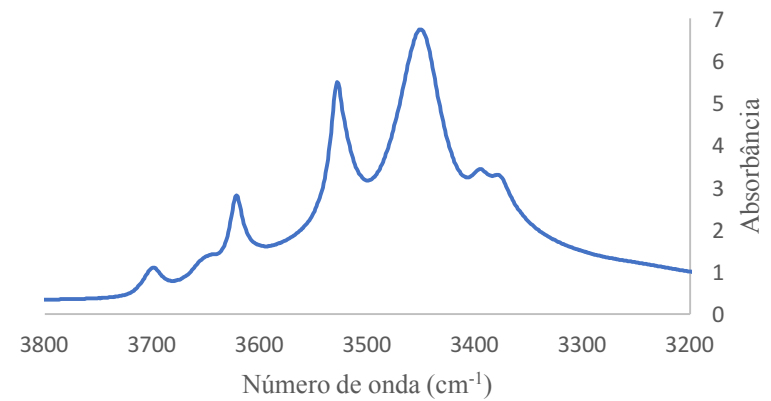
Resultados de FTIR na amostra T1P3 entre 80 e 88 cm de profundidade (fração argila).



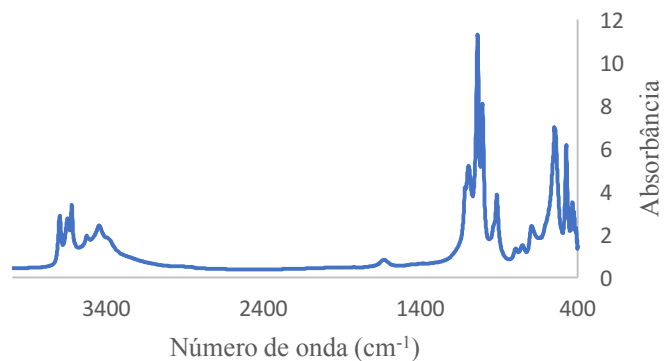
Resultados de FTIR na amostra T1P3 entre 160 e 170 cm de profundidade (fração argila).



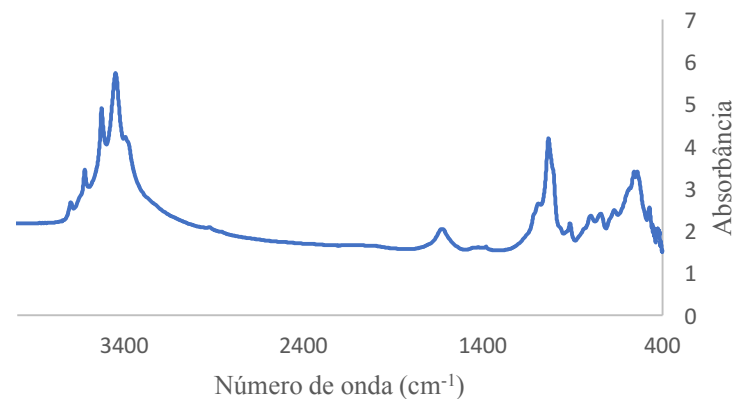
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P3 entre 80 e 88 cm de profundidade (fração argila).



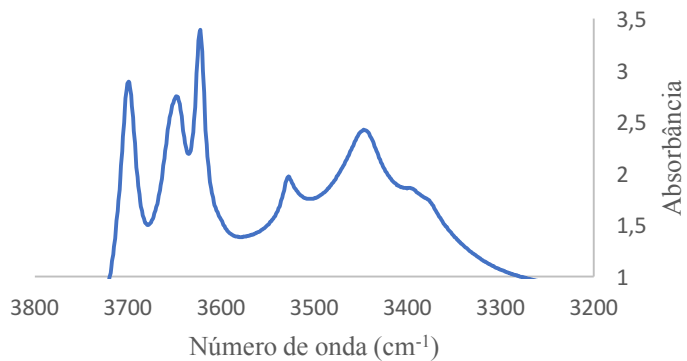
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P3 entre 160 e 170 cm de profundidade (fração argila).



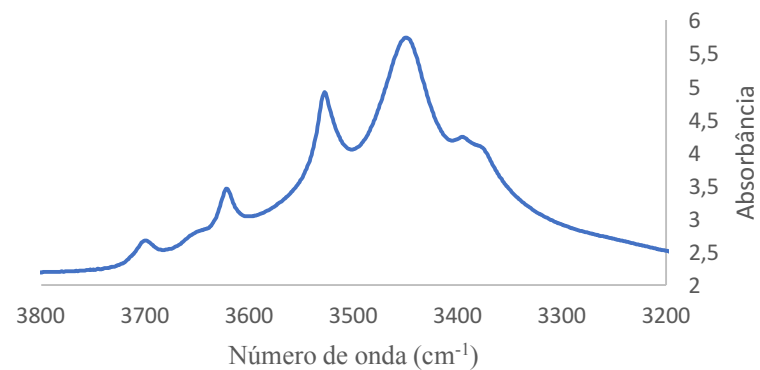
Resultados de FTIR na amostra T1P3 a 460 cm de profundidade (fração argila).



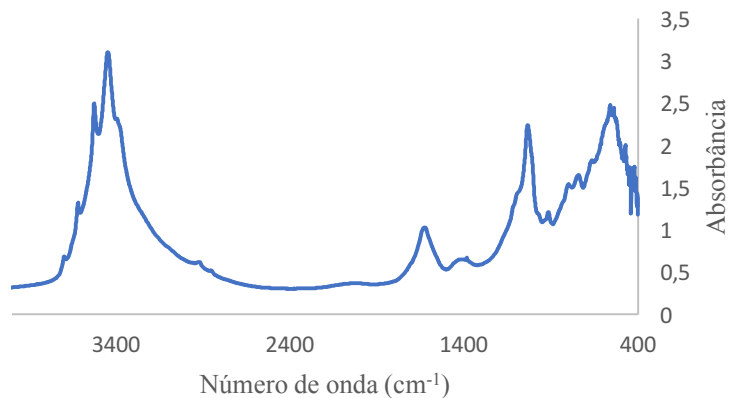
Resultados de FTIR na amostra T1P4 a 10 cm de profundidade (fração argila)



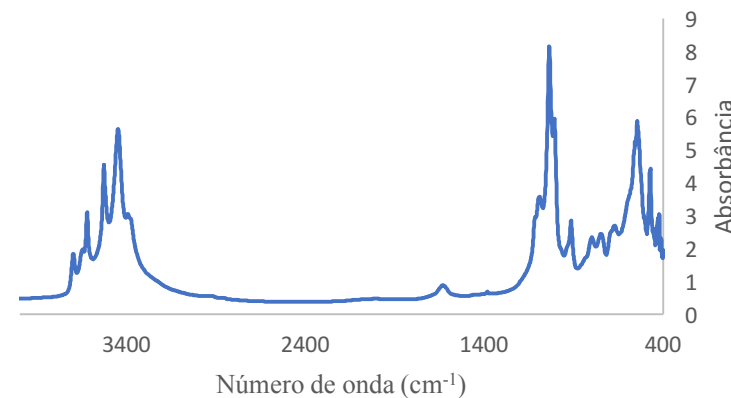
Detalhe dos resultados de FTIR na amostra T1P3 a 460 cm de profundidade (fração argila).



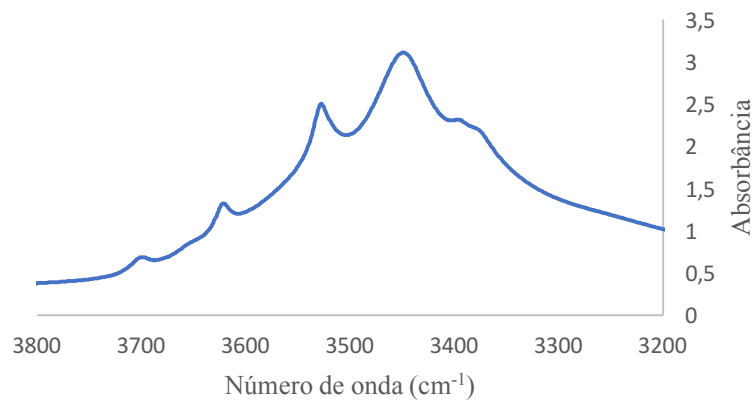
Resultados de FTIR na amostra T1P4 a 10 cm de profundidade (fração argila)



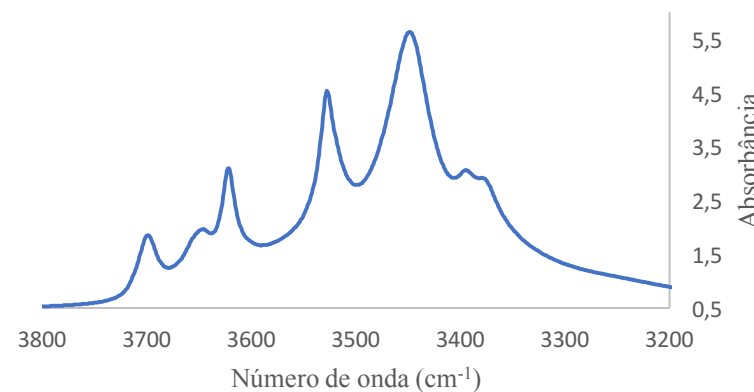
Resultados de FTIR na amostra T1P4 a 30 cm de profundidade (fração argila)



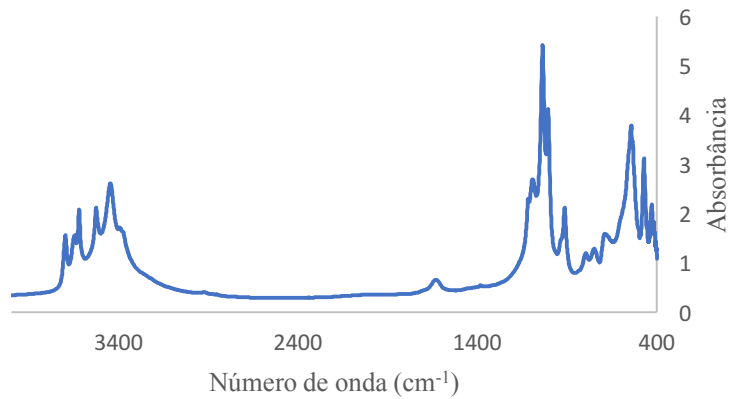
Resultados de FTIR na amostra T1P4 a 140 cm de profundidade (fração argila)



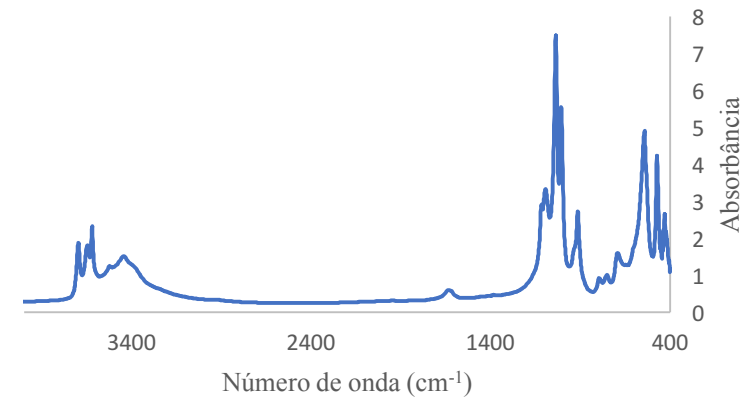
Resultados de FTIR na amostra T1P4 a 30 cm de profundidade (fração argila)



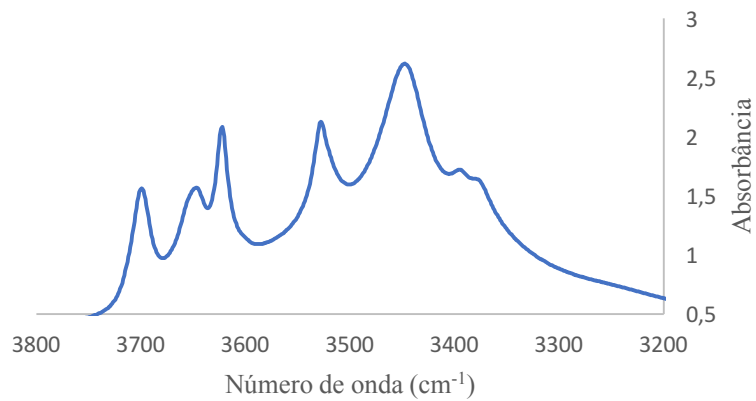
Resultados de FTIR na amostra T1P4 a 140 cm de profundidade (fração argila)



Resultados de FTIR na amostra T1P4 a 200 cm de profundidade (fração argila)



Resultados de FTIR na amostra T1P4 a 330 cm de profundidade (fração argila)



Resultados de FTIR na amostra T1P4 a 200 cm de profundidade (fração argila)

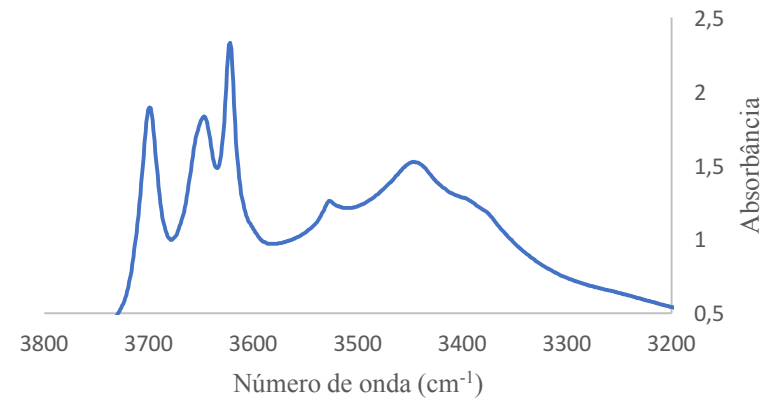


Figura 1 Resultados de FTIR na amostra T1P4 a 330 cm de profundidade (fração argila)