

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO

ISAMOR GOMES DO NASCIMENTO

**ESTABILIDADE DA MATÉRIA ORGÂNICA DE VERTISSOLOS, NO
SEMIÁRIDO DO ESTADO DO CEARÁ**

RECIFE

2024

Isamor Gomes do Nascimento

Engenheira Agrônoma

Estabilidade da matéria orgânica de Vertissolos, no semiárido do Estado do Ceará

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo.

Orientador: Prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza Júnior

**Recife
2024**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Sistema Integrado de Bibliotecas da UFRPE
Bibliotecário(a): Auxiliadora Cunha – CRB-4 1134

N244e Nascimento, Isamor Gomes do.
Estabilidade da matéria orgânica de Vertissolos,
no semiárido do Estado do Ceará / Isamor Gomes
do Nascimento. – Recife, 2024.
110 f.; il.

Orientador(a): Valdomiro Severino de Souza
Júnior.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal Rural
de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em
Ciência do Solo, Recife, BR-PE, 2025.

Inclui referências e anexo(s).

1. Gênese do solo. 2. Solos - Teor de compostos
orgânicos . 3. Regiões áridas. 4. FTIR 5. DSC/TG. I.
Júnior, Valdomiro Severino de Souza, orient. II.
Título

CDD 631.4

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

ISAMOR GOMES DO NASCIMENTO

Estabilidade da matéria orgânica de Vertissolos, no semiárido do Estado do Ceará

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo.

Aprovada em 19 de dezembro de 2024

Prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza Júnior
Orientador

Universidade Federal Rural de Pernambuco

BANCA EXAMINADORA

Dra. Jane Kelly Silva Araújo
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Prof. Dr. Marcelo Metri Correa
Universidade Federal do Agreste de Pernambuco

Profa. Dra. Paula Renata Muniz de Araújo
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Ademir de Oliveira Ferreira
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Dedico...

*Ao meu filho Oliver por ser meu combustível diário,
ao meu amado esposo por ser meu suporte e maior
incentivador. Minha querida mãe Sagamor (In
memoriam) e minha avó Carolina por nunca terem
desacreditado de mim.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, pela minha vida e daqueles que amo, e por tudo que Ele me proporciona, mesmo muitas vezes não entendendo.

A Universidade Federal Rural de Pernambuco pela oportunidade e qualidade de ensino na Pós-Graduação em Ciência do Solo.

A FACEPE pela concessão da bolsa.

Ao meu orientador prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza Júnior pelo apoio, compreensão, confiança e credibilidade que depositou em mim.

À Dr^a Jane Kelly Silva Araújo por todo o suporte que tem me dado, desde os primeiros momentos até o dia de hoje, com muita paciência e dedicação, não tenho palavras para agradecer o que você fez por mim e por essa pesquisa.

Ao prof. Dr. Ademir de Oliveira Ferreira pela disponibilidade, sugestões e discussões à cerca da minha tese, por me fazer sentir de fato uma pesquisadora e por dar importância ao que eu faço.

Aos professores da pós-graduação por todo ensinamento.

Aos membros do grupo de pesquisa por toda a vivência ao longo destes anos, em especial a Artur, que tantas vezes foi o meu suporte para execução e elaboração de análises, à Thayane, que chegou de repente e conquistou um lugar especial em meu coração, deixando toda a rotina mais leve com sua amizade e companheirismo.

Às amigas que fiz e levarei para vida, Nara e Marilya, por serem meu suporte, meu ponto de equilíbrio dentro da universidade, por muitas vezes serem um dos motivos de não desistir de algo ali dentro.

Aos amigos que fiz na pós-graduação, dentre eles Petrônio, por compartilharmos sentimentos parecidos à cerca de tanta coisa, você foi muito especial nesta trajetória. À Luiz Henrique, que desde o mestrado sempre deu suporte a minha pesquisa, mesmo sem ter obrigação alguma. Tenho uma profunda admiração pelo seu trabalho.

Ao técnico Pedro Henrique, por ser tão bom no que faz e sempre disposto a nos ajudar.

E por fim, mas tão mais especial, agradeço a minha família que é minha base nos melhores e piores momento da vida. Meu companheiro Luiz Henrique, por todo amor, ajuda, compreensão e carinho ao longo dessa jornada, sem você talvez nada disso fosse possível, você é quem me conhece e sabe de tudo que passei para conseguir concluir tal feito. Ao meu filho Oliver, que mostra da forma mais pura o que é o amor e a força que tenho para conseguir até mesmo aquilo que não imaginava. A minha irmã Isabela Maria que compartilhou parte desta

jornada comigo. À minha mãe Sagramor Gomes, que mesmo não estando mais presente neste plano, é responsável pela mulher que me tornei e o referencial que tenho, dona do meu amor. E, a minha avó Carolina José da Rocha, por ser a base da nossa família, acreditar que consigo ir longe, investir em minha educação desde pequena. Eu os amo.

Agradeço a todos que direta ou indiretamente contribuíram para minha formação.

“Por vezes sentimos que aquilo que fazemos não é senão uma gota de água no mar. Mas o mar seria menor se lhe faltasse uma gota”. (Madre Teresa de Calcutá)

Estabilidade da matéria orgânica de Vertissolos, no semiárido do Estado do Ceará

RESUMO

A formação dos solos na região semiárida do nordeste brasileiro é fortemente influenciada pelo material de origem, devido à baixa intensidade do efeito climático. Como resultado, os solos formados nesta região são predominantemente jovens, apresentando maior correlação com seu material de origem. Esta região abriga a maior diversidade de solos do país, incluindo os Vertissolos, conhecidos por seu potencial de contração e expansão. O estudo dos Vertissolos é essencial para entender os mecanismos de estabilização de carbono no solo, especialmente na região semiárida, onde a diversidade de solos é alta e os efeitos do clima são menos pronunciados. A estabilização da matéria orgânica é crucial para a manutenção da fertilidade e para o sequestro de carbono, contribuindo para a sustentabilidade agrícola e mitigação das mudanças climáticas. O principal objetivo desta pesquisa é caracterizar morfológicamente, fisicamente e quimicamente dois perfis de Vertissolos, visando compreender melhor o papel da estabilização de carbono e os diferentes mecanismos envolvidos neste processo na região semiárida. Foram selecionados e coletados dois perfis de solo em Madalena – CE. Amostras deformadas e indeformadas foram retiradas e posteriormente classificadas e descritas morfológicamente. O perfil 1 foi classificado como VERTISSOLO EBÂNICO Órtico e o perfil 2 como VERTISSOLO HÁPLICO Órtico. A caracterização física e química incluiu análises detalhadas para identificar as propriedades e comportamentos dos solos em estudo tais como fracionamento físico da matéria orgânica, FTIR, DSC/TG, e distribuição do estoque de carbono ao longo do perfil. Embora os perfis 1 e 2 apresentem mineralogia semelhante, eles exibem formas distintas de estabilização. O perfil 2 possui uma maior quantidade de grupos orgânicos em comparação com o perfil 1, o que influencia diretamente na estabilização da matéria orgânica. Por outro lado, o perfil 1 mostra uma relação organomineral mais ressaltada, provavelmente devido às pontes de cálcio (Ca), que desempenham um papel significativo na estabilização. A avaliação das propriedades dos Vertissolos contribui significativamente para o avanço do conhecimento sobre esses solos no ecossistema da caatinga. Este estudo proporciona uma base sólida para futuras pesquisas, ajudando a entender as potencialidades e limitações dos Vertissolos em termos de uso agrícola e conservação ambiental.

Palavras-chave: Pedogênese. Carbono Orgânico do Solo. Semiárido. FTIR. DSC/TG.

Stability of Organic Matter in Vertisols in the Semi-Arid Region of the State of Ceará

ABSTRACT

The formation of soils in the semi-arid region of northeastern Brazil is strongly influenced by the parent material, due to the low intensity of climatic effects. As a result, the soils formed in this region are predominantly young, showing a greater correlation with their parent material. This region hosts the greatest diversity of soils in the country, including Vertisols, known for their potential for contraction and expansion. The study of Vertisols is essential to understand the mechanisms of carbon stabilization in the soil, especially in the semi-arid region, where soil diversity is high, and climatic effects are less pronounced. The stabilization of organic matter is crucial for maintaining fertility and for carbon sequestration, contributing to agricultural sustainability and climate change mitigation. The main objective of this research is to morphologically, physically, chemically, and mineralogically characterize two profiles of Vertisols, aiming to better understand the carbon stabilization and the different mechanisms involved in this process in the semi-arid region. Two soil profiles were selected and collected in Madalena – CE. Disturbed and undisturbed samples were taken and subsequently classified and described morphologically. Profile 1 was classified as ORTHIC EBANIC VERTISOL and profile 2 as ORTHIC HAPLIC VERTISOL. The physical, chemical, and mineralogical characterization included detailed analyses to identify the properties and behaviors of the soils under study, such as physical fractionation of organic matter, FTIR, DSC/TG, and distribution of carbon stock along the profile. Although profiles 1 and 2 have, they exhibit different forms of stabilization. Profile 2 has a greater amount of organic groups compared to profile 1, which directly influences the stabilization of organic matter. On the other hand, profile 1 shows a more pronounced organo-mineral relationship, probably due to calcium (Ca) bridges, which play a significant role in stabilization. The evaluation of the properties of Vertisols significantly contributes to advancing knowledge about these soils in the caatinga ecosystem. This study provides a solid basis for future research, helping to understand the potentialities and limitations of Vertisols in terms of agricultural use and environmental conservation.

Keywords: Pedogenesis. Soil Organic Carbon. Semi-arid. FTIR. DSC/TG.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Dinâmica da matéria orgânica do solo (FONTANA, 2009)	24
Figura 2 - Mapa geológico da região dos perfis 1 e 2 extraída do RELATORIO FAPESP 2020/16446-1.....	30
Figura 3 - Amplitude topográfica (relief) da área, com a localização do P1 e P2.....	31
Figura 4 - Mapa de solos com a localização das trincheiras	31
Figura 5 - Perfis 1 (P1) – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico (Madalena – CE) com destaque para intemperização do Anfibolito	32
Figura 6 - Perfis 2 – VERTISSOLO HÁPLICO Órtico (Madalena – CE) com destaque para intemperização do Gnaiss	33
Figura 7 - Distribuição do estoque de C em Mgha-1 ao longo do perfil de solo para P1 e P2	47
Figura 8 – Fracionamento físico da matéria orgânica do P1 por método granulométrico	51
Figura 9 – Fracionamento físico da matéria orgânica do P1 (expresso em porcentagem do Corg total) por método granulométrico	51
Figura 10 – Fracionamento físico da matéria orgânica do P2 por método granulométrico	52
Figura 11 – Fracionamento físico da matéria orgânica do P2 (expresso em porcentagem do Corg total) por método granulométrico	52
Figura 12 - C total por analisador elementar do Vertissolo Ebânico e do Vertissolo Háptico, com comparativo entre tratamentos	57
Figura 13 - Espectro de FTIR da matéria orgânica do solo de todos os horizontes do perfil P1 – Vertissolo Êbanico órtico	58
Figura 14 - Espectro de FTIR da matéria orgânica do solo de todos os horizontes do perfil P2 -Vertissolo Háptico ortico	58
Figura 15 - Espectro de FTIR do horizonte ebânico (Bv) do P1 com e sem tratamento com H ₂ O ₂ , com colunas tracejadas de cor cinza indicando bandas de absorção dos grupos (C – H) e (C = O/C – O)	59
Figura 16 - Espectro de FTIR do horizonte A do P1 com e sem tratamento com H ₂ O ₂ , com colunas tracejadas de cor cinza indicando bandas de absorção dos grupos (C – H) e (C = O/C – O)	59
Figura 17 – Comparativo entre as extrações seletivas de ferro do P1	65

Figura 18 – Comparativo entre as extrações seletivas de ferro do P1.....	65
Figura 19 - Índice de grau de intemperismo (CIA) para o P1 e P2 calculado a partir dos dados obtidos com FRX	68
Figura 20 - Evolução de CO ₂ (C-CO ₂ TOTAL mg) ao longo do tempo de incubação (42 dias) no para P1 e P2	69
Figura 21 - Análise de componentes principais para os perfis estudados refletindo semelhança geoquímica	71
Figura 22 - Análise de componentes principais para os perfis estudados para estabilidade do carbono orgânico no solo	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Atributos físicos dos VERTISSOLOS estudados no município de Madalena – CE	40
Tabela 2 - Atributos morfológicos do VERTISSOLO EBÂNICO (P1) e VERTISSOLO HÁPLICO (P2) estudados nos municípios de Madalena -CE	42
Tabela 3 - Atributos Químicos dos solos P1 e P2 no município de Madalena-PE.....	45
Tabela 4 - Caracterização da matéria orgânica nos perfis estudados.....	54
Tabela 5 - Resultados de analisador elementar referentes ao C e N total do P1 e P2, relações C:N e carbonatos encontrados por diferença.....	55
Tabela 6 - Parâmetros DSC e TG de solo inteiro: picos de temperaturas (°C) referentes à DSC; e perdas de peso (%) referentes à TG. Primeira reação endotérmica (1°End), primeira reação exotérmica (1°Exot) e segunda reação exotérmica (2°Exot). Percentagem relativa da primeira perda de peso em relação à perda de peso total (1Exo%) para P1 e P2.....	61
Tabela 7 - Parâmetros DSC e TG de solo inteiro tratado com H ₂ O ₂ : picos de temperaturas (°C) referentes à DSC; e perdas de peso (%) referentes à TG. Primeira reação endotérmica (1°End), primeira reação exotérmica (1°Exot) e segunda reação exotérmica (2°Exot). Percentagem relativa da primeira perda de peso em relação à perda de peso total (1Exo%).....	63
Tabela 8 - Extração seletiva dos solos estudados (P1 e P2) no município de Madalena -CE..	64
Tabela 9 - Valores semiquantitativos de óxidos determinados por FRX do P1 no município de Madalena – CE com e sem tratamento de HCL.....	67
Tabela 10 - Valores semiquantitativos de óxidos determinados por FRX do P2 no município de Madalena – CE com e sem tratamento de HCL.....	68
Tabela 11 - Coletânea de resultados referentes ao Carbono relacionado a atividade microbiana, constando o C-CO ₂ total (42 dias), irradiado e não irradiado, carbono da biomassa e sua porcentagem do carbono total do solo, além do quociente microbiano.....	70

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	17
1.1 Hipóteses	18
1.2 Objetivos.....	18
1.2.1 <i>Objetivo Geral</i>	18
1.2.2 <i>Objetivos Específicos</i>	18
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	19
2.1 Material de origem como fator de formação	19
2.2 O Carbono	20
2.3 Matéria Orgânica do Solo.....	22
2.4 Proteção e permanência do C orgânico no solo.....	24
2.5 Associação entre o C orgânico e minerais do solo.	26
2.6 O papel dos organismos na permanência do C.....	28
2.7 Melanização e o acúmulo de C em Vertissolos.....	29
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	30
3.1 Descrição da área de estudo.....	30
3.2 Seleção de perfis, descrição e amostragem	33
3.2.1 Perfil 1 e Perfil 2 – Madalena -CE	33
3.3 Análise granulométrica.....	34
3.3.1 <i>Fracionamento físico granulométrico da matéria orgânica do solo</i>	34
3.4 Análises químicas	35
3.5 <i>Análises de carbono no solo</i>	36
3.5.1 <i>Carbono Solúvel em Água</i>	36
3.5.2 <i>Equivalente de carbonato de cálcio</i>	36
3.5.3 <i>Carbono e nitrogênio total por analisador elementar</i>	36
3.5.4 <i>Substâncias Húmicas</i>	36

3.5.5 Composição estrutural de COS com oxidação por H ₂ O ₂ e suas características espectroscópicas.	37
3.5.6 FTIR e DSC-TG	37
3.6 Extração seletiva de ferro, pirofosfato e análise total	37
3.7 Análises microbiológicas	38
3.8 Análise de dados	40
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
4.1 Atributos morfológicos e físicos	41
4.2 Atributos químicos	43
4.3 Composições da matéria orgânica do solo	46
4.3.1 Carbono Orgânico Total e Estoque de Carbono	46
4.3.2 Carbono Solúvel em Água e Substâncias húmicas	47
4.3.3 Carbono do Fracionamento Físico Da Matéria Orgânica.....	50
4.3.4 C e N total por Analisador elementar e suas relações	55
4.3.5 Composição estrutural de COS com oxidação por H ₂ O ₂ e suas características espectroscópicas.	57
4.3.6 DSC e TG.	61
4.4 Extração Seletiva de Ferro e análise total.....	63
4.5 Atributos biológicos	68
4.6 Análises De Componentes Principais – PCA	71
5 CONCLUSÕES	73
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	74

1 INTRODUÇÃO

Um dos elementos químicos essenciais para o estabelecimento da vida no planeta é o carbono, devido à sua capacidade de formação de compostos diversos. A matéria orgânica do solo atua de forma preponderante para que o carbono seja retido no solo, porém esta estabilidade em solos da região semiárida é bastante afetada pelas mudanças climáticas, visto que a caatinga é sensível às mudanças biogeoquímicas, interferindo assim na dinâmica de carbono orgânico nestes solos.

O semiárido nordestino é bastante variado quando consideramos os solos que nele se fazem presentes. A variabilidade do intemperismo químico, embora incipiente na região semiárida rege os processos pedogenéticos e diferentes combinações entre eles, o que ocasiona as diferentes características evolutivas dos solos. Diferentes materiais de origem possuem constituições mineralógicas distintas que, por sua vez influenciam em várias propriedades do solo, como a reatividade, CTC, e podem contribuir para atenuar os impactos ambientais.

O carbono pode ser fixado no solo de forma indireta ou direta, quando o CO₂ atmosférico é fixado em uma forma inorgânica estável e sólida no solo, é a forma direta. Quando fixado indiretamente, é chamado de carbono orgânico do solo. O sequestro de carbono refere-se de modo geral a absorção de substâncias contendo carbono em um reservatório de maior permanência.

A matéria orgânica do solo é agrupada de duas formas, ativa e passiva, onde a fração ativa é referente ao carbono lábil, composta por substâncias de baixo peso molecular, resíduos frescos de plantas e animais, além da biomassa microbiana, esta fração é de fácil mineralização pelos microrganismos do solo, enquanto a fração passiva, refere-se a forma estável, intrinsecamente resistente ao ataque microbiano, frequentemente protegidas pela associação com os componentes minerais do solo.

A estabilização do C orgânico nos minerais do solo é responsável por uma grande maioria do C orgânico total e pela sua permanência em uma longa escala de tempo, não sendo facilmente perdido.

1.1 Hipóteses

A quantidade e distribuição do COS nos solos estudados está relacionada à natureza do material de origem dos solos, controlada pelas formas de Ferro livre e pela composição química da MOS

1.2 Objetivos

1.2.1 *Objetivo Geral*

Estudar a estabilidade e acúmulo de matéria orgânico em dois Vertissolos desenvolvidos de materiais de origem distintos.

1.2.2 *Objetivos Específicos*

- Realizar a extração seletiva de ferro por DCB, Oxalato Ácido de Amônio e pirofosfato de sódio;
- Quantificar o carbono e nitrogênio total do solo;
- Calcular o estoque de carbono
- Quantificar o C da biomassa microbiana; C lábil.
- Fracionar as substâncias húmicas nos solos a serem estudados
- Avaliar frações de C lábeis e resistentes a biodegradação por métodos químicos;
- Avaliar a atividade microbiana e o potencial de mineralização da MOS;
- Identificar a natureza química (estruturas e grupos funcionais) da MOS por meio de técnicas espectroscópicas (FTIR);
- Identificar a natureza térmica da MOS por técnicas termodegradativas (DSC-TG);
- Realizar o Fracionamento físico densimétrico da matéria orgânica do solo;
- Identificar os processos pedogenéticos que governam o acúmulo de C.
- Correlação entre as variáveis através da análise de componentes principais - PCA

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Material de origem como fator de formação

Em 1941, Jenny assinalou que o material de origem representa o tempo zero da história do solo e assume grande complexidade na pedogênese, em razão da influência de sua composição mineral na taxa de intemperização (JENNY, 1941; SCHAELTZL; ANDERSON, 2005). O solo resulta da ação simultânea de cinco fatores de formação: Clima, tempo, relevo, material de origem e organismos (JENNY, 1941) e dos processos de perda, adição, transformação e translocação. A atuação desses processos em diferentes intensidades e de acordo com a interação com os fatores de formação são responsáveis pela variabilidade dos tipos de solos de uma determinada paisagem (BRADY; WEIL, 2013). Esses processos são responsáveis pela transformação da rocha em solo, diferenciando-se desta por ser constituído de uma sucessão vertical de camadas que diferem entre si na cor, espessura, granulometria, conteúdo de matéria orgânica e nutrientes para plantas (VESTERDAL et al., 2012). Com exceção do hidrogênio, oxigênio, carbono e nitrogênio, os demais nutrientes tais como cálcio, magnésio, potássio e fósforo, provêm dos minerais presentes nas rochas que, ao se decomporem pela ação do intemperismo, liberam esses elementos para o solo para serem absorvidos pelos vegetais.

O material de origem tem um papel fundamental na formação das propriedades do solo, tais como pH, textura, mineralogia e umidade, além de também desempenhar papel nas comunidades microbianas in situ (BROCKETT et al., 2012; CHAO et al., 2011; DELGADO BAQUERIZO; ELDRIDGE, 2019; DENG et al., 2015; HECKMAN et al., 2009) devido a sua composição química e mineralógica, cor e textura (BRADY; WEIL, 2013). O material de origem atua também no fornecimento de macro e micronutrientes para o crescimento das plantas e de microrganismos no solo, portanto, possui a capacidade de moldar não só as propriedades do solo, mas também estrutura das comunidades de microrganismos no solo (H. AKA, 2018).

Notadamente o material de origem exerce influência em diversos atributos do solo, mesmo naqueles onde o grau de desenvolvimento pedogenético é elevado. (SCHAELTZL; ANDERSON, 2005; BUOL et al., 2011). O semiárido Nordeste ocupa aproximadamente 750 mil km² do Nordeste brasileiro, o que corresponde a cerca de 60% do território desta região. Constitui um cenário bastante peculiar, por vezes divergentes das áreas circunvizinhas,

sobretudo no que diz respeito às características bioclimáticas, que, dentro de certos limites condicionam a formação dos solos (LEAL et al., 2003; MELO FILHO; SOUZA, 2003).

A influência do material de origem com o estoque de carbono orgânico do solo (SOC) tem recebido pouca atenção (BARRÉ et al., 2017; HECKMAN et al., 2009) quando comparada a outras pesquisas de investigação em diferentes escalas e possíveis fatores de controle de influência (por exemplo, BARITZ et al., 2010; JANSSENS et al., 2005; JOBBÁGY; JACKSON, 2000; JONES et al., 2005; SAIZ et al., 2012; WIESMEIER et al., 2014). Onde as diferenças nos estoques de SOC têm sido relacionadas ao tipo de vegetação e ao clima (GRAY et al., 2016; JOBBÁGY; JACKSON, 2000; JOHNSON et al., 2011; SAIZ et al., 2012). Em escalas menores, relacionado a biota do solo, a acidez do solo ou as espécies vegetais (MUELLER et al., 2015; VESTERDAL et al., 2013) foram identificadas como fatores importantes. A forma como as propriedades do material de origem afeta a entrada de matéria orgânica ou se traduzem em mecanismos de estabilização do carbono orgânico do solo (WAGAI et al., 2008), como associação orgânico-mineral ou agregação (VON LÜTZOW et al., 2006, 2008), é uma questão amplamente não resolvida (PRECHTEL et al., 2009).

2.2 O Carbono

O armazenamento de Carbono (C) no globo terrestre é dividido principalmente em cinco compartimentos, são eles: Oceânico, geológico, pedológico, biótico e atmosférico. Todos esses compartimentos estão interconectados e o C circula entre eles (LAL, 2004). O maior reservatório é o geológico (crosta terrestre), com cerca de 90.000.000 Pg de C (SUNDQUIST, 1993), porém apesar desta quantidade, o C geológico não participa da ciclagem, exceto por uma pequena fração que compreende o carvão, óleo e gás. Ao falar de matéria orgânica do solo, sabe-se que ela representa o maior reservatório de carbono (C) em ambiente terrestre (HEDGES, et al., 2020), armazenando muito mais C do que a atmosfera e a biomassa juntas (MAYER et al., 2020), onde grande parte desse C, em torno de 70% está localizado na matéria orgânica do solo, no subsolo, abaixo de 20 cm de profundidade (BATJES, 2014). Cujas quantidades e propriedades podem variar sob condições naturais, dependendo de fatores ambientais, desde o material de origem, as propriedades do solo, o clima e o uso da terra (DE NOBILI et al., 2020, JAMROZ; JERZYKIEWICZ, 2021). O Carbono é o elemento químico essencial para o estabelecimento da vida no planeta, devido a sua capacidade de formação de compostos diversos, entre eles proteínas, carboidratos, lipídeos e pigmentos, por sua propriedade de formar até 4 ligações covalentes entre si e com outros elementos (MELO FILHO; SOUZA, 2006).

No ciclo do carbono, o dióxido de carbono (CO_2) atmosférico é advindo das reações químicas que ocorrem nos oceanos, da respiração e da decomposição e queima de resíduos orgânicos, enquanto o estoque de carbono é controlado pela diferença entre a adição e decomposição do material orgânico.

A matéria orgânica do solo é oriunda de organismos vegetais, diferentes espécies terão diferentes composições, e por animais existentes no solo ou depositados. Ou seja, pode ser definida como todo material orgânico, vegetal ou animal, liteira, fragmentos de resíduos, biomassa microbiana, compostos solúveis e a matéria orgânica ligada intimamente aos argilominerais do solo (STEVENSON, 1994).

O sequestro de carbono no solo é definido por Burras et al. como a fixação direta e indireta do CO_2 atmosférico em uma forma sólida estável no solo. O carbono fixado diretamente é chamado de carbono inorgânico do solo (SIC), enquanto o carbono fixado indiretamente é chamado de carbono orgânico do solo (SOC) (BURRAS et al., 2001). Se trata do processo de transferência do dióxido de carbono da atmosfera para o solo por meio das plantas, resíduos de plantas e outros sólidos orgânicos, que são armazenados e mantidos na unidade ou como parte da matéria orgânica do solo (MOS) (OLSON et al., 2013). De modo geral, o sequestro de carbono refere-se à absorção de substâncias contendo carbono (C), e, em particular o dióxido de carbono (CO_2) em um outro reservatório e com maior tempo de residência (IPCC, 2007). Globalmente, é relatado que os solos possuem sequestro de carbono de 0,4 a 0,8 Pg (Pentagramas (Pg) de dióxido de carbono para a atmosfera (1 Pentagrama = 1 Gigatonne = 10^{15} g) (IPCC, 2001). Desempenhando assim o papel de sumidouro de C e consequentemente reduzindo a concentração de CO_2 , que é um gás de efeito estufa da atmosfera (ABDULLAHI et al., 2018; PHAM et al., 2018).

As pequenas mudanças nos estoques de C do solo têm um efeito significativo no ciclo global do C. portanto, a decomposição do carbono orgânico do solo (SOC) é um mecanismo potencial de retroalimentação para as mudanças climáticas (STOCKMANN et al., 2013; HICKS PRIES et al., 2017). O equilíbrio entre a decomposição e o armazenamento do SOC é perturbado pela oxidação (MODAK et al., 2019). Vários fatores naturais e antropogênicos podem afetar significativamente a perda de SOC, alterando o ambiente oxidativo, como perturbações naturais (frequência de chuvas e serapilheira vegetal) (CHEN et al., 2018; YAN et al., 2018), aquecimento global (WANG et al., 2019A), conversão de ecossistemas naturais para agrícolas (MUKUMBUTA et al., 2019), práticas de preparo do solo (MILLER et al., 2019), desmatamento (KARHU et al., 2011) e reflorestamento (FENG et al., 2018). A exemplo de solos com alta fertilidade natural, sob vegetação nativa, estão perto da sua capacidade limite

em estocar carbono (CHUNG; GROVE; SIX, 2008). Enquanto perdas ocorrem pela liberação de CO₂ na respiração, pela decomposição microbiana dos resíduos e da matéria orgânica do solo, por erosão e lixiviação. O armazenamento do carbono influenciado pela erosão, redistribui o carbono pela paisagem, ou seja, enquanto áreas perdem carbono, outras podem ganhar. A magnitude desse processo, depende direta ou indiretamente do manejo do solo (MIELNICZUK, 2008).

2.3 Matéria Orgânica do Solo.

Constitui um sistema muito complexo onde seu entendimento ainda é difícil de ser feito, com resíduos de plantas e animais em vários graus de decomposição, além dos produtos excretados pelos organismos vivos e produtos de síntese originados à custa dos anteriores. Essa heterogeneidade induz a definição de compartimentos, podendo ser explicados por diferentes modelos conceituais, baseados em localização, composição química ou grau de estabilidade do material orgânico (DIEKOW, 2003).

A MOS possui compostos orgânicos heterogêneos com variado grau de complexidade e diversidade estrutural (CARTER, 2001). Certa constância é observada nos componentes básicos das plantas, variando em percentual dos constituintes estruturais (EAKSMAN, 1936). Em termos percentuais de peso do vegetal seco, os componentes dos vegetais são, comumente, divididos em seis grandes grupos: (1) Celulose (15 - 60%); (2) Hemicelulose (10 -30%); (3) Lignina (5 - 30%); (4) Fração solúvel em água (5 - 30% incluindo açúcares, aminoácidos e ácidos alifáticos); (5) Fração solúvel em éter ou em álcool (1 - 15% Incluído gorduras, óleos e ceras) e (6) Proteínas (1- 10%). Por outro lado, Dick et al. (2009), reportam que 90% da estrutura da MOS é composta de carbono, oxigênio, nitrogênio e hidrogênio (em média 55, 34, 3 e 5%, respectivamente). Os constituintes minerais usualmente encontrados na cinza variam de 1 - 12%. A idade da planta influencia na proporção relativa dos componentes. Assim, plantas mais jovens são mais ricas em proteínas, minerais e na fração solúvel em água, enquanto, à medida que a planta envelhece, as frações celulose, hemicelulose e ligninas aumentam. Durante a decomposição da matéria orgânica pela ação de enzimas e microrganismos, alguns componentes são mais prontamente utilizados do que outros. A fração solúvel em água e proteínas são os primeiros compostos a serem metabolizados. A celulose e hemicelulose não desaparecem com a mesma intensidade, sendo a permanência destes compostos solo muito curta. As ligninas são altamente resistentes, tornando-se, às vezes, relativamente mais abundantes na matéria orgânica em decomposição. A relação carbono/nitrogênio (C:N) pode determinar a cinética da decomposição.

A MOS pode ser dividida em fração ativa e passiva, onde a ativa, também denominada de carbono lábil, é composta por substâncias húmicas de baixo peso molecular, por resíduos de plantas e animais (Fração leve ou particulada) e seus produtos primários de decomposição, além da biomassa microbiana (STEVENSON, 1994) esta fração, lábil, corresponde às formas que seriam de fácil mineralização pelos microrganismos do solo, servindo de fonte de nutriente para as plantas e de energia e C aos microrganismos do solo (SILVA; MENDONÇA, 2007). Já a fração passiva, ou estável, é composta pelas substâncias húmicas (ácidos fulvicos, ácidos húmicos e humina) e outras macromoléculas orgânicas intrinsicamente resistentes ao ataque microbiano, e é protegida pela associação com componentes minerais do solo, podendo estar também integrando de forma inacessível aos microrganismos.

A transformação da MOS em Substâncias húmicas começa na conversão do resíduo vegetal inerte em produtos mais processados e automaticamente mais estáveis, sendo ricos em anéis aromáticos e quinonas (LIANG et al., 2017) ou estruturas protegidas da mineralização, cujas unidades de formação são fracamente associadas à componentes hidrofóbicos (PICCOLO, 2016) os quais são mais resistentes a decomposição. As substâncias húmicas geradas neste processo de humificação são adsorvidas hidrofobicamente na argila do solo e/ou adsorvidas quimicamente por óxidos. A composição química (natureza química) da MOS reflete a vegetação que lhe deu origem, material de origem do solo, clima e perturbação que ocorrem no solo.

As substâncias húmicas (SH) podem ser separadas conforme a sua solubilidade em água em três categorias: humina (HU), refere-se à fração insolúvel em todo intervalo de pH e está fortemente ligada à fração mineral do solo; ácido fúlvico (AF), atribuído a fração solúvel desde a faixa ácida até a alcalina do pH; e ácido húmico (AH), fração insolúvel em pH na faixa ácida. A composição e características das frações húmicas variam conforme sua estrutura química, sendo que os AF possuem menor conteúdo de carbono e massa molecular (500-1.500 Daltons), conseqüentemente, menores graus de condensação (segundo o modelo macromolecular), comparada às demais frações húmicas, já que os AH possuem maior massa molecular, que varia de 10.000 – 100.000 Daltons, além de maior teor de carbono (STEVENSON, 1994; WOLF, 1994; ZECH et al., 1997; GUO et al., 2019). Além disso, os AF possuem em sua estrutura maiores quantidades de componentes orgânicos contendo oxigênio, o que permite a essa fração, por ser polar, maior mobilidade e reatividade com os íons metálicos. Por isso, essa fração húmica é caracterizada pela CTC elevada e alta capacidade de complexar metais, comparada às outras frações, como ácidos húmicos (SANTOS et al., 2020; TADINI et al., 2020). A fração denominada HU pode representar de 20% a 50% das SH em massa do carbono presente no solo

(RICE; MACCARTHY, 1989; STEVENSON, 1994; RICE, 2001; YANG et al., 2004; NICHOLS; WRIGHT, 2006; TADINI et al., 2015), essa fração pode ter aderido em sua estrutura compostos orgânicos hidrofóbicos e biopolímeros inalterados, como lignina, polissacarídeos, carboidratos, além de material inorgânico (NEARPASS, 1976; CHIOU et al., 2002; TADINI et al., 2015). Estudos reportaram a importância dessa fração nos processos de agregação e acúmulo de carbono humificado no solo (BENITES; MADARI; MACHADO, 2003; LOMBARDI et al., 2006; TADINI et al., 2015).

A MO persiste no solo devido às suas características intrínsecas, pois mesmo uma MO de estrutura termodinamicamente lábil, pode persistir no solo devido a formação de agregado em diferentes escalas, sugerindo que não são as propriedades termodinâmicas da MO em si, mas sim a associação da MO com as superfícies minerais e sua participação em agregados que fornece acúmulo de carbono orgânico a longo prazo. (KÖGELKNABNER; AMELUNG, 2021)

Não há um consenso sobre a formação das substâncias húmicas, há uma maior aceitação pela teoria supramolecular devido a uma série de evidências como a variação do tamanho estrutural com o solvente e pH (CONTE; PICCOLO, 1999; PICCOLO, 2001). Faltam ainda evidências científicas para clarificar os mecanismos de acúmulo de C no solo, e para compreender-los. O processo de humificação, como mecanismo de estabilização de C no solo, precisa ser melhor entendido, o que se torna motivação para o avanço da pesquisa na área, para evolução no conhecimento do processo e gerar tecnologias de acúmulo de C baseadas no processo.

Embora o C do subsolo venha sendo estudado nos últimos anos, a composição química, estoque e fatores que regulam a estabilização da MOS em superfície e em subsuperfície dos solos em ambiente semiáridos ainda são pouco compreendidos. (MARÍN; SPIOTTA et al., 2014).

2.4 Proteção e permanência do C orgânico no solo

A emissão de CO₂ do solo para a atmosfera ocorre principalmente por dois processos biológicos: a decomposição de resíduos orgânicos e a respiração de organismos e sistema radicular das plantas. No solo, o CO₂ se movimenta por meio da difusão, de uma região de maior concentração para outra de menor concentração, e, por fluxo de massa, o CO₂ move-se junto com o ar ao qual está misturado (BALL; SMITH, 1991). A concentração de CO₂ nos poros do solo é na ordem de 10 a 100 vezes maior do que na atmosfera (MOREIRA; SIQUEIRA, 2006). Esse fato está associado à atividade respiratória no solo, sendo a respiração radicular responsável por 20 % desse aumento na concentração de CO₂, e os 80 % restantes

são oriundos da atividade biológica do solo (MELILLO et al., 2002). A diferença de potencial entre o solo e a atmosfera cria um fluxo ascendente de CO₂ (BALL; SMITH, 1991).

A estabilidade e permanência do C orgânico no solo é determinada principalmente por três mecanismos, no geral são eles: Resistência a degradação da composição estrutural dos compostos orgânicos e ressíntese microbiana e reciclagem de biomassa, proteção química por adsorção de mineral, como óxidos amorfos de Fe e Al que desempenham papéis significativos na formação de associações mineral e orgânica e pela proteção física através de formação de agregados, Pela proteção química por adsorção de mineral, como óxidos amorfos de Fe e Al que desempenham papéis significativos na formação de associações mineral e orgânica (RASMUSSEN et al., 2006). Pela proteção física através de formação de agregados (RASMUSSEN et al., 2006; FENG et al., 2018; YU et al., 2015; TAN et al., 2017; RABOT et al., 2018). Estes processos ocorrem devido a transformações que ocorrem durante a incorporação da matéria orgânica fresca ao solo, até a formação das frações mais estáveis, humificadas, compreendendo assim a evolução da matéria orgânica nos solos (GUERRA et al., 2008) estas separações são conceitualmente separadas em processos básicos de degradação ou mineralização e na humificação.

A mineralização ocorre durante a decomposição dos compostos orgânicos, onde são transformadas em moléculas simples como CO₂ e H₂O, permanecendo no solo pequenas quantidades de compostos fenólicos solúveis e compostos lignificados parcialmente transformados, a partir do qual, vai se desenvolver os demais processos. Após mineralizada, compostos fenólicos solúveis e tecidos lignificados poucos transformados são estabilizados por processos bio-físico-químicos formando as substâncias húmicas (GUERRA et al., 2008).

A importância da matéria orgânica em solos altamente intemperizados ocorre pelo predomínio de cargas positivas nos solos, sendo a matéria orgânica com carga oposta (negativa) atuando como agente ligante. Observando-se aspectos qualitativos da matéria orgânica, um dos agentes importantes para a estabilização dos microagregados são os polissacarídeos, os quais compõem entre 5 a 25% da matéria orgânica (GUERRA et al., 2008). Estes polímeros são mucilagens provenientes do metabolismo microbiano, decomposição do sistema radicular, resíduos vegetais e animais e da exsudação radicular. A formação é constante no solo desde que se apresenta aporte periódico de matéria orgânica a fim de fornecer substrato para a atividade microbiana. Outra fração da matéria orgânica que auxilia na estabilização dos agregados são as hifas de fungos, pois contribuem para a formação de microagregados do solo (BAYER; MIELNICZUK, 2008). Assim, segundo Tisdall e Oades (1982) é possível verificar que as diferentes frações da MOS possuem diferentes funções na agregação do solo.

As frações da matéria orgânica na forma de polissacarídeos e aquela ligada aos cátions são responsáveis pela estabilização de pequenos agregados (menores que 250 μm) e, praticamente, não são alteradas por práticas de manejo do solo. Por outro lado, a matéria orgânica na forma de raízes de plantas e hifas de fungos é a principal responsável pela estabilização de macroagregados, sendo a fração mais alterada pelas práticas de manejo e a principal responsável pela alteração no conteúdo total de C no solo. Então, a mudança de uso da terra pode alterar a agregação do solo e, conseqüentemente, alterar as características físicas relacionadas. As interrelações entre os sistemas planta, microrganismos e fração mineral do solo determinam o teor de MOS que, por sua vez, afetam a agregação do solo e conseqüentemente as características físicas relacionadas.

Figura 1 - Dinâmica da matéria orgânica do solo (FONTANA, 2009)



2.5 Associação entre o C orgânico e minerais do solo.

A quantidade de C orgânico estabilizado nos minerais do solo pode ser expresso como massa de C ligado ao mineral por unidade de área de superfície do mineral (mg cm^{-2}). Estudos demonstram que a matéria orgânica quimicamente protegida ligada aos minerais do solo, como os complexos organominerais tem maior probabilidade de atingir saturação de C do que outras (CHUNG et al., 2008; GULDE et al., 2008, STEWART et al., 2008), este fenômeno pode ser atribuído à quantidade finita da área de superfície específica do mineral que pode estabilizar a matéria orgânica (HASSINK, 1996). Esta estabilização ocorre através de várias reações de

ligação organomineral, como troca de ligantes, ponte catiônicas, ligação H e forças de van der Waal, dependendo da composição dos insumos orgânicos, mineralogia do solo e fatores ambientais (ARNARSON; KEIL, 2000; GU et al., 1994; STEVESON, 1994). A estabilização do C orgânico nos minerais do solo é responsável por uma grande maioria do C orgânico total do solo (CHRISTENSEN; OLESEN, 1998; KAHLE et al., 2002), e o C ligado ao mineral tem tempos de rotação mais longos do que outras frações (BALESDENT et al., 1987; TRUMBORE, 2000). Portanto, mudanças na quantidade de entradas de C orgânico e da estabilidade com os minerais do solo, afetarão o armazenamento de C no solo a longo prazo. Dos principais mecanismos que controlam a persistência de compostos orgânicos no solo estão a associação com minerais por meio de reações de sorção ou precipitação, que é considerada uma das mais importantes (SCHMIDT et al., 2011; LEHMANN; KLEBER, 2015). A importância dessa associação em contribuir na persistência do carbono no solo em longas escalas de tempo, já foi demonstrada no campo e laboratório, estudos empíricos envolvendo gradientes pedogenéticos naturais, mostram fortes correlações entre estoque de C ou conteúdo de C₁₄ com o conteúdo mineral, área de superfície e reatividade do mineral do solo (MASIELLO et al., 2004; MIKUTTA et al., 2006; LAWRENCE et al., 2015; PORRAS et al., 2017).

Os óxidos de Fe podem atuar como agentes de ligação, promovendo complexos organominerais e ligação eletrostática entre óxidos positivamente carregados e minerais de argila carregados negativamente (SIX et al., 2014) e revestindo as superfícies de minerais de argila (AMEZKETA, 1999). Os óxidos de Fe ligam com compostos orgânicos e inorgânicos, ou agregados por meio de cátions as pontes são os componentes mais ativos do solo para melhorar a estrutura do solo. O conteúdo de C orgânico, óxidos de Fe e Al, carbonatos, cátions e argila minerais atuam como aglutinantes que melhoram a estabilidade dos agregados (COLOMBO; TORRENT, 1991; MALTONI; DE MELLO; DUBBIN, 2017; PENG et al., 2015; WANG et al., 2016), estudos correlacionam o teor de C orgânico com a estabilidade de agregados (YANG et al., 2013; ZHU et al., 2016) e mostraram correlações positivas significativas com o teor de óxido de Fe livre, enquanto nenhuma correlação positiva significativa com outros teores de óxido de Fe (XIAO et al., 2018). Ainda é discutível se o COS e esses óxidos de Fe variáveis são mais eficazes na estabilidade de agregados ou não. O Ca trocável também é interessante, visto que essa propriedade do solo é comumente associada ao acúmulo de MOS (CARMEIS FILHO et al., 2017; INAGAKI et al., 2017; PARADELO et al., 2015; ROWLEY et al., 2018). O cálcio pode aumentar a adsorção de matéria orgânica na superfície dos minerais, formando pontes entre estas superfícies e os compostos orgânicos, assim como sugerido para óxidos de Fe e filossilicatos. (FENG et al., 2005; LÜTZOW et al.,

2006; MIKUTTA et al., 2006; PARADELO et al., 2015; RASMUSSEN et al., 2018; ROWLEY et al., 2018; SOWERS et al., 2018; VON LÜTZOW; KÖGEL-KNABNER, 2009; WENG et al., 2005). O Ca também pode promover maior estabilização da MOS através da agregação aumentada do solo e subsequente oclusão da MOS dentro do CaCO_3 , pelo aumento da produção de biomassa primária (TOMA et al., 1999; CAIRES et al., 2011; ZOCCA; PENN, 2017; TIECHER et al., 2018; RASMUSSEN et al., 2018; BLANCO-MOURE et al., 2012; FERNÁNDEZUGALDE et al., 2014; VIRTO et al., 2011; FERNÁNDEZ-UGALDE et al., 2011; ROWLEY et al., 2018; PARADELO et al., 2015).

2.6 O papel dos organismos na permanência do C.

As fontes de material orgânico para o solo variam devido à estrutura destas substâncias e sua diversidade tanto na qualidade quanto na quantidade e que influenciam na fauna edáfica, a exemplo da velocidade que o material será atacado, degradado e mineralizado. Produzindo substâncias intermediárias diversas. Os produtos do processo de decomposição são o CO_2 e H_2O (CH_4 em anaerobiose) e minerais. Os produtos intermediários podem variar desde ácidos orgânicos, aldeídos, álcoois, açúcares mais ou menos complexos, que passam a fazer parte da matéria orgânica como componente do solo. (BAYER; MIELNICZUK, 1999).

Os microrganismos decompositores podem ser categorizados em três importantes tipos de metabolismo, considerando a sua fonte de energia, fonte de elétrons e fonte de carbono, com destaque para a fonte de carbono onde os organismos Heterotróficos, onde o carbono celular é derivado de compostos orgânicos pré-formados e são geralmente Quimiotróficos (independem da luz, obtém energia metabolizando compostos orgânicos derivados de outros organismos) as reações químicas de representados pelos fungos, maioria das bactérias e protozoários. (SINGLETON; SAINSBURY, 1987)

A MOS constitui-se na fonte energética dos organismos, como a atividade da microbiota do solo é responsável pela decomposição dos compostos orgânicos, pela ciclagem de nutrientes e pelo fluxo de energia do solo, a biomassa microbiana e sua atividade têm sido apontadas como as características mais sensíveis às alterações na qualidade do solo, causadas por mudanças de uso e práticas de manejo (TRANNNIN et al., 2007).

A biomassa microbiana é o compartimento da matéria orgânica do solo diretamente influenciado por fatores bióticos e abióticos, de tal forma que respostas a mudanças nos sistemas de uso e manejo do solo podem ser detectáveis muito mais rapidamente pela biomassa microbiana e seus metabólitos do que nos teores de C do solo, principalmente devido ao tempo de ciclagem da matéria orgânica (GAMA RODRIGUES et al., 2005).

A estabilização da matéria orgânica no solo envolve processos como a formação de complexos com minerais do solo, a síntese de polímeros microbianos e a recalcitrância química, que é a resistência à decomposição. Por outro lado, a desestabilização ocorre através da degradação biótica, onde enzimas extracelulares decompõem polímeros complexos em moléculas menores e mais acessíveis.

Além disso, a qualidade da matéria orgânica, como a relação entre lignina e nitrogênio solúvel, influencia a taxa de degradação e estabilização no solo. A composição química da matéria orgânica, incluindo grupos funcionais como alquil, aromáticos e carboxílicos, também afeta sua estabilidade

A caatinga se encontra entre os biomas brasileiros mais vulneráveis as mudanças climáticas, devido ao efeito sobre as ações biogeoquímicas. A retirada da vegetação natural da Caatinga gera desequilíbrio na quantidade de carbono orgânico do solo, intensificando a mineralização da matéria orgânica. Quando a adição da matéria orgânica no solo é menor do que o processo de decomposição, o sistema passa a emitir C até atingir um novo equilíbrio dinâmico, o que provoca modificações nos estoques naturais de C e a degradação dos solos (BARRETO et al., 2006).

Pesquisas relacionadas à determinação do estoque de C nos solos da região semiárida do Brasil ainda são incipientes (GIONGO et al., 2011). A região semiárida possui a maior variabilidade de solos do país (SAMPAIO; COSTA, 2011) devido a isso lacunas de informações precisam ainda ser preenchidas (SANTANA, 2015).

2.7 Melanização e o acúmulo de C em Vertissolos

A melanização é um dos vários processos pedogenéticos que contribuem para a formação e evolução do perfil do solo, refere-se ao escurecimento do solo, que é um indicativo do acúmulo de matéria orgânica e atividade microbiana (EMBRAPA, 2017). Ela está associada a outros processos como a humificação (transformação de compostos orgânicos menos estáveis em substâncias húmicas mais estáveis e escuras) e a mineralização, que também são fundamentais para a ciclagem de nutrientes e para a estruturação do solo. Esses compostos têm uma cor mais escura devido à presença de grupos funcionais aromáticos e alifáticos, que são formados durante as reações de humificação.

A associação entre os processos pedogenéticos de melanização e a estabilidade do carbono orgânico no solo é bastante significativa. Essas substâncias húmicas resultam da transformação de compostos orgânicos por microrganismos e são fundamentais para a estabilidade do carbono no solo, que por sua vez tem a influência de vários outros fatores, como

a natureza do material orgânico adicionado e principais vias metabólicas dos microrganismos. A biomassa microbiana do solo (BMS) é um indicador chave nesse processo, pois está diretamente relacionada à concentração de carbono e à taxa de respiração do solo.

A melanização, promove a formação de complexos organo-minerais (KAMPF; CURI, 2012) que protegem o carbono orgânico contra a decomposição rápida. Isso leva ao sequestro de carbono no solo, um processo crucial para mitigar as mudanças climáticas ao transferir CO₂ da atmosfera para o solo na forma de carbono orgânico. Portanto, a melanização não só afeta a cor e a fertilidade do solo, mas também desempenha um papel vital na estabilização do carbono orgânico, contribuindo para a saúde do solo e para a sustentabilidade ambiental. A compreensão desses processos é essencial para o manejo adequado do solo e para estratégias de mitigação das mudanças climáticas.

Os Vertissolos são definidos pelo SIBCS (EMBRAPA, 2006) como sendo solos minerais caracterizados por um horizonte diagnóstico vértico, que é marcado pela presença de argilas de alta atividade, resultando em uma grande capacidade de expansão e contração. Este horizonte é identificado pela presença de fendas verticais durante o período seco e por superfícies de fricção, conhecidas como slickensides, que são indicativas da movimentação do solo.

A relação entre os Vertissolos, sua mineralogia e a estabilidade do carbono orgânico no solo são intrínsecas. A mineralogia dos Vertissolos é dominada por argilas esmectíticas, que têm uma alta capacidade de troca de cátions (CTC) e são capazes de reter nutrientes e água. Essas argilas também interagem com a matéria orgânica, formando complexos organo-minerais que podem proteger o carbono orgânico da decomposição microbiana.

A estabilidade do carbono orgânico nos Vertissolos é influenciada pela capacidade dessas argilas de formar agregados estáveis. Os agregados protegem a matéria orgânica encapsulada dentro deles, reduzindo sua acessibilidade aos microrganismos e enzimas que promovem a decomposição. Isso resulta em uma maior estabilidade do carbono orgânico, que é um aspecto crucial para a saúde do solo e para o sequestro de carbono, mitigando as mudanças climáticas.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição da área de estudo

A área escolhida para a realização da pesquisa foi o município de Madalena no Estado do Ceará. A área de estudo, está inserida na unidade geoambiental da Depressão Sertaneja, que representa a paisagem típica do semiárido nordestino, caracterizada por uma superfície de

pediplanação bastante monótona, relevo predominantemente suave-ondulado, possui precipitação anual média de 712.8 mm e evapotranspiração de 2529.7 mm. Norte da Província Borborema, no terço superior do rio, em alta vertente, ambos os perfis com altitude de 325-490m e declividade de 0-2%.

A área apresenta litoestratigrafia composta por rochas metamórficas de médio a alto grau, que nas áreas dos perfis, corresponde ao Complexo Algodões, caracterizado por uma sequência plutono-vulcano-sedimentar em fácies xisto-verde a anfibolito, localmente migmatizadas, sendo expostos pela denudação Cenozoica (CPRM, 2014)

Figura 2 - Mapa geológico da região dos perfis 1 e 2 extraída do RELATORIO FAPESP 2020/16446-1.

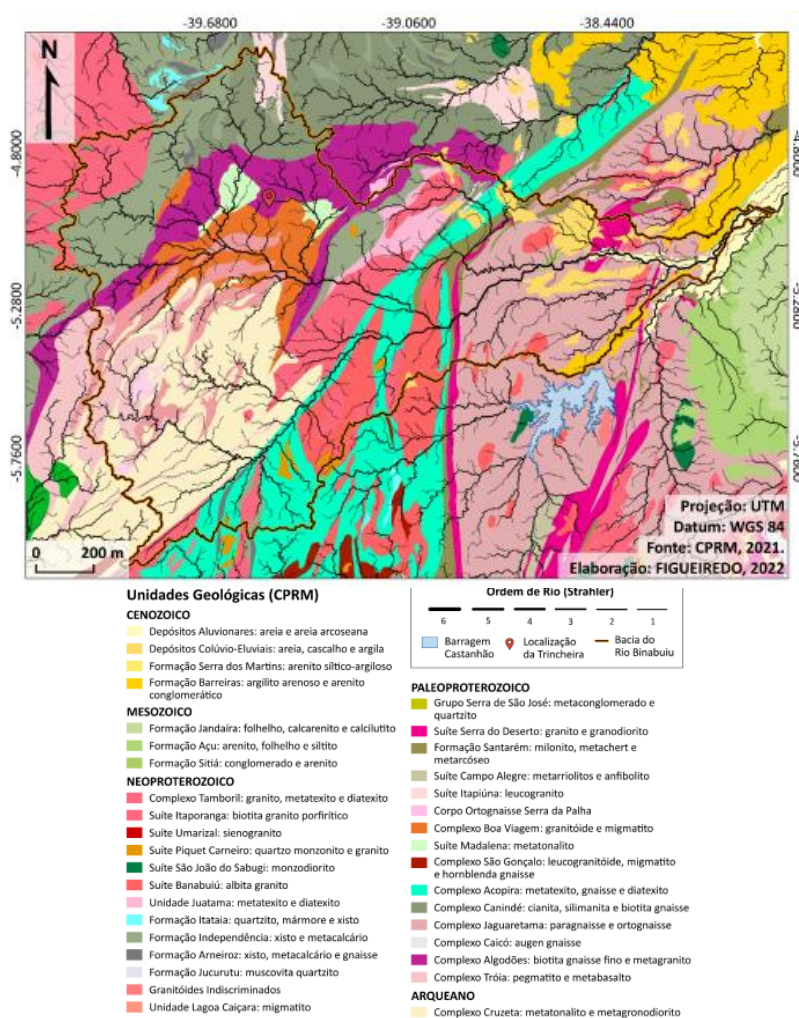


Figura 3 - Amplitude topográfica (relief) da área, com a localização do P1 e P2 extraída do RELATORIO FAPESP 2020/16446-1.

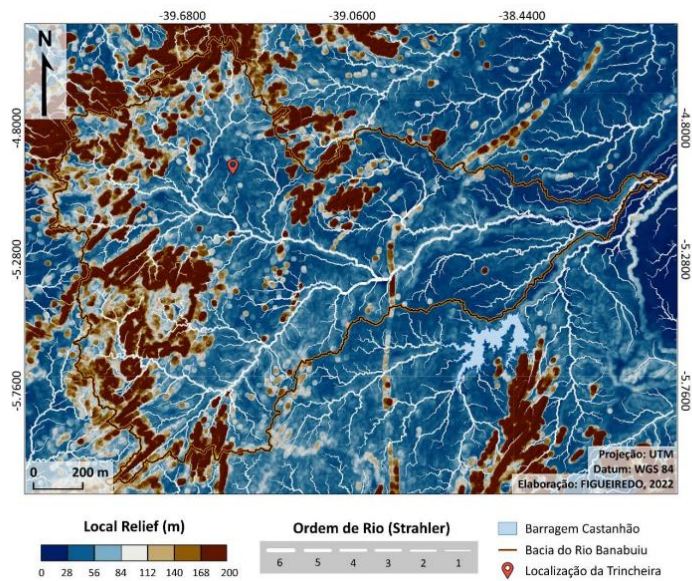
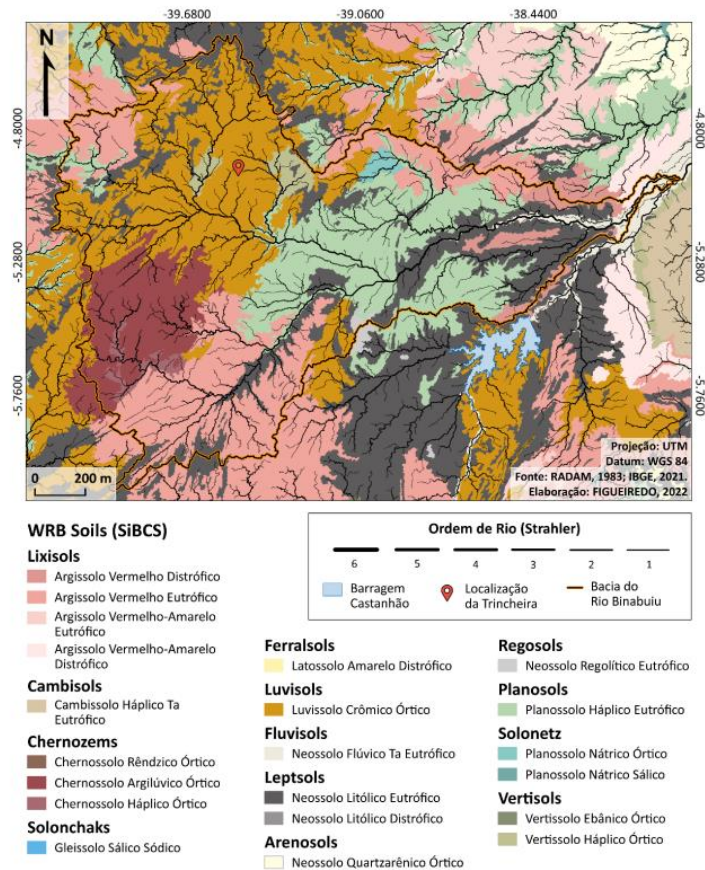


Figura 4 - Mapa de solos com a localização das trincheiras extraída do RELATORIO FAPESP 2020/16446-1.



3.2 Seleção de perfis, descrição e amostragem

3.2.1 Perfil 1 e Perfil 2 – Madalena -CE

O P1 encontra-se sobre anfibolitos e o P2 sobre gnaisses, ambos estão em posição de topo, tanto regionalmente quanto localmente, sobre pequenas colinas sustentadas pelas rochas cristalinas.

Após identificação das áreas, os perfis de solo foram abertos, em sequência foi realizada a descrição morfológica dos solos e coleta de amostras de solos (deformadas e indeformadas) de acordo com o Manual de Descrição e Coleta de Campo (SANTOS et al., 2015). Em laboratório as amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de 2mm de malha, para obter-se a terra fina seca ao ar (TFSA), as frações de cascalho (2 a 20mm) e calhaus (>20mm) foram realizadas as remoções de carbonatos com ácido clorídrico, peróxido (H₂O₂) para oxidação da matéria orgânica e fluorídrico, para fins de análise e metodologias. A classificação taxonômica dos solos foi realizada de acordo com os critérios estabelecidos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2018). Os perfis coletados em Madalena – CE e foram identificados ao longo da pesquisa como P1 e P2 respectivamente (figura 5).

Figura 5 - Perfis 1 (P1) – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico (Madalena – CE) com destaque para intemperização do Anfibolito. (Foto: processo nº: 2020/16446-1, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP))

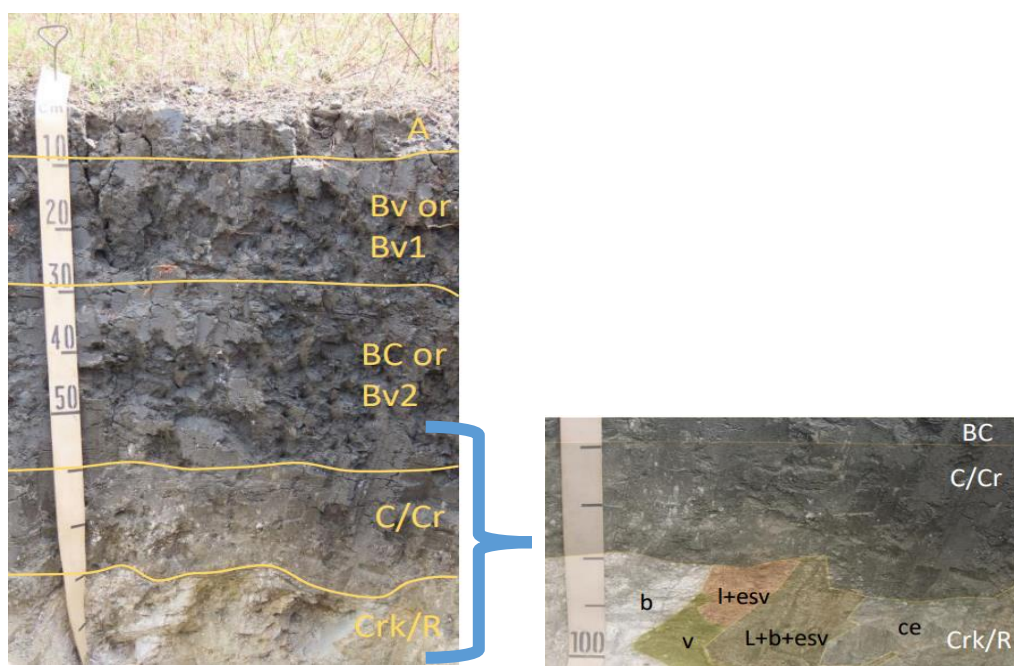
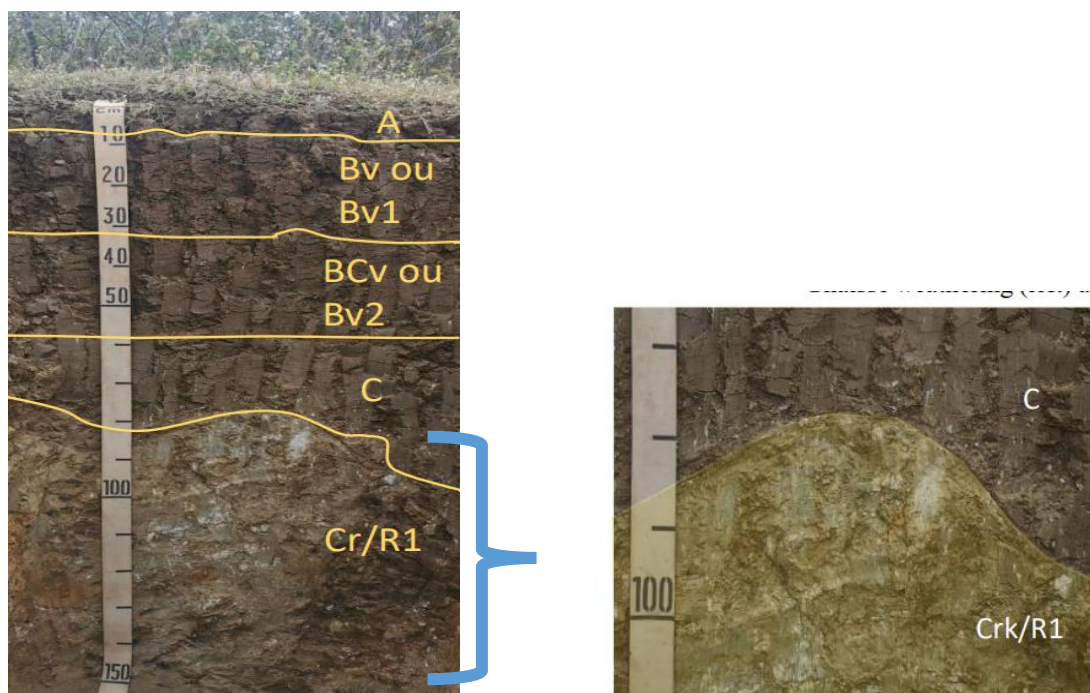


Figura 6 - Perfis 2 – VERTISSOLO HÁPLICO Órtico (Madalena – CE) com destaque para intemperização do Gnaisse. (Foto: processo nº: 2020/16446-1, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP))



3.3 Análise granulométrica

A composição granulométrica, pelo método do hidrômetro (TEXEIRA et al., 2017), utilizando como dispersante químico hexametáfosfato de sódio a 1 mol L^{-1} . Para isto foi realizado pré-tratamento para remoção de sais solúveis e remoção de carbonatos com HCL a $0,5 \text{ mol/L}$ (EMBRAPA, 2017), dispostas em filtros quantitativos de papel (CAT N.99-293-125), após estes processos as amostras foram coletadas, secas, destorroadas e peneiradas em malha de 2mm para TFSA. As amostras passaram 16 horas em agitação (dispersão física) no agitador tipo Wagner.

3.3.1 Fracionamento físico granulométrico da matéria orgânica do solo

Metodologia adaptada por Sá et al 2001 e tem como objetivo avaliar o teor de C da matéria orgânica do solo associada com as diferentes frações granulométricas do solo.

A separação das frações granulométricas foi realizada em amostras secas ao ar, destorroadas e homogeneizadas, foram posteriormente peneiradas em peneira de 2mm. Pesou-se 40g de amostra de solo e adicionou 100 ml de água e 0,75g de hexametáfosfato de sódio e 3 bolas de vidro (bolas de gude), foi levado para agitador tipo Wagner onde permaneceu por 16h a 100rpm.

- a) a fração >250µm foi separada colocando uma peneira de 250 µm sobre uma outra peneira <53 µm e uma proveta de 1L e foi feita uma lavagem do frasco e das bolas de vidro sobre a peneira em cima da proveta, a lavagem se dá por encerrada quando a água estiver saindo límpida. O material contido na peneira é posto em uma lata e levado a estufa para secagem e posterior armazenamento e quantificação de C.
- b) a fração 53-250 µm é coletada da peneira que estava abaixo da primeira, onde o que ficou retido nela corresponde a esta fração, também é feita a lavagem até a água sair límpida, e seu conteúdo posto em uma lata e levada para secagem em estufa e posterior armazenamento e quantificação de C.
- c) a fração <53 µm é por fim a que ficou retida na proveta de 1L, onde também é posta para secagem em estufa, posterior armazenamento e quantificação de C.

Posterior a secagem, as amostras foram armazenadas em sacos plásticos, bem fechadas e identificadas, guardadas em ambiente seco, ao abrigo da luz, para evitar perdas por oxidação. Nas frações granulométricas de todas as amostras foram determinadas pelo método de combustão úmida (MATOS; MENDONÇA, 2005)

3.4 Análises químicas

As análises químicas foram realizadas conforme os métodos de Santos et al. (2017) sendo estes: determinação de pH em água e KCl 1 mol L⁻¹ (relação solo/solução de 1:2,5); Ca²⁺, Mg²⁺ trocáveis extraídos por KCl 1 mol L⁻¹. O cálcio e magnésio foram dosados por absorção atômica; Na⁺ e K⁺ trocáveis foram extraídos por Mehlich 1 e dosados por fotômetro de chama; O fósforo disponível foi extraído por Olsen e analisados por Colorimetria; A partir dos resultados obtidos do complexo sortivo, foram calculados os valores de soma de bases (SB), capacidade de troca de cátions (CTC), saturação por bases (V%), saturação por Al (m), atividade da fração argila e a saturação por sódio (PST), conforme descrito em Teixeira et al. (2017). O Carbono orgânico total (COT) foi determinado via analisador elementar. Para cada amostra analisada foi calculado o estoque de C (VELDKAMP, 1994), considerando a fração > 2 mm de cada horizonte, como sugerido por Batjes (2014):

$$E = C * e * Ds * 104 * (1 - S)$$

Onde, E refere-se ao estoque de carbono ou nitrogênio (Mg ha⁻¹), C denota o teor de carbono (kg C kg⁻¹ solo), e corresponde a espessura do horizonte/camada (m), Ds é referente a densidade do solo (Mg m³), e S é a proporção de fragmentos > 2 mm (valor adimensional).

3.5 Analises de carbono no solo

3.5.1 Carbono Solúvel em Água

Carbono solúvel em água é um método de estimativa de formas solúveis de C presentes do solo, e possivelmente, de muito fácil degradação. Utilizou-se 10 g de solo em erlenmeyers de 125 mL e posteriormente adicionou-se 20 mL de água deionizada. Em seguida as amostras foram agitadas por 15 minutos em agitador horizontal e centrifugadas a 1.500 rpm por 10 minutos e filtradas em papel de filtro quantitativo. Posteriormente procedeu-se a leitura em espectrofotômetro com comprimento de onda de 495 nm.

3.5.2 Equivalente de carbonato de cálcio

O percentual de CaCO_3 presente em cada amostra de solo foi determinado através do ataque da amostra com solução padrão de HCL e leitura em analisador elementar, confrontado com os valores obtidos na amostra natural, encontramos o valor referente a porção inorgânica.

3.5.3 Carbono e nitrogénio total por analisador elementar

As amostras foram analisadas no laboratório do Departamento de Edafologia da Universidade Santiago de Compostela-Espanha, utilizando-se o Analisador Elementar LECO-CNS 2000. Esse método é utilizado para a determinação dos teores de carbono total, porém para esse estudo também foram enviadas amostras de solo que passaram por um pré-tratamento com ácido clorídrico para eliminação do carbono inorgânico, obtendo-se assim os teores de carbono orgânico.

3.5.4 Substâncias Húmicas

As substâncias húmicas foram fracionadas quimicamente. Os procedimentos para extração dos ácidos húmicos (AH), ácidos fúlvicos (AF) e humina (HUM) do solo foram de acordo com os usualmente utilizados pela Sociedade Internacional de Substâncias Húmicas (IHSS- International Humic Substances Society) e propostos por Swift (1996) (Adaptado por MENDONÇA; MATOS, 2005). A TFSA foi submetida a solução de NaOH (0,1 mol L⁻¹), a solução obtida após centrifugação foi acidificada até pH 2 com H₂SO₄ (20%) para precipitação dos ácidos húmicos, os separando dos ácidos fúlvicos, sendo a humina, presente no resíduo remanescente seca em estufa a 45 °C. Posteriormente realizou-se a determinação quantitativa do carbono orgânico em cada fração segundo método proposto por Yeomans e Bremner (1988),

por meio de oxidação, utilizando solução de dicromato de potássio a 0,167 ml L⁻¹ e H₂SO₄ concentrado com aquecimento em bloco digestor.

3.5.5 Composição estrutural de COS com oxidação por H₂O₂ e suas características espectroscópicas.

Foram tratados 40 g de solo, sendo purificados com ácido fluorídrico (HF) a 10% de acordo com Gonçalves et al. (2003). O tratamento de HF foi realizado adicionando 40mL de HF 10% a 40 g de TFSA. A suspensão foi agitada durante 02h e centrifugada (3000 rpm), o sobrenadante removido. Este procedimento foi repetido 05 vezes (a suspensão foi agitada durante 10 min). As amostras foram então lavadas 06 vezes com água deionizada para remover HF residual e posteriormente secas em estufa (45 ° C). Para o tratamento com peróxido de hidrogênio (H₂O₂) pesou-se 16 g de solo (devido ao baixo teor de carbono encontrado), para cada g de solo, foram adicionados 2,5 ml de H₂O₂, a 30 % sendo possível observar o fim da queima da matéria orgânica. Após a queima total, as amostras foram aquecidas por 16 horas em estufa por 45 °C graus, em seguida centrifugadas por 10 minutos. Na sequência foram lavadas 05 vezes com água destilada.

3.5.6 FTIR e DSC-TG

Após o tratamento das amostras, foram maceradas e passadas em peneira de 60 mesh, em seguida procedeu-se as leituras no Espectro de Infravermelho Spectrum Two, Perkin-Elmer. Os espectros de infravermelho foram obtidos na faixa de 4000-400 cm⁻¹, utilizando pastilhas com KBr, sendo 100 varreduras por espectro, com resolução de 4 cm⁻¹. As leituras foram feitas em transmitância versus número de ondas (em cm⁻¹). O equipamento utilizado foi o FTIR spectrum Two, Perkin-Elmer.

As medições analíticas térmicas por meio do DSC-TG, foram realizadas em analisador térmico nNetzsch STA449. As amostras foram aquecidas a partir de temperatura ambiente (em torno de 23°C) até 950°C, a uma velocidade linear de 10°C min⁻¹, em uma atmosfera de N₂. O material mais instável termicamente foi expresso em relação a perda total do material orgânico, em porcentagem. Essas medições quantificaram as frações que possuem distintas estabilidades térmicas, segundo DELL ABATE ET AL 2002.

3.6 Extração seletiva de ferro, pirofosfato e análise total

Os teores de Fe livre foram determinados após 3 extrações sucessivas com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (Fed) na TFSA (MEHRA; JACKSON, 2013), e os teores de Fe ligados as fases de baixa cristalinidade foram extraídos após única extração com oxalato ácido

de amônio (Feo) (MCKEAGUE; DAY, 1966). Para a determinação de ferro das frações ligadas a complexos orgânicos foi extraído com pirofosfato $0,1 \text{ mol L}^{-1}$, (conforme método descrito por MCKEAGUE et al., 1971) onde se utilizou 0,3 gramas de solo, adicionando-se 30 ml do extrator em tubos falcon de 50 ml, as amostras foram agitadas a 120 rpm por uma noite (16 horas). Após as 16 horas as amostras serão centrifugadas a 2000 rpm por 30 minutos.

Com o objetivo de avaliar a evolução geoquímica e de intemperismo, foi realizada a análise química total dos elementos Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, P, Ti e Zr nas amostras de TFSA 41 (passadas em peneiras de 100 mesh), por meio de espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX). As amostras foram secadas em estufa a 110°C . Uma porção de amostra seca foi levada a uma mufla a 1000°C por 2 horas para determinação de perda ao fogo. Uma outra porção da amostra seca foi prensada em cápsula de alumínio com 30 toneladas de força. As pastilhas prensadas foram analisadas em espectrômetro de fluorescência de raios-X Rigaku modelo ZSX Primus II, equipado com tubo de Rh e 7 cristais analisadores. Os resultados da perda ao fogo foram incorporados aos resultados da varredura semiquantitativa, que foram então recalculados para 100%, estando expressos em peso%. Tr. = Traços; N.D. = não detectado.

3.7 Análises microbiológicas

As análises microbiológicas foram realizadas em todos os horizontes, porém coletadas em camadas com três repetições para cada e mantidas sob refrigeração até serem feitas as seguintes determinações: Respirometria (C-CO₂ total) e carbono da biomassa microbiana do solo (C-BMS). A biomassa microbiana foi determinada pelo método da irradiação-extração de acordo com Mendonça e Matos (2005), adaptado de Islam e Well (1998) e Brookes et al. (1982), o qual tem como princípio o rompimento celular por meio da utilização de energia eletromagnética, liberando os compostos intracelulares para posterior extração e quantificação do carbono e nitrogênio. A diferença entre as quantidades de C das amostras irradiadas e não irradiadas resulta no C da biomassa microbiana. Foram pesadas 20 g de amostra de solo em uma placa Petri com balança analítica para a irradiação e outras 20 g no erlenmeyer que não foi irradiado. Após irradiar as amostras da placa Petri, as amostras irradiadas foram transferidas para erlenmeyers. Foram adicionados 80 mL de solução extratora, tanto nos erlenmeyers irradiados quanto para os não irradiados. Os erlenmeyers foram então agitados por 30 minutos e deixados em repouso por mais 30 minutos, posteriormente o material sobrenadante foi filtrado e 10 mL do extrato filtrado foi transferido para um erlenmeyer de 125 mL, e adicionados 2 mL

da solução de dicromato de potássio, 10 mL de ácido sulfúrico. Após o resfriamento foram adicionados 50 mL de água destilada, e após novo resfriamento, foram adicionadas 3 gotas de indicador ferroin. A solução foi então titulada com sulfato ferroso amoniacal 0,03 mol.L⁻¹

Foram realizadas 6 provas de branco, 3 com adição de 80 mL K₂SO₄ (solução extratora) e demais reagentes e 3 sem K₂SO₄, contendo todos os demais reagentes.

O carbono na biomassa microbiana foi determinado a partir das equações 3 e 4

$$C_{I,NI} = \frac{(Vb - Vam)(\text{molaridade do sulfato ferroso})(3)(1000)(\text{vol. extrator})}{(\text{volume do extrato})(\text{peso do solo})}$$

Equação 3. Onde: volume do extrato* é volume utilizado para a determinação do carbono (mL); Vb: volume do branco (mL); Vam: volume da amostra (mL); 3: resultado da relação entre o número de mols de Cr₂O₇⁻ - que reage Fe²⁺ (1/6), multiplicado pelo número de mols de Cr₂O₇⁻ - que reagem com o C (3/2), multiplicado pela massa atômica do C (12); 1000: fator de conversão de unidade.

Com o uso da Equação 4 foi calculado:

$$CBMS \left(\mu \frac{g}{g} \right) = \frac{CI - CNI}{Kc}$$

Onde: CI: amostra irradiada; CNI: amostra não irradiada; Kc = 0,33 constante para o método de irradiação-extração de CBMS.

A atividade microbiana do solo foi determinada através da respiração do solo de acordo com o método por meio da evolução de CO₂ capturado em solução proposto por Mendonça e Matos (2005) em que as amostras do solo foram incubadas com a solução de NaOH a 0,5 mol L⁻¹. Os recipientes com os tratamentos foram incubados a uma temperatura de aproximadamente 25°C, sendo abertos somente por ocasião das leituras e trocas das soluções de NaOH, realizadas a intervalos de 2 dias entre a incubação e a primeira avaliação, a segunda avaliação com mais 5 dias (7 dias de incubação) e da terceira avaliação em diante num intervalo de 7 em 7 dias, durante um período de 42 dias (2, 7, 14, 21, 28, 35 e 42 dias). Para a quantificação do CO₂ liberado, foi retirada uma alíquota de 10 mL da solução de NaOH e transferido para Becker de 100 mL. No mesmo Becker foram colocados 10 mL de cloreto de bário 0,05 M (BaCl₂) e três gotas de fenolftaleína como indicador de ponto de viragem. Em seguida é realizada titulação com solução de HCl 0,25M. Visando descontar o C-CO₂ que poderia estar naturalmente no sistema, foram utilizados dois controles, sem solo (Branco). O valor gasto do ácido para

neutralizar o hidróxido de sódio restante nos tratamentos foi utilizado para realizar os cálculos da quantificação do CO₂ respirado pela microbiota. Ao final de cada avaliação o volume de NaOH foi repostado, e os recipientes foram novamente fechados.

3.8 Análise de dados

Todos os horizontes dos dois perfis estudados foram submetidos à técnica exploratória multivariada, utilizando a Análise de Componentes principais (PCA). Os dados foram previamente testados em relação a normalidade pelo teste de Kolmogorov-Smirnov. Foi realizada duas PCA's, onde a primeira análise foi realizada utilizando dados de Carbono orgânico total, areia, silte, argila, V%, pH, SB, CTC, CE, Na, H + Al e P e a segunda FeOx, Fedit, Fepiro, AF, AH, HU, CCo₂, P, COT, CaCO₃, C:N e estoque de C, além do fracionamento granulométrico (>250, 53-250 e <53) com a finalidade de identificar suas relações. Foi utilizado o programa Statistica.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Atributos morfológicos e físicos

As descrições morfológicas do VERTISSOLO Ebânico (P1) e do VERTISSOLO Háplico (P2) encontram-se na Tabela 2.

O P1 apresenta a sequência de horizontes/camada A, Bv, Bc, C/Cr, Crk/R destacando a cor preta nos horizontes. O P2 apresenta sequência de horizontes/camadas A, Bv, BC, C, Cr/R1, Cr/R2 com coloração variando de vermelho-escuro-acinzentada a bruno.

A coloração escura do VERTISSOLO EBÂNICO (Perfil 1) é resultado da contribuição de um forte processo de melanização, se deve a associação entre os constituintes orgânicos e minerais coloidais por complexação ou quelação, não estando diretamente relacionada ao teor de carbono orgânico mas sim ao grau destas relações. No VERTISSOLO HÁPLICO, a coloração provavelmente reflete maior presença de ferro e sua interação com a matéria orgânica. No solo, a presença de altos teores de ferro juntamente com matéria orgânica geralmente resulta em uma coloração escura. A matéria orgânica tende a conferir ao solo cores como preto ou bruno-escuro. Os óxidos de ferro, dependendo do seu grau de oxidação ou hidratação, podem apresentar diferentes colorações.

Em relação ao grau de pedalidade, o P1 apresenta no horizonte A (0-9 cm) estrutura prismática que se desfaz em blocos subangulares e angulares, fraca a moderada. No horizonte Bv (9-30 cm), estrutura prismática composta de blocos angulares e subangulares, fracos, médio a grande, com presença de slickensides comuns e com fraco grau de desenvolvimento. O Bv (30-60 cm) também prismática, com blocos angulares e subangulares, com slickensides comuns e abundantes de grau fraco. No C/Cr (60-77 cm) matriz cinzenta muito escura, presença de mosqueado branco, minerais primários em alteração, carbonáticos, com pouca a moderada efervescência e mosqueado bruno-forte com presença de carbonatos com reação fraca.

No P2 o A (0-8 cm) e no Bv (8-33 cm) apresentam estrutura prismática composta por blocos angulares e subangulares, moderada a fraca, no BC apresenta estrutura primática, com blocos angulares, moderada, média a grande, apresenta também fragmentos de carvão, abundantes, pequenos a grandes (0,2 a 2 cm), no C há também a presença de fragmentos de carvão, presença de slicksides, poucos e com grau fraco.

A presença de estrutura prismática nos horizontes B, bem como a presença de slickensides em ambos os perfis, é, resultante da constituição mineralógica (presença de minerais expansíveis), que associado ao ciclo de umedecimento e secagem promove a expansão e contração da massa de solo (CHEN, 1998)

De forma geral, as estruturas nos dois perfis são bem definidas, com pouco material solto que é uma consequência, da presença de argilominerais 2:1 que estão relacionados com a estruturação e agregação do solo (CORNELL; SCHWERTMANN, 1993). Ao longo dos dois perfis estudados foi observado a reação de efervescência ao HCl 10%, indicando a presença de carbonatos.

No P1 Presença de fina camada (0.3 a 0.5 cm) de estrutura granular em superfície, sobre o Ap, muito pequena (4 mm). E no P2 presença de fina camada (0.3 a 0.5 cm) de estrutura granular em superfície, sobre o Ap, muito pequena (4 mm).

Este tipo de feição é chamado de autogranulação, se trata da presença de estrutura granular na superfície do perfil (DASOG et al., 1987; DERM, 2011), geralmente resultante do fendilhamento e expansão na ausência de pressão de sobrecarga (MERMUT; DASOG; DOWUONA, 1996) tem sido observada em Vertissolos de vários países, como: El Salvador, Austrália, África e Índia (AHMAD, 1996; LIMA, 2014; YERIMA et al., 1987).

No P1 e P2 foram observadas a presença de slickensides, no P1 no BC comuns e abundantes de grau fraco, no P2 no Bv e BC comuns e com fraco desenvolvimento.

Quanto à consistência, os dois perfis apresentaram muita plasticidade e pegajosidade, sendo suas estruturas de friável a firme.

As transições nos perfis variaram de plana e clara no P1 em superfície e abrupta no C/Cr a a plana e gradual no P2, e em profundidade sendo ondulada a abrupta.

Foi observado presença de mosqueados no P1, especificamente nos horizontes C/Cr na cor branca (10YR9/1) de forma comum de pequeno a médio (0,1 a 1 cm), irregular e proeminente, referindo-se a minerais primários em alteração, carbonáticos, com pouca a moderada efervescência. E mosqueado bruno-forte (7,5YR5/6), poucos e irregulares.

As descrições dos atributos físicos dos VERTISSOLOS encontram-se na tabela 3 e o complemento da tabela se encontra nos apêndices.

O perfil 1 cujo é derivado de anfibolito tem o silte como a sua fração principal, característica observada ao longo de todo perfil. No A de 397 a 409 no BC abaixo do qual o silte apresenta ligeiro acréscimo, atingindo 477 g kg⁻¹. A quantidade de argila é ligeiramente inferior à de silte nos horizontes A, Bv e BC, entre 370 e 391 g.kg⁻¹, contudo apresenta queda abrupta para 144 kg⁻¹ no horizonte mais profundo.

Sobre as características do perfil 2, formado a partir da alteração de biotita gnaisses apresenta granulometria bastante semelhante à do perfil 1, com predomínio da fração silte em

todos os horizontes. No A, a quantidade de silte é de 418 g kg⁻¹, caindo para 397 g kg⁻¹ em Bv1, a partir do qual há clara tendência de aumento dessa fração em profundidade, alcançando 459 e 669 g.kg⁻¹ no C ou BC. Em contrapartida, a argila, cuja quantidade é ligeiramente inferior à do silte em A e Bv1, apresenta nítida tendência de diminuição a partir do horizonte C ou BC, cerca de 162 g kg⁻¹. A fração arenosa, por sua vez, na qual há ligeira preponderância da areia fina, tem seu maior valor no A, com 252 g kg⁻¹, e segue tendência de queda desde o horizonte Bv1, alcançando o valor de apenas 124 g kg⁻¹ no horizonte mais profundo (FURQUIM et al., 2023)

Tabela 1 - Atributos físicos dos VERTISSOLOS estudados no município de Madalena – CE

Horizonte		Composição granulométrica da terra fina (g kg ⁻¹)			Densidade (g cm ⁻³)
Símb.	Prof. (cm)	Areia (2-0,05mm)	Silte (0,05-0,002mm)	Argila (<0,002mm)	Solo
P1- VERTISSOLO EBÂNICO ÓRTICO					
A	0-9	233	397	370	1,69
Bv	9-30	213	397	391	1,61
BC	30-60	203	409	388	1,42
C/Cr	60-77	380	477	144	1,51
P2 – VERTISSOLO HÁPLICO ÓRTICO					
A	0-8	252	418	330	1,69
Bv	8-33	233	397	369	1,57
BCv	33-58	208	422	370	1,50
C	58-85	198	459	342	1,56

(Símb.) - Símbolo; (Prof) - Profundidade; (Casc) - Cascalho; (TFSA) - Terra Fina Seca ao Ar; (A.M.G.) - Areia Muito Grossa; (A.G.) - Areia Grossa; (A.M.) - Areia Média; (A.F.) - Areia Fina; (A.M.F.) - Areia Muito Fina; (A.T.) - Areia Total; (Partíc.) – Partículas.

Tabela 2 - Atributos morfológicos do VERTISSOLO EBÂNICO (P1) e VERTISSOLO HÁPLICO (P2) estudados nos municípios de Madalena - CE

Horizontes		Cor		Mosq.	Textura	Estrutura
Símb.	Prof. (cm)	Seca	Úmida			
P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico						
A	0-9	-	10 YR 2/1	-	F-Arg	Pris, bl sb Ag e bl ag.méd e gran, frac a mod. Méd a gran
Bv	9-30	-	10 YR 2/1	-	F- Arg	Pris, bl sb Ag e bl ag.méd e gran, mod a fra. Méd a gran, slick comuns e fra
BC	30-60	-	2,5 Y 2,5/1	-	F- Arg	Pris, bl Ag méd e gran, mod, slick, comuns e abund.
C/Cr	60-77	-	10 YR 9/1	7,5 YR 5/6	F	-
Cr/R	77-100+	-	-	-	-	-
P2 – VERTISSOLO HÁPLICO Órtico						
A	0-8	-	7,5 YR 3/3	-	F-Arg	Pris, bl sb Ag e bl ag.méd e gran, mod a fra. Méd a gran
Bv	8-33	-	7,5 YR 4/3	-	F- Arg	Pris, bl sb Ag e bl ag.méd e gran, mod a fra. Méd a gran, slick
BCv	33-58	-	10 YR 4/3	-	F-Arg	Pris, bl Ag méd e gran, mod, slick, comuns e fr.
C	58-85	-	10 YR 4/3	-	F -S	-
Cr/R1	85-161	-	7,5 YR 5/6	-	F -S	-.

Símb.) - Símbolo; (Prof) - Profundidade; (Mosq) - Mosqueados; (Dif)- Difuso; (A-S) - Argilossiltosa; (M-A) - Muito argilosa; (Arg) - argilosa; (F)-Franca; (F-Arg.-S)- Francoargilossiltosa; (F-Are)- Francoarenosa; (F- Arg.) - Francoargilosa;(F-Arg.Ar) - Franco argilo-arenosa; (mt. peq.) - Muito pequena; (gr) - Grande; (bl. Sb. Ag.) - Bloco Subangular;(bl. Ag.) - Bloco angular; (méd) - Média; (Peg) - Pegajosa; (md) - moderada; (Ft) - forte;(Fr) - Fraca; (Pris) - Prismática; (Cun) - Cuneiforme; (Slick)- Slickensinde; (pls) - Plástica; (Md) - moderada; (Ond) - Ondular; (pou.) - Pouca; (peq.) - Pequena; (dis.) - Distinta; (com.) - Comum; (méd.)- média; (abn) - Abundante; (proe) - Proeminente; (ext) - Extremamente; (gr) - grande; (dif) - difuso; (lig.) - ligeiramente; (Gran)-Granul.

4.2 Atributos químicos

Os valores de pH referente ao perfil 1 e 2 foram maiores em água do que em KCl, refletindo o predomínio de cargas negativas nesses solos. A reação dos solos estudados foi alcalina, sendo no P1 o pH em água sequencialmente: 7,12; 7,29; 7,83; 8,04, observa-se o aumento do pH em profundidade, devido ao fato da proximidade com sua rocha, o Anfibólito. Já no P2 temos valores de 7,32; 7,32; 7,46 e 8,04, também aumentando em profundidade devido a proximidade com seu material de origem, a Biotita Gnaiss.

Em relação a CE, O P1 e P2 apresentaram valores de forma geral baixos, no P1 observamos o seguinte comportamento, A 0,35 dS/m, Bv 0,64 dS/m, Bc 0,73 dS/m e C/Cr 1,10 dS/m. No P2 A 0,41, bv 0,60, BC 1,66 e C 2,13 dS/m. Estes valores para ambos os perfis são relativamente baixos, sugerindo que o solo tem uma baixa concentração de sais solúveis, à medida que vamos aprofundando no perfil observa-se um ligeiro acréscimo de sais no solo, fato relacionado a proximidade com a rocha e menor alteração dos minerais.

Os valores de P por Olsen (OLSEN et al., 1954), que foi desenvolvido para solos alcalinos e carbonáticos, mostraram valores no P1 de 10,47mgkg⁻¹ em superfície á 14,05mg kg⁻¹ em profundidade, porém apresentando maior valor no horizonte Bv com 26,23 mg kg⁻¹. No P2 variou de 12,61 mg kg⁻¹ em superfície á 7,13 mg kg⁻¹, onde o maior valor foi encontrado em superfície. Em solos jovens e nos moderadamente intemperizados, como os Vertissolos, ainda pode ocorrer fósforo em minerais primários, mas a maior parte deste elemento comumente se encontra na forma orgânica (Po), ou na forma mineral (Pi) adsorvida fracamente aos minerais secundários (RHEINHEIMER; ANGHINONI; FLORES, 2002).

A soma de bases e porcentagem de saturação por bases, apresentou valores altos devido aos seus principais contribuintes, o Ca²⁺ e Mg²⁺, mais uma vez refletindo a natureza do material de origem. Os valores de SB refletem na alta saturação por bases, caracterizando os solos em Eutróficos (SANTOS et al., 2018). Devido à alta taxa de evaporação e baixa precipitação pluviométrica, característica de região semiárida, os solos tendem a apresentar elevadas concentrações de sais solúveis (OLIVEIRA et al., 2007). Os altos teores de Ca²⁺ e Mg²⁺ ao longo dos perfis 1 e 2 (Tabela 3) são reflexo também do baixo grau de desenvolvimento dos solos (MOTTA et al., 2002). Há também a contribuição dos minerais presentes nas rochas metamórficas, cuja presença de minerais máficos em alteração, promove níveis elevados de Ca e Mg. Coulombe; Dixon e Wilding (1996) comentam que os Vertissolos possuem ampla diversidade de material de origem. Há também a contribuição dos minerais presentes nas rochas metamórficas, cuja presença de minerais máficos em alteração, promove níveis elevados de Ca e Mg.

Os teores mais baixos de K também deve estar relacionado a natureza do material de origem e as condições de drenagem interna dos solos. Os valores de Na^+ e PST foram aumentando em profundidade em ambos os perfis. Os valores de CTC mais altos no Cr refletem a qualidade das argilas presentes nessa camada.

Tabela 3 - Atributos Químicos dos solos P1 e P2 no município de Madalena-PE

Horizontes		Complexo sortivo (cmol _c kg ⁻¹)								P	PST	CE	Eq. CaCO ₃
Símbolo	pH Água	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	H ⁺ + Al ³⁺	CTC Potencial	Valor V (%)	mg kg ⁻¹	(%)	dS m ⁻¹	g kg ⁻¹
P1 - VERTISSOLO ÉBANICO ÓRTICO													
A	7,12	21,64	15,79	0,06	0,49	37,94	0,5	38,48	98,59	10,47	1,27	0,35	0
Bv	7,29	23,06	8,97	0,07	0,77	32,91	0,3	33,21	99,09	26,23	2,31	0,65	1,7
Bc	7,83	21,68	16,07	0,08	0,97	38,82	0,1	38,92	99,74	13,94	2,49	0,73	3,2
C/Cr	8,04	23,44	16,45	0,08	1,14	41,07	0,1	41,17	99,75	14,05	2,76	1,11	4,0
P2 – VERTISSOLO HÁPLICO ÓRTICO													
A	7,32	19,02	11,74	0,24	0,31	31,29	0,8	32,09	97,50	12,60	0,96	0,41	0,8
Bv	7,32	20,29	11,98	0,06	1,23	33,57	0,9	34,47	97,38	5,90	3,56	0,60	1,0
BC	7,46	23,17	14,05	0,06	1,97	39,28	0,6	39,88	98,49	5,58	4,93	1,66	1,7
C	8,04	23,95	14,96	0,07	2,55	41,48	0,1	41,58	99,75	7,12	6,13	2,13	0,4

Hor.: Horizonte; Prof.: Profundidade; pH: Potencial hidrogeniônico em água e cloreto de potássio (KCl); COT: Carbono orgânico total; Eq. CaCO₃= Equivalente de carbonato de cálcio; Cátions trocáveis: Cálcio (Ca²⁺), Magnésio (Mg²⁺), Sódio (Na⁺), Potássio (K⁺); SB: Soma de bases (Ca+Mg+Na+K); Al³⁺: Alumínio trocável; H+Al: Acidez potencial; CTC: Capacidade de troca de cátions; V: Percentagem de saturação por bases (SB/CTC)*100; PST: Percentagem de saturação por sódio (Na/CTC)*100; P: Fósforo disponível; EC: Estoque de Carbono

4.3 Composições da matéria orgânica do solo

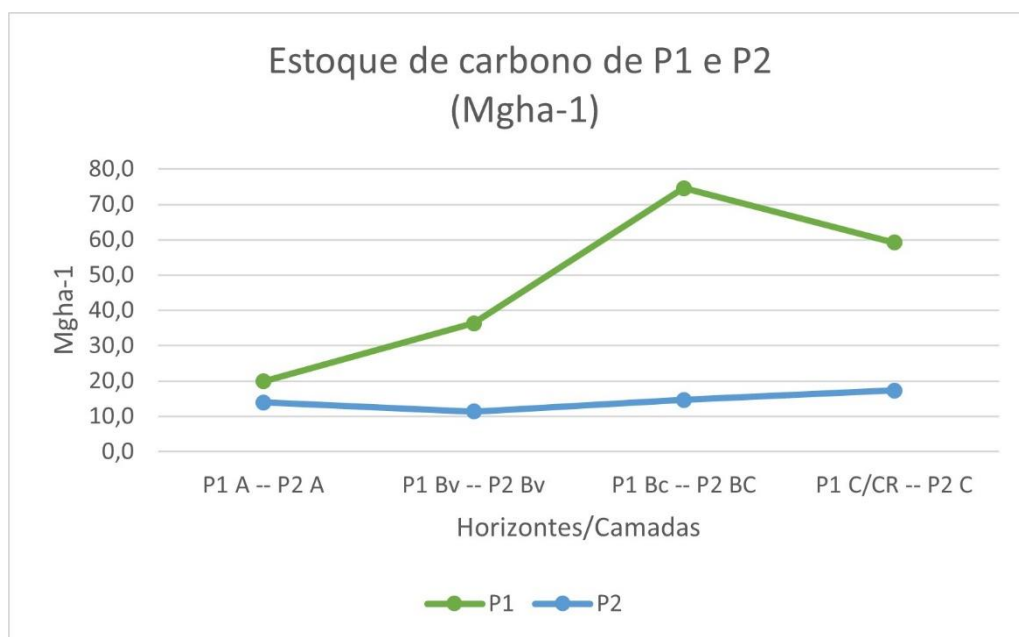
4.3.1 *Carbono Orgânico Total e Estoque de Carbono*

A diminuição do conteúdo orgânico em profundidade, bem como baixas e médias quantidades (< 1 a 2% M.O.S) nos horizontes superficiais são frequentes (AHMAD, 1996; PAL, 2009) indicando provavelmente pequeno aporte de resíduos vegetais ao solo e/ou maior mineralização dado o clima semiárido das áreas em estudo. Os dados para estoque de carbono dos dois perfis são encontrados na tabela 4. Observa-se no P1 um comportamento de ligeiro decréscimo na transição do horizonte A para o Bv, passando de 15,1gkg⁻¹ para 14,4 gkg⁻¹, onde provavelmente em superfície há um valor pouco mais elevado devido a deposição de material orgânico fresco e com pouca estabilidade, seguindo a mesma dinâmica no horizonte Bc no valor de 13,2 gkg⁻¹ e em profundidade, na camada C/Cr atingindo o maior valor do perfil de 17,3 gkg⁻¹, refletindo que mecanismos de estabilização de carbono agem neste perfil de solo.

No P2 observa-se um decréscimo abrupto do horizonte mais superficial para o subsuperficial. O horizonte A apresenta 11,5gkg⁻¹, seguido por 4,0 gkg⁻¹ no horizonte Bv, o que também reflete a natureza da composição do material que compõe a matéria orgânica do solo, sendo material mais grosseiro, chamado de macrórgânico e de grande interesse e exposição a atividade microbiana. O decréscimo reflete a alteração do tipo de material orgânico agora ali encontrado, dando possivelmente lugar a um carbono orgânico agora mais estabilizado, fato que será mais bem abordado na discussão sobre fracionamento físico da matéria orgânica do solo, no horizonte BC tem-se ligeiro acréscimo de carbono orgânico quando comparado ao horizonte anterior 2,9gkg⁻¹, seguido por aumento na camada C 3,9 gkg⁻¹.

Antagônico ao observado para os teores de C em ambos os perfis, o estoque de carbono aumentou significativamente nos horizontes subsuperficiais, ultrapassando os valores de superfície, no P1 este aumento ocorre de forma gradativa, onde o BC apresenta os maiores valores para estoque de carbono com 74,61 MgHa⁻¹, fato que deve estar associado a processos de acumulação e proteção do carbono orgânico do solo. No P2 este acúmulo no estoque de carbono ocorre de maneira mais sutil, e em profundidade, no A de 14,0 passando para 11,4 e 14,7 no BC e aumentando para 17,3 MgHa⁻¹ no C, refletindo que provavelmente o carbono presente nesta camada, está sendo eficientemente estabilizado e acumulado, estando em formas mais estáveis (considerando a proporção no fracionamento físico da matéria orgânica 42% e 46% estão nas frações $< 53\mu\text{m}$ e 53-250 μm), com valores de estoque bem menores quando comparado a eficiência do P1.

Figura 7 - Distribuição do estoque de C em Mgha-1 ao longo do perfil de solo para P1 e P2.



4.3.2 Carbono Solúvel em Água e Substâncias húmicas

Os valores para fracionamento do carbono presente nas substâncias húmicas (ácidos fúlvicos (C-AF), ácidos húmicos (C-AH) e humina (C-HU)), assim como carbono em água e carbono total estão presentes na tabela 4.0

Uma porção dos ácidos húmicos podem contribuir para a coloração escura do solo, a exemplo dos ácidos hematomelânicos onde a caracterização segundo Novotny et al. (2006) as identifica como substâncias amorfas, de cor preta, parcialmente aromáticas, principalmente hidrofílicas e quimicamente complexas.

Apesar dos baixos teores de carbono orgânico total encontrado nos solos estudados, é possível observar que houve acúmulo de carbono em profundidade, porém quando comparados o P1 com o P2, o primeiro apresenta valores bem mais expressivos em relação ao segundo, ou seja, o carbono orgânico neste perfil, está sendo estabilizado de forma mais eficiente. Como também já dito, menores estoques podem estar relacionados com a não complexação com às frações minerais do solo (ex: intra-agregados), tornando-se constantemente dependente do aporte de resíduos para sua manutenção, uma vez que durante o período de estiagem haveria aumento no teor do elemento no solo, enquanto no período com chuvas, por conseguinte, com atividade da microbiota, ocorreria a decomposição desses resíduos e a mineralização do C, fato que não ocorre com tanta força em subsuperfície. Machado (2005) salienta que os teores de C superficiais tendem a diminuir, havendo pouca alteração em profundidades maiores. Fato que

é corroborado quando comparado aos resultados encontrados no fracionamento físico da matéria orgânica.

Para o Carbono em água, neste compartimento temos compostos orgânicos solúveis derivados da atividade microbiana, bem como exsudatos de raiz (POTES et al., 2010, HANKE et al., 2017) assim como são frações mais lábeis, com a presença de estruturas hidrofílicas, que são menores do que as estruturas de C-AF e C-AH. Os valores encontrados para esta fração foram decrescidos em profundidade, chegando a alcançar valores nulos, como no caso dos horizontes mais profundos do P2.

As substâncias húmicas são reconhecidas como o maior componente da matéria orgânica do solo, incluindo o ácido húmico (AH), o ácido fúlvico (FA) e a humina (HU), representando 60–80% da matéria orgânica (YANG et al., 2022). Como mistura orgânica não homogênea de alto peso molecular, existe amplamente em vários ambientes (KLUPFEL et al., 2014).

Para o carbono das frações húmicas, os teores se comportaram na seguinte sequência C-AH > C-HU > C-AF no P1, com exceção do horizonte Bv, onde o C-AF apresentou-se mais expressivo que o C-HU. Esta observação pode ser explicada pela natureza e condições específicas desse tipo de solo, pois o horizonte B vértico, característica diagnóstica dos Vertissolos, tem como uma das principais características a contração e expansão das suas argilas, causando a movimentação de grande porção de solo e abertura de fendas, fendas pelas quais o material orgânico menos estabilizado pode ter acesso a porção subsuperficial no perfil, além dos ácidos fúlvicos serem facilmente lixiviados, explicando assim a presença de mais ácidos fúlvicos em relação a humina neste horizonte.

Os Vertissolos são conhecidos por sua alta capacidade de troca catiônica e por conterem uma quantidade significativa de minerais de argila expansiva. Essas características permitem que os Vertissolos retenham de forma geral mais substâncias húmicas, especialmente ácidos húmicos, que são moléculas maiores e mais complexas, explicando assim a predominância desta fração ao longo do perfil.

A predominância de AH indica um alto grau de humificação, o que significa que a matéria orgânica no solo está em um estado mais estável e resistente à decomposição. Isso é benéfico para o solo, pois contribui para a sua estrutura e fertilidade a longo prazo. A humina, sendo a fração insolúvel tanto em meio ácido quanto alcalino, representa a parte mais estável da matéria orgânica do solo e, portanto, é menos disponível para as plantas, mas contribui para a formação da estrutura do solo e sequestro de carbono. Por outro lado, os ácidos fúlvicos, que são menores e mais solúveis, tendem a estar em menor quantidade em solos com alta capacidade

de retenção de substâncias húmicas, como é o caso dos Vertissolos. Eles são mais facilmente lixiviados e menos resistentes à decomposição, mas são importantes para a disponibilidade de nutrientes e a mobilidade de metais no solo.

Portanto, a observação de maiores valores de $AH > C-HU > C-AF$ em um Vertissolo Ebânico Órtico é consistente com o que se espera desse tipo de solo, refletindo suas propriedades únicas e o estado avançado de humificação da matéria orgânica presente

Já para o P2 o comportamento observado foi outro, onde: $C-AF > C-AH > C-HU$, com exceção também do horizonte Bv, que apresentou o C-AH maior que as demais frações, seguido pelo C-AF e C-HU. A predominância de C-AF pode indicar: 1- Menor grau de humificação: Os ácidos fúlvicos são moléculas menores e mais solúveis em comparação com os ácidos húmicos e a humina, uma maior proporção de C-AF pode sugerir que a matéria orgânica no solo está em um estágio inicial de decomposição e humificação. 2 - Condições de drenagem e oxigenação: Vertissolos podem ter períodos em que ficam saturados de água, seguidos por períodos de seca. Essas condições podem favorecer a formação de ácidos fúlvicos, que são mais móveis e podem ser transportados com mais facilidade no perfil do solo. A menor quantidade de C-AH e C-HU pode ser devido a decomposição e mineralização, pois em condições de boa aeração, a matéria orgânica pode ser mais rapidamente decomposta e mineralizada, resultando em menores quantidades de ácidos húmicos e humina, que são mais estáveis e resistem à decomposição. Sobre a predominância do C-AH no horizonte Bv, também pode estar relacionada a suas características diagnosticas, onde as argilas expansivas permitem que os Vertissolos retenham de forma geral mais substâncias húmicas, especialmente ácidos húmicos. Segundo Canellas & Façanha (2004), tais solos se encontrariam em estágio inicial de humificação.

Quando comparamos os dois perfis, o P2 apresenta de modo geral valores em gkg-1 menores que o P1. Tradicionalmente, admite-se que esses compostos variam em peso molecular na ordem crescente $AF < AH < HU$ (ZECH et al., 1997; HAYES, 2006) A formação e estabilização das substâncias húmicas do solo são influenciadas por uma série de fatores, por exemplo, clima, vegetação (biota), materiais de origem, topografia (a paisagem), pH, Eh, enzimas do solo e tempo. Composição química (recalcitrância), proteção física e interações de matriz (argila, siltes, sesquióxidos e cátions) são frequentemente citadas como os principais controles na formação e dinâmica (PAUL, 2016) Isto regula em grande parte o sequestro de C ou N do solo e a formação de agregados do solo (PONGE, 2013).

A relação C-AH/CAF avalia a perda de carbono ao longo do perfil, destacando que quanto mais elevada essa relação maior será o grau de polimerização da MOS (CASTILLO; WRIGHT, 2008; ORLOV, 1985).

No P1 temos no horizonte A 1,89 gkg⁻¹, no Bv 2,31, seguido pelos 1,93 e 1,49 no Bc e C/Cr. Geralmente, espera-se que a relação AH/AF diminua com a profundidade, pois a matéria orgânica tende a ser menos humificada nas camadas mais profundas. Valores mais altos sugerem uma matéria mais humificada e estável como observado em especial no horizonte Bv, pode ser atribuído ao fato do horizonte em questão possuir um maior acúmulo de argila em relação aos demais e proteção através da agregação. Nesse solo há favorecimento da formação da fração ácido húmico e os valores de relação AH/AF são superiores a 1 (um) (STEVENSON, 1994).

No P2 observou-se dinâmica semelhante ao P1, onde o maior valor para a relação foi observando também no horizonte Bv 1,45 gkg⁻¹, o horizonte A foi de 0,70 gkg⁻¹, o Bc e C 0,75 e 0,03 gkg⁻¹, onde os menores valores sugerem menores níveis de humificação neste perfil, em especial em profundidade. Prevalência de ácidos fúlvicos nos solos pode resultar, em longo prazo, em ambientes menos favoráveis à atividade microbiana, com concomitante redução da fertilidade do solo (BENITES et al., 2005; MILORI et al., 2004; SILVA; ANDERSON; GUILHERME, 2000) e a menor intensidade de transformação da matéria orgânica do solo.

4.3.3 Carbono do Fracionamento Físico Da Matéria Orgânica

Os dados em gkg⁻¹ e em % do fracionamento físico da matéria orgânica do P1 e P2 encontram-se na tabela 4.

Tendo o conhecimento que o fracionamento físico da matéria orgânica do solo foi realizado por granulometria, da seguinte forma: <53µm (COAM) 53-250 µm (COP) e >250µm (lábil). Observa-se a seguir (imagem 8 e 10) que tanto para o P1 – Vertissolo Ebânico quanto para o P2 – Vertissolo Háptico os maiores valores de Carbono foram encontrados na fração <53µm, ou seja, associado aos minerais.

No P1, a fração predominante foi a <53 µm, variando em porcentagem de carbono orgânico total de 47% à 89%. Seguido pela fração lábil e por fim, menores valores na fração correspondente ao particulado.

Figura 8 - Fracionamento físico da matéria orgânica do P1 por método granulométrico.

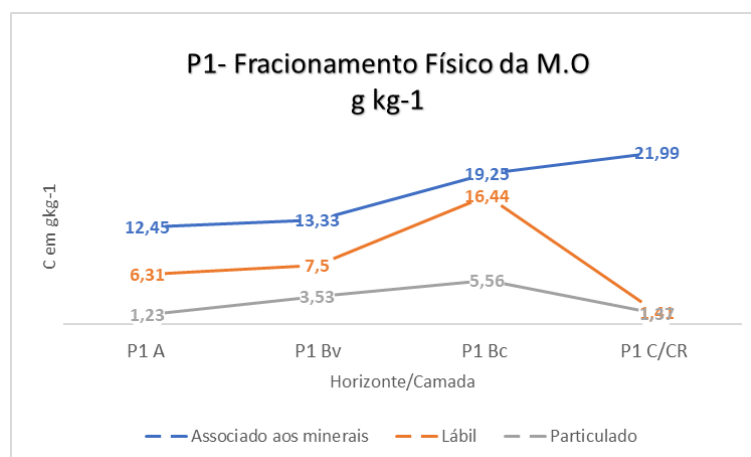
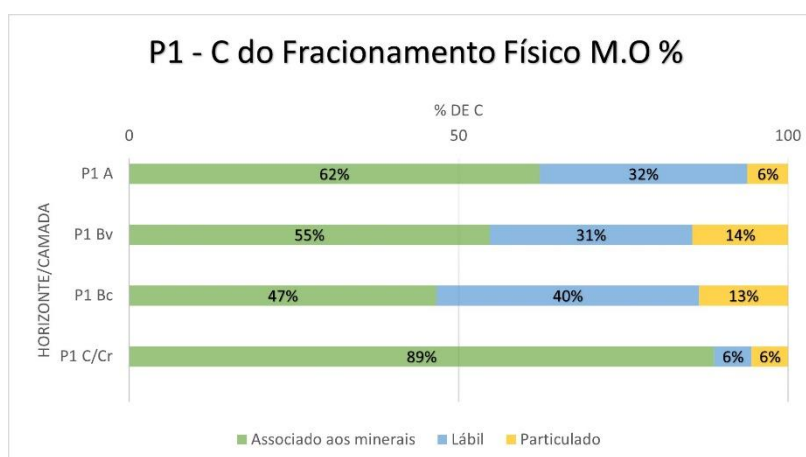
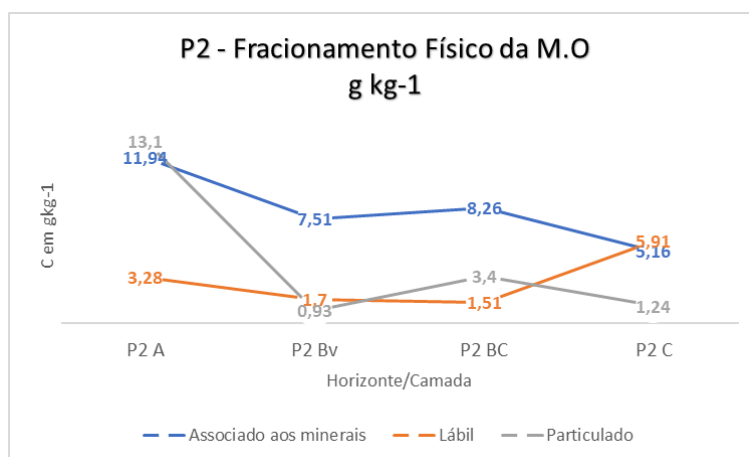
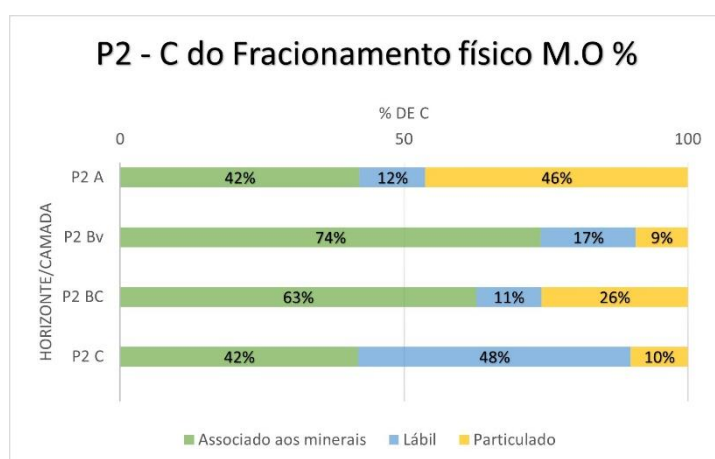


Figura 9 - Fracionamento físico da matéria orgânica do P1 (expresso em porcentagem do Corg total) por método granulométrico.



No P2 (imagem 10) onde os maiores valores foram observados quase que na totalidade dos horizontes/camadas na fração $<53 \mu$, com exceção da camada C (58-85 cm), onde a fração lábil foi predominante, e no horizonte A, a fração particulada foi a mais expressiva. Os valores observados foram no horizonte A (0-8cm) 42% no associado aos minerais, 12% na fração lábil e 46% no particulado. No horizonte B (9-33cm) 74% associado aos minerais, 17% lábil e 9% particulado. Na camada Bcv (33-58cm) foi de 63% associado aos minerais, 11% lábil e 26% particulado, por fim, na camada C 42% associado aos minerais, 48% lábil e 10% particulado.

Figura 10 - Fracionamento físico da matéria orgânica do P2 por método granulométrico.**Figura 11** - Fracionamento físico da matéria orgânica do P2 (expresso em porcentagem do Corg total) por método granulométrico.

Para o P1 podemos inferir que a fração associada aos minerais (53µm) decresce ao longo do perfil e volta a ter maior expressividade em profundidade, devido aos mecanismos proteção e estabilização da matéria orgânica do solo (TISDALL; OADES, 1982) e de adsorção e ligações químicas diversas na superfície das argilas (ex.: pontes catiônicas e de hidrogênio, interações eletrostáticas, forças de Van der Waals) que tornam os resíduos orgânicos mais resistentes ao ataque microbiano, sendo apontados como uma das razões para o relativo acúmulo de MOS em solos argilosos (HASSINK; WHITMORE, 1997; SCHULTEN; LEINWEBER, 2000). Com o grau de associação as partículas do solo, essa matéria orgânica passa a estar ligada as partículas minerais, formando complexos organo-minerais (COM). Os COM são ditos primários, quando resultam da interação direta entre partículas minerais primárias e compostos orgânicos. Neste caso, para todos os COM primários, estariam atuando dois dos mecanismos mencionados: a recalcitrância e a ligação/complexação. Entretanto, alguns destes COM primários poderiam,

ainda, ser aprisionados dentro dos COM secundários em locais de difícil acesso à microbiota, o que adicionaria um terceiro mecanismo de proteção, a oclusão.

A fração lábil com menores valores no P1 quando comparados a fração associada aos minerais, porém, sendo ainda maiores que os da fração particulada, que são os de menor percentual neste perfil. Isto se deve ao fato que na fração particulada, por ser uma fração de maior granulometria, a superfície específica e a densidade de carga das áreas não é suficiente para adsorver-la, ou seja, esta fração apresenta pouco ou nenhum material orgânico fortemente ligado, sendo pobre em complexos organo-minerais (BALDOCK et al., 1992), esta fração assim é composta por matéria macrorgânica, ou matéria orgânica particulada. (SIX et al., 2002). O processo de transformação e migração do fluxo de C está relacionado com a proteção física que ocorre ao longo do ciclo do C orgânico no solo, isto significa que com maior agregação, maiores taxas de associação mineral e proteção deste C, ocasionando menores perdas. (SIX et al., 2002).

No P2, ao observarmos maiores valores na fração particulada em superfície, essa fração é dominada por resíduos orgânicos em estágios iniciais de decomposição, sendo possível a identificação de fragmentos de material vegetal, hifas fúngicas, e exoesqueletos da fauna (CHRISTENSEN, 2001). podemos inferir que neste perfil, está acontecendo possivelmente uma maior deposição de material orgânico vegetal ou animal, ou seja, material macrorgânico, e a sua transformação pelas taxas de associação mineral e proteção deste C também estão atuando com eficiência, indicando assim que este solo não sofre grandes impactos de manejo, devido a sua vegetação ser preservada em área de Caatinga. A medida que aprofundamos no perfil, observamos o mesmo comportamento, menores valores na fração lábil, exceto no horizonte C e maiores valores na associação mineral, o que reflete o que foi exemplificado no comportamento do P1, os mecanismos de estabilização agindo na estabilização e proteção deste C. A matéria orgânica não complexada (MONC) pode ser encontrada também nas frações menores (silte e argila). Alguns autores têm demonstrado que existem diferenças na composição e disponibilidade da MONC presente nestas diferentes classes texturais (BALDOCK et al., 1992; GREGORICH et al., 1995; BALESIDENT et al., 1998; YAKOVCHENKO et al., 1998).

As frações silte e argila contêm a maior parte do carbono orgânico dos sendo um material mais transformado e amorfo, sem estruturas reconhecíveis de materiais vegetais ou da meso e microfauna.

Tabela 4 - Caracterização da matéria orgânica nos perfis estudados.

Horizonte	prof (cm)	C-AF (gkg-1)	C-AH (gkg-1)	C-HU (gkg-1)	AF %	AH %	HU %	C Solúvel em H2O (gkg-1)	C Org. total (g/kg-1)	Estoque de C Mg.ha-1	CAH/CAF
P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico											
A	9-30	11,97	27,68	9,24	24,48	46,45	29,08	0,011	15,1	19,88	1,89
Bv	30-60	14,07	27,17	14,73	25,14	56,62	18,90	0,006	14,4	36,35	2,31
BC	60-77	14,23	21,28	14,30	28,57	48,54	26,32	0,007	13,2	74,61	1,93
C/Cr	60-77	14,23	21,28	14,30	28,57	42,72	28,71	0,006	17,3	59,19	1,49
P2 – VERTISSOLO HAPLICO Órtico											
A	8-33	10,24	14,94	0,42	40,00	33,55	19,15	0,002	11,5	13,95	0,70
Bv	33-58	14,71	11,12	3,23	50,62	58,36	1,64	0,0011	4,0	11,36	1,45
BC	58-85	9,15	0,34	3,33	71,37	38,27	11,11	0	2,9	14,67	0,75
C											

C-AF= Carbono – ácido fulvico, C-AH= Carbono ácido húmico, C-humina= Carbono humina

4.3.4 C e N total por Analisador elementar e suas relações

Nos solos, de maneira geral, podem ser encontrados diversos componentes cujas estruturas apresentam elementos como o carbono e nitrogênio. A matéria orgânica do solo, em seus diversos estágios de transformação e origem, representa um importante conjunto de estruturas, moléculas e/ou substâncias que contêm esses elementos. Além disso, outros materiais, como carbonatos e bicarbonatos, também são fontes desses elementos.

Por este motivo fez-se esta análise com dois tratamentos, o primeiro contendo amostra do solo natural e o segundo amostra de solo tratada para remoção de carbonatos, como mostrado na tabela X a seguir.

Tabela 5 - Resultados de analisador elementar referentes ao C e N total do P1 e P2, relações C:N e carbonatos encontrados por diferença.

Horizonte	Prof. (cm)	C Total (g/kg-1)	N Total (g/kg-1)	C-Org (HCL) (g/kg-1)	Relação C:N	Carbonatos (g/kg-1)
P1 – VERTISSOLO EBANICO ÓRTICO						
A	0-9	15,05	0,32	15,05	47,03	0
Bv	9-30	17,06	0,30	14,40	48,00	1,66
BC	30-60	16,40	0,22	13,22	60,09	3,18
C/Cr	60-77	17,31	0,09	17,22	192,33	4,00
P2 – VERTISSOLO HAPLICO ÓRTICO						
A	0-8	12,23	1,01	11,48	11,36	0,75
Bv1	8-33	5,02	0,31	4,04	13,03	0,98
Bcv	33-58	4,55	0,24	2,91	12,12	1,65
C	58-85	4,30	0,22	3,94	17,90	0,37

A determinação do carbono e nitrogênio total em solos foi realizada por meio de analisador elementar. Essa análise não considera os diversos compartimentos e/ou a origem no solo, principalmente para o carbono, cuja origem poderá incluir materiais minerais e orgânicos.

Foi calculada a relação C:N dos dois perfis, onde a relação C:N é um indicador da disponibilidade de nitrogênio e da taxa de decomposição da matéria orgânica. Além de calcular por diferença entre os tratamentos, a quantidade carbonato nas amostras de solo.

Uma relação C:N alta significa que há muito carbono em comparação com nitrogênio. Isso pode retardar a decomposição da matéria orgânica, pois os microrganismos precisam de mais

nitrogênio para processar todo o carbono disponível, com uma relação C:N tão alta, o nitrogênio pode se tornar limitante. Isso significa que pode não haver nitrogênio suficiente disponível para as plantas após os microrganismos terem usado o que precisam. Isso pode retardar a decomposição da matéria orgânica, pois os microrganismos precisam de mais nitrogênio para processar todo o carbono disponível, quando a relação C:N é maior que 30:1, os microrganismos tendem a imobilizar o nitrogênio do solo, o que significa que eles retêm o nitrogênio em suas células, tornando-o temporariamente indisponível

Para o P1 – Vertissolo Ebânico órtico, esses valores indicam que o perfil do solo possui uma distribuição relativamente uniforme de carbono total, o que é positivo, pois o carbono é essencial para a estrutura do solo e a fertilidade. A presença constante de carbono também favorece a atividade microbiana e a retenção de água e nutrientes. No Horizonte Bv se tem uma concentração ligeiramente maior que no horizonte superficial e abaixo dele, fato refletido em outras análises como no estoque de carbono deste horizonte e no fracionamento físico da matéria orgânica, onde indica que o carbono desta fração está predominantemente associado aos minerais, tendo assim maior estabilidade e permanência.

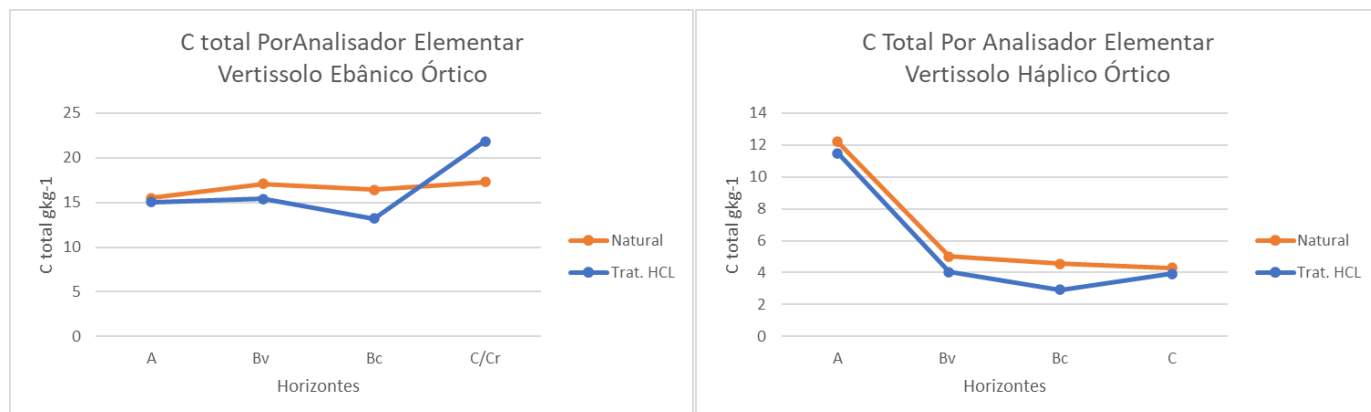
Já o P2 – Vertissolo Háptico órtico, o maior valor é encontrado em superfície e vai decrescendo ao longo da profundidade do perfil. Machado (2005) salienta que os teores de C superficiais tendem a diminuir, havendo pouca alteração em profundidades maiores. Fato que é corroborado quando comparado aos resultados encontrados no fracionamento físico da matéria orgânica.

Fazendo um link com o fósforo. Os microrganismos do solo utilizam fósforo para várias funções celulares, se o fósforo for limitante, pode reduzir a atividade microbiana, que por sua vez, afeta a decomposição da matéria orgânica e a liberação do carbono e nitrogênio, além das reações que imobilizam. A exemplo da adubação fosfata que pode aumentar a disponibilidade de fósforo, afetando a relação C:N:P ao promover a mineralização da matéria orgânica.

Do ponto de vista mineralógico e pedogenético, a presença de ácidos húmicos e fúlvicos afetam a disponibilidade de nutrientes e a capacidade de troca catiônica do solo.

Essas interações entre a matéria orgânica e os minerais do solo são fundamentais para a formação de agregados estáveis, que protegem o carbono orgânico da decomposição e promovem o sequestro de carbono no solo. Além disso, a atividade microbiana, que é influenciada pela relação C:N pela presença de ácidos húmicos e fúlvicos, desempenha um papel crucial na ciclagem de nutrientes e na estabilização do carbono no solo.

Figura 12 - C total por analisador elementar do Vertissolo Ebânico e do Vertissolo Háplico, com comparativo entre tratamentos.



Os dois perfis refletem a presença de material carbonático, constatado a partir da diferença dos valores das amostras de solo total e tratadas com HCL.

4.3.5 Composição estrutural de COS com oxidação por H₂O₂ e suas características espectroscópicas.

A interpretação dos espectros de FTIR foi conduzida principalmente de acordo com Stevenson (1995), Tan (1996) e Silverstein et al. (2005).

As principais bandas e picos observados nos espectros foram:

- 3500–3200 cm⁻¹: uma banda larga referente à vibração de grupos hidroxila (O–H) de moléculas de água, álcoois e fenóis, grupos N–H ou vibrações do OH dos octaedros dos silicatos.
- 2920 e 2840 cm⁻¹: absorções resultantes da vibração de estiramento assimétrico e simétrico de ligações C–H alifático de CH₂ e CH₃.
- 1620 cm⁻¹: vibrações de ligações do tipo C=C aromáticos.
- 1380 cm⁻¹: deformação de grupamentos OH e estiramentos de grupos C–O de grupos fenólicos, e provavelmente a deformação de ligações C–H de grupos CH₂, CH₃ e de grupos carboxílicos. Também são atribuídos a fragmentos de lignina.
- 1170 cm⁻¹: estiramento C–O de estruturas tipo polissacarídeos.
- 1080: vibrações de estiramento de ligações C–O–C em polissacarídeos e vibrações de Si–O de impurezas minerais.
- 770 e 690 cm⁻¹: atribuído a dobramentos fora do plano de compostos C–H aromáticos, com absorção entre 900-690 cm⁻¹.

A composição química da MOS por FTIR nos perfis foi semelhante (Figuras 13 e 14), no entanto, os espectros de FTIR mostraram mudanças substanciais nas intensidades de absorção de bandas, com enriquecimento da maioria dos compostos orgânicos no Vertissolo Ebânico (P1), especialmente na superfície (Figura 8).

Figura 13 - Espectro de FTIR da matéria orgânica do solo de todos os horizontes do perfil P1 – Vertissolo Êbanico órtico

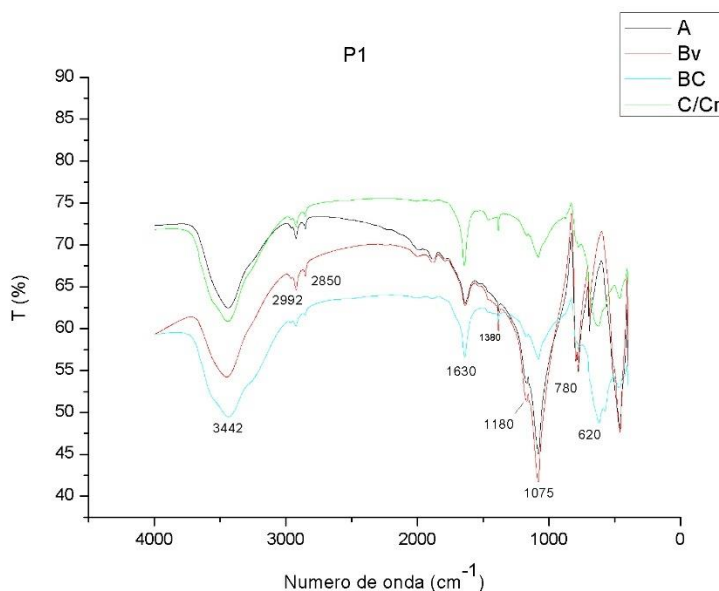


Figura 14 - Espectro de FTIR da matéria orgânica do solo de todos os horizontes do perfil P2 - Vertissolo Háptico órtico

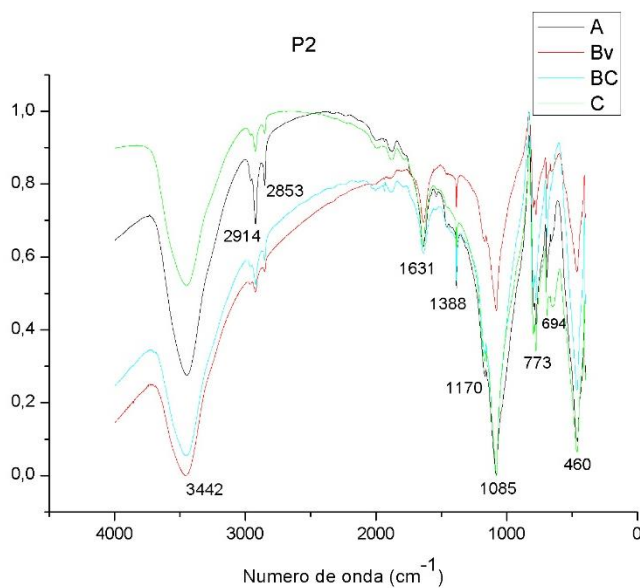


Figura 15 - Espectro de FTIR do horizonte ebânico (Bv) do P1 com e sem tratamento com H_2O_2 , com colunas tracejadas de cor cinza indicando bandas de absorção dos grupos (C – H) e (C = O/C – O).

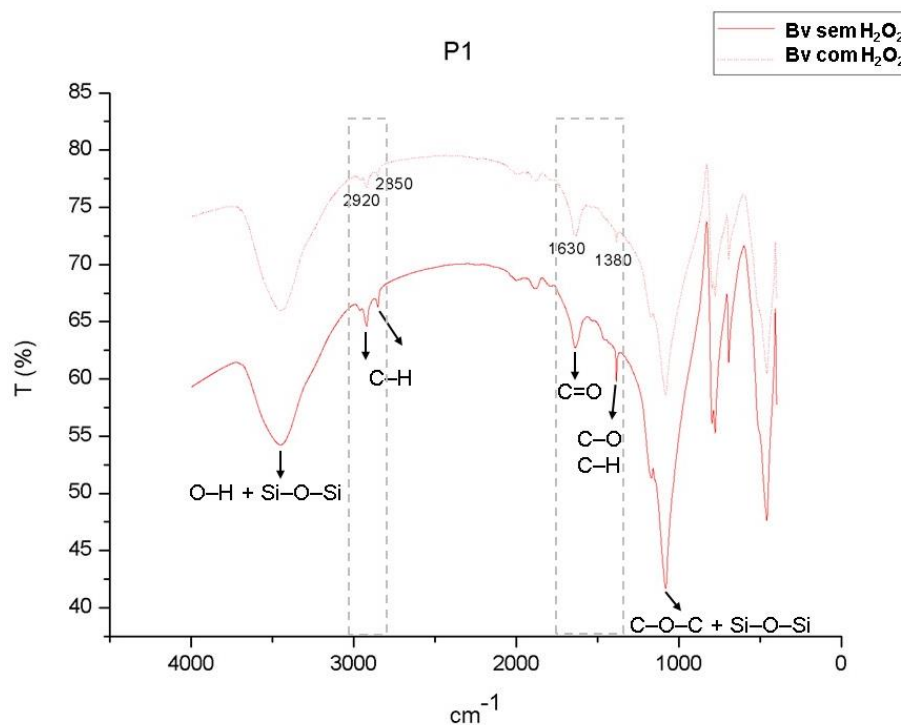
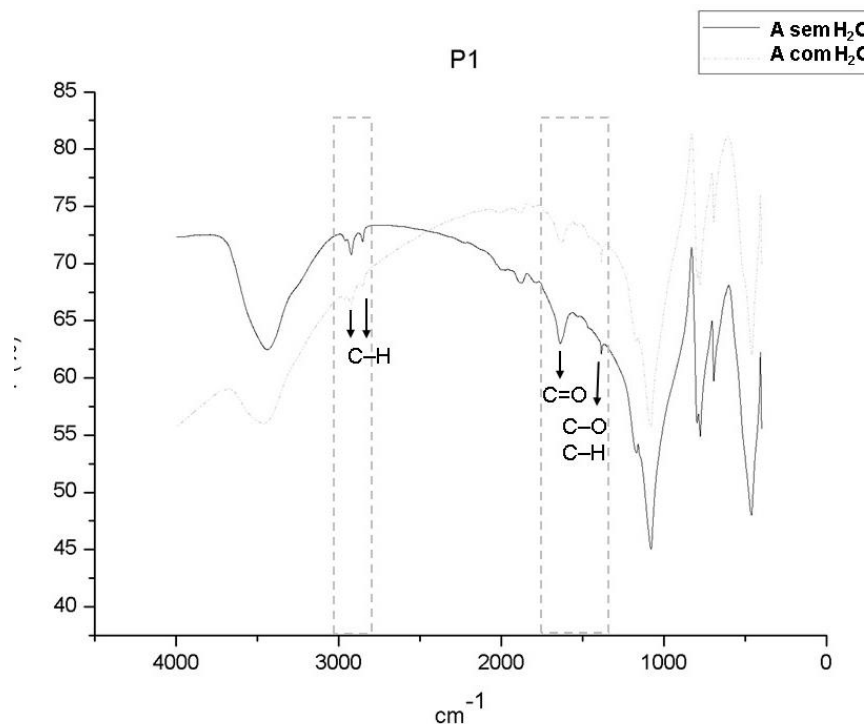


Figura 16 - Espectro de FTIR do horizonte A do P1 com e sem tratamento com H_2O_2 , com colunas tracejadas de cor cinza indicando bandas de absorção dos grupos (C – H) e (C = O/C – O).



Grupos funcionais e estruturas orgânicas com absorções na região alifática foram marcantes no solo ebânico (Figura 1). Os horizontes A e Bv (P1) apresentaram grandes

quantidades relativas de estruturas tipo polissacarídeos (estiramento C–O em aproximadamente 1170 e 1080 cm^{-1}). Além dos grupos metileno e metil e de grupos CH_2 , característico de alcanos, indicados pelas frequências em torno de 2920 cm^{-1} e 2850 cm^{-1} . Na superfície do Vertissolo Ebânico (P1), principalmente no horizonte Bv, também se destaca a banda larga centrada em 3400 cm^{-1} , a qual corresponde a uma sobreposição das bandas referentes à ligação de grupos OH, incluindo OH da água, e grupos N–H (aminas e amidas primárias e secundárias). Isto indica que tais grupos (alifáticos) são possivelmente importantes na estabilização de C e na formação do caráter ebânico nesses solos.

Os picos em torno da região de compostos tipicamente aromáticos (1640 cm^{-1} e 780-690 cm^{-1}) e fenólicos (1380 cm^{-1}) foram evidentes na superfície do P1 (A e Bv) (Figura 1). O P1 mostrou maior caráter hidrofílico em relação ao P2, com os espectros mostrando bandas de absorção de energia mais fortes de polissacarídeos, celulose, lignina e grupos carboxílicos. Isto sugere que a interação organomineral, provavelmente envolvendo pontes de Ca, pode ser mais relevante para proteger a MOS em P1 (solo ebânico) que no P2 (não ebânico).

O horizonte ebânico se diferenciou do horizonte A pela maior quantidade de compostos possivelmente alifáticos, na região de 2990 a 2850 cm^{-1} e 3400 cm^{-1} . Nesse perfil (P1), os compostos orgânicos foram enriquecidos também em profundidade, horizonte BC, com clara redução nos grupos em torno de 1070 cm^{-1} .

O P2 mostrou marcante redução dos compostos alifáticos (1180 cm^{-1} , 2990-2850 cm^{-1}) (Figura 2), os quais parecem ter importância na formação do horizonte ebânico (P1). Em geral, os grupos orgânicos foram menos abundantes em P2 comparado ao P1, consistente com o maior teor de carbono nesse último solo.

O H_2O_2 oxidou compostos orgânicos, porém a mudança nas bandas de absorção não é evidente na mesma extensão para todos os grupos ou estruturas (Figuras 15 e 16). O espectro FTIR indica que o tratamento com H_2O_2 não resultou em completa oxidação do material orgânico, uma vez que não houve remoção total ou significativa do pico. Além disso, como a redução dos grupos orgânicos na amostra pela oxidação com peróxido, indicada pela menor intensidade de absorção, nem sempre foi acompanhada por mudanças no formato do pico, analisamos os espectros de FTIR das amostras focando nas bandas de absorção C–H e C=O (indicadas no espectro com colunas tracejadas de cor cinza, Figuras 15 e 16), que são específicas para matéria orgânica e dificilmente são sobrepostos por faixas de absorção de minerais do solo.

A intensidade das bandas de absorção depende da quantidade de grupos funcionais da amostra. Isto significa que conteúdos maiores de grupos funcionais resultam em maior intensidade da correspondente banda de absorção, enquanto conteúdos menores resultam em

menor intensidade (ELLERBROCK et al., 2001). A redução na intensidade de absorção nas regiões $2920\text{--}2850\text{ cm}^{-1}$ e 1640 cm^{-1} e 1380 cm^{-1} sugerem que o H_2O_2 oxidou substancial quantidade de grupos orgânicos, como visto nos espectros obtidos de amostras tratadas com H_2O_2 e comparadas as amostras não tratadas com peróxido (Figuras 15 e 16). Além disso, pode ser observado uma redução no formato do pico (horizontes Bv figura 15), sugerindo uma fração de compostos orgânicos resistentes ao H_2O_2 (C presumivelmente associado aos minerais) (VON LÜTZOW et al., 2007; EUSTERHUES et al., 2005).

Portanto, esses grupos, principalmente grupos metoxilícos alifáticos, fenólicos e carboxilícos provavelmente compõe as interações organominerais nos horizontes Bv do Vertissolo Ebânico. Enquanto esse comportamento foi menos evidente para o horizonte A (Figura 16), sugerindo que o horizonte Bv e horizonte A tem mecanismos distintos de proteção da matéria orgânica.

4.3.6 DSC e TG.

Tabela 6 - Parâmetros DSC e TG de solo inteiro: picos de temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) referentes à DSC; e perdas de peso (%) referentes à TG. Primeira reação endotérmica (1°End), primeira reação exotérmica (1°Exot) e segunda reação exotérmica (2°Exot). Percentagem relativa da primeira perda de peso em relação à perda de peso total ($1\text{Exo}\%$) para P1 e P2.

Horizonte	DSC				TG			
	Temperatura do		Energia		Perda (%)			1°Exo%
	pico (°C)		(μV/min)					
	1°Exot	2°Exot	1°Exot	2°Exot	1Exo	2Exo	Total	
Perfil 1								
A	263,4	371,5	0,115	0,325	3,18	2,66	5,84	54,45
Bv	269,3	371,4	0,099	0,345	2,74	2,64	5,39	50,83
Bc	255,2	363,0	0,140	0,321	4,08	2,51	6,59	61,91
C/Cr	269,3	349,3	0,100	0,155	4,03	1,18	5,21	77,35
Perfil 2								
A	287,9	373,2	0,141	0,215	2,95	3,31	6,26	47,12
Bv	298,6	365,5	0,064	0,194	1,08	1,92	3,00	36,00
BC	260,0	361,9	-	0,177	1,11	1,37	2,27	48,90
C	258,4	353,4	0,084	0,184	2,10	1,98	4,08	51,47

A análise é avaliada pelos picos exotérmicos (DSC). Os termogramas obtidos por DSC foram caracterizados por duas reações exotérmicas entre 200-400 °C, devido principalmente à oxidação térmica de componentes orgânicos (Tabela 6).

Os primeiros picos exotérmicos, 1°Exot, ocorrem entre 255,2 °C (P1Bc) e (298,6 °C (P2Bv), devido principalmente à degradação térmica de carboidratos, descarboxilação de grupos carboxílicos e outras estruturas alifáticas. A segunda reação exotérmica (2°Exot) indica maior aromaticidade, correspondendo a compostos contendo anéis aromáticos e ocorrem a temperaturas mais elevadas, com um pico máximo de 373,2 °C (P2A) (MERINO et al., 2014; PLANTE et al., 2009).

Em geral, os horizontes A e Bv tenderam a apresentar comportamento térmico ligeiramente diferente, exigindo maior temperatura e maior energia ($\mu\text{V}/\text{min}$) para termodegradação de compostos mais aromáticos (2°Exot) em relação aos horizontes mais profundos.

A intensidade das reações exotérmicas é expressa pela liberação de energia durante tal reação. A tabela 1 mostra que as variações de energia nos horizontes Bv são as mais baixas para o primeiro pico exotérmico (0,099 $\mu\text{V}/\text{min}$ em P1Bv, e 0,064 $\mu\text{V}/\text{min}$ em P2 Bv), indicando que os compostos alifáticos são mais lábeis que nos demais horizontes. Enquanto no 2°Exot, há considerável diferença na liberação de energia entre os horizontes Bv do P1 e P2, sendo o P1Bv constituído provavelmente por compostos com maior resistência a termodegradação, indicado pela maior resistência à termodegradação dos compostos mais refratários (0,345 $\mu\text{V}/\text{min}$).

Dados termogravimétricos (TG) relativos à decomposição térmica da matéria orgânica do solo mostram que no solo Ebânico houve maior perda de massa associada ao intervalo térmico em torno de 260 °C (1°Exot). Isto mostra que o P1 possui maior proporção de compostos alifáticos. O parâmetro 1°Exo% (Tabela 1) mostrou que a porcentagem de perda total durante a primeira reação exotérmica é em torno de 50 % no horizonte Ebânico, essa proporção aumenta em profundidade. Este resultado é coerente com os dados de FTIR, mostrando que o horizonte ebânico é predominantemente constituído por compostos orgânicos mais facilmente degradáveis (mais alifáticos). Enquanto o P2 é mais enriquecido por compostos orgânicos mais aromáticos, como observado pelos valores de 1°Exo%, com cerca de 36% de compostos lábeis no horizonte Bv.

Os dados da oxidação térmica das amostras tratadas com peróxido (H_2O_2) estão apresentados na Tabela 2. O H_2O_2 oxidou quantidades substanciais de carbono orgânico do solo, como visto nos termogramas obtidos de amostras tratadas com H_2O_2 e comparadas as amostras não tratadas com peróxido. No solo Ebânico, a fração de C orgânico resistente ao H_2O_2 (COS

presumivelmente associado aos minerais) (VON LÜTZOW et al., 2007; EUSTERHUES et al., 2005) foi enriquecido por compostos lábeis (facilmente degradáveis). Isto é visto no parâmetro 1°Exo%, o qual indica que a perda de peso após o tratamento com H₂O₂ refere-se a mais de 85% de compostos orgânicos alifáticos, para o horizonte Bv e abaixo. O que indica que a estabilização do C no horizonte Bv depende principalmente dos compostos lábeis, provavelmente associados aos minerais do solo. O P2 apresentou menor proporção de C alifático como fração remanescente ao tratamento com H₂O₂, especialmente no horizonte Bv, como visto pelo parâmetro 1°Exo% (Tabela 2).

Tabela 7 - Parâmetros DSC e TG de solo inteiro tratado com H₂O₂: picos de temperaturas (°C) referentes à DSC; e perdas de peso (%) referentes à TG. Primeira reação endotérmica (1°End), primeira reação exotérmica (1°Exot) e segunda reação exotérmica (2°Exot). Percentagem relativa da primeira perda de peso em relação à perda de peso total (1Exo%)

Horizonte	TG			1°Exo%	
	Perda (%)				
	1Exo	2Exo	Total		
Perfil 1					
A	0,27	0,13	0,4	67,5	
Bv	1,58	0,25	1,83	86,33	
Bc	4,05	0,66	4,71	85,99	
C/Cr	2,49	0,34	2,83	87,98	
Perfil 2					
A	1,35	0,39	1,74	77,58	
Bv	1,04	0,28	1,32	78,78	
BC	3,63	1,79	5,42	66,97	
C	1,33	0,25	1,58	84,17	

4.4 Extração Seletiva de Ferro e análise total

A relação Feo/Fed compara a quantidade de ferro ferroso (Fe²⁺) com a quantidade total de ferro extraído (Fe total). O Feo representa a fração reduzida do ferro, enquanto o Fed inclui todas as formas de ferro (reduzidas e oxidadas). A razão entre os teores de Fe extraídos por oxalato ácido de amônio (Feo) e ditionito-citrato-bicarbonato/DCB (Fed) foi inferior a 0,05 tanto no P1 quanto no P2 (Tabela X). A relação Feo/Fed é baixa em todos os horizontes dos dois perfis, evidencia o predomínio de formas oxidadas de ferro (Fe³⁺) o que sugere alta estabilidade das formas cristalinas de ferro nas argilas do solo. Conforme Kämpf e Schwertmann (1983), a relação Feo/Fed menor que 0,05 indica o predomínio de óxidos de ferro cristalino na fração argila.

Os valores de Fed foram sempre maiores que os teores de Feo para todos os solos estudados. De acordo com Oliveira (2017), os maiores teores de Fed em comparação ao Feo é em decorrência das condições climáticas (precipitação pluviométrica e boa drenagem dos solos) que favorecem a formação de óxidos de ferro mais cristalinos, em comparação a uma menor formação de óxidos de ferro de baixa cristalinidade nos solos estudados. (OLIVEIRA, 2017)

Quando o Feo (óxido de ferro reduzido) está presente, é provável que haja uma quantidade significativa de ferro que não está totalmente cristalizado. Isso pode estar relacionado à presença de matéria orgânica ou outros fatores que inibem a cristalização completa do ferro.

Os complexos de ferro com a matéria orgânica extraídos com pirofosfato de sódio, deixa as formas inorgânicas amorfas e cristalinas inatacáveis. Onde é possível observar que o para o P2 (tabela 8), possivelmente o ferro está sendo um mecanismo importante de estabilização, por apresentar um maior valor em g/kg para estes complexos.

É importante destacar que devido ao alto teor de carbono orgânico em ambos os perfis, pode estar ocorrendo uma interação organomineral de alta estabilidade em decorrência da interação eletrostática das cargas positivas dos óxidos, embora poucos, e cargas negativas da MOS, dificultando o acesso microbiano ao substrato orgânico. A formação desse complexo de baixa solubilidade torna impossível a utilização da matéria orgânica como substrato pelos microrganismos (ZECH et al., 1997).

Tabela 8 - Extração seletiva dos solos estudados (P1 e P2) no município de Madalena -CE

Horizonte	Prof. (cm)	Fe	Fe	Fe	Feo/Fed
		Ditionito	Oxalato	Pirofosfato	
		g.Kg ⁻¹			
P1 – VERTISSOLO EBANICO ÓRTICO					
A	0-9	7,12	0,077	9,02	0,01
Bv	9-30	8,09	0,146	5,74	0,02
BC	30-60	6,41	0,176	4,29	0,03
C/Cr	60-77	5,34	0,066	7,29	0,01
P2 – VERTISSOLO HAPLICO ÓRTICO					
A	0-8	14,18	0,259	3,87	0,02
Bv1	8-33	14,70	0,179	11,11	0,01
Bcv	33-58	14,96	0,187	10,53	0,01
C	58-85	15,51	0,128	8,82	0,01

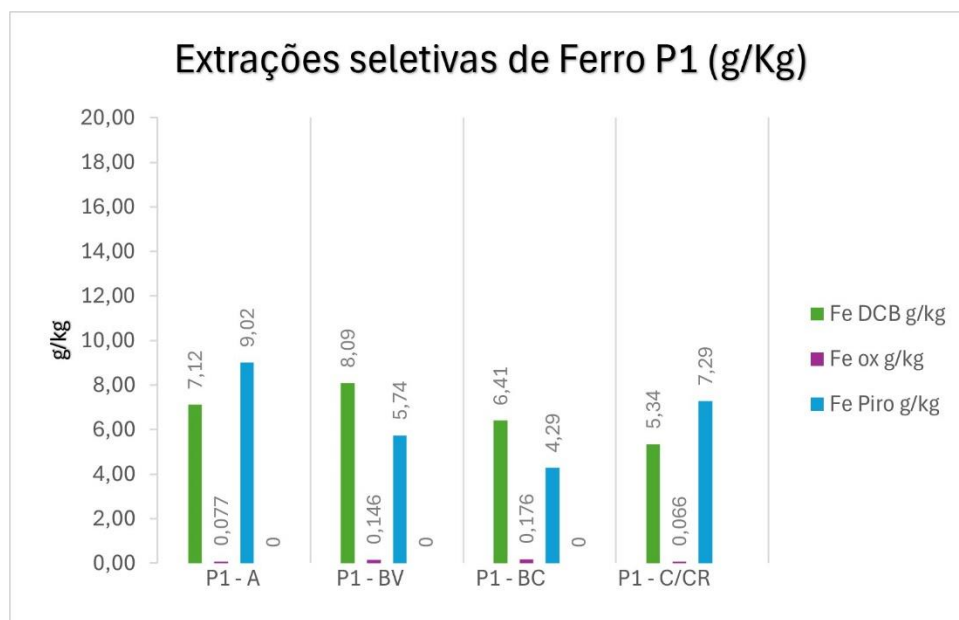
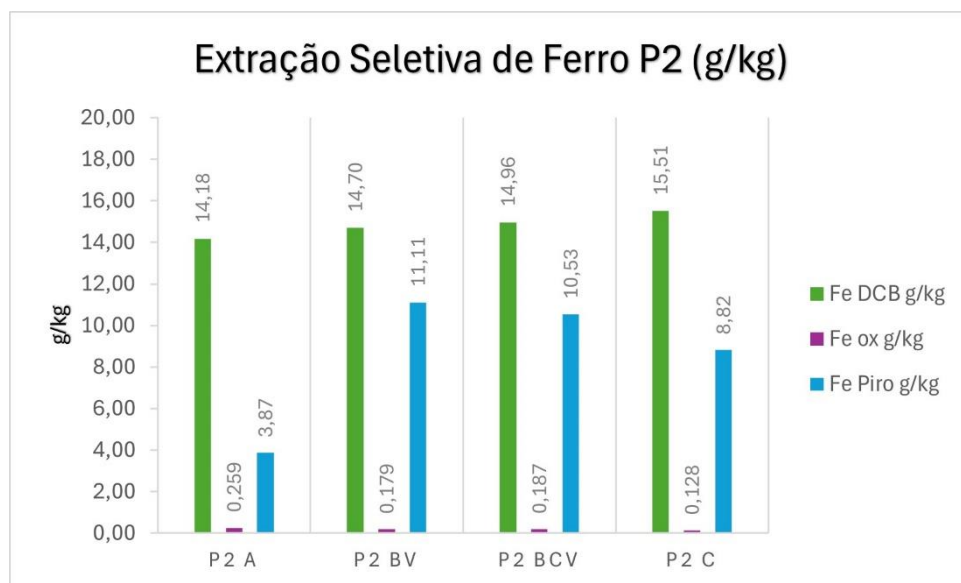
Figura 17 - Comparativo entre as extrações seletivas de ferro do P1.

Figura 18 - Comparativo entre as extrações seletivas de ferro do P2.



Com os dados obtidos pelo FRX calculou-se o índice de Grau de intemperismo de solo utilizando-se os resultados das análises química dos solos totais, obtidos por Fluorescência de Raios X. sendo ele o Índice Químico de Alteração ($CIA = 100 * (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O))$) (NESSBIT; YOUNG, 1982); onde no P1- Vertissolo Ebânico Órtico temos como resultado de CIA: Horizonte A (77,29): O índice de intemperismo no horizonte A é relativamente alto. Isso sugere que houve uma significativa alteração química e física do solo. Possivelmente, processos como lixiviação, oxidação e hidrólise contribuíram para a formação desse índice. Horizonte Bv (77,73): É ainda mais elevado. Isso indica que ocorreram processos intensos de alteração. A presença de minerais intemperizados, como argilas e óxidos, pode ser responsável por esse alto índice. Horizonte Bc (77,20): é significativo, mas um pouco menor do que no Bv. Isso sugere que os processos de alteração continuam ativos, mas talvez em uma taxa ligeiramente menor, ressaltando a diferença com o B diagnostico. A presença de argilas e minerais secundários é comum nesse horizonte. Cr/R (75,87): O índice de intemperismo é o mais baixo entre os mencionados. Isso pode indicar que essa camada está menos afetada pelos processos de intemperismo justamente por ser a mais recente ou menos exposta aos agentes intemperizantes.

Lembrando que na tabela 9 e 10, as amostras submetidas ao tratamento com HCL não teve o índice de intemperismo calculado, por se tratar de amostras alteradas quimicamente em análise.

Observa-se ao comparar os dois tratamentos no P1 e submetidos a FRX que o CaO e o MgO têm um decréscimo em seus valores devido ao ataque com o ácido sulfúrico, no P1 em

horizonte superficial o CaO passa de 4,37 para 3,54, seguido por 4,18 para 2,73 no horizonte Bv e 4,32 para 2,66 e para BC, e o Cr/R de 4,42 para 3,43. Já o MgO passou de 2,86 em superfície para 1,39 em profundidade quando comparado a amostra com e sem tratamento. Ou seja, é comum o decréscimo ao longo do perfil, indicado que esse CaO e o MgO estão sendo atacado e sofrendo redução em seu percentual e que mesmo assim, em profundidade, seus valores ainda são um pouco superiores devido à natureza de minerais que podem constituir a rocha.

Tabela 9 - Valores semiquantitativos de óxidos determinados por FRX do P1 no município de Madalena – CE com e sem tratamento de HCL

Horizonte	prof	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CIA
%												
P1 – VERTISSOLO EBANICO ÓRTICO (sem tratamento)												
A	0-9	58,10	19,67	11,52	4,37	2,86	1,01	0,40	0,98	0,07	0,72	77,29
Bv	9-30	58,72	19,69	11,35	4,18	2,69	1,09	0,37	1,09	0,07	0,39	77,73
Bc	30-60	58,60	19,94	11,12	4,32	2,70	1,18	0,39	0,97	0,06	0,33	77,20
Crk/R	60-77	57,39	18,36	12,61	4,42	4,14	0,82	0,60	1,03	0,12	0,20	75,87
P1 – VERTISSOLO EBANICO ÓRTICO (com tratamento HCL)												
A	0-9	64,11	18,31	9,65	3,54	1,39	1,14	0,38	1,00	0,08	0,19	-
Bv	9-30	65,60	18,42	9,02	2,73	1,31	1,12	0,35	1,03	0,06	0,18	-
Bc	30-60	68,65	17,14	7,86	2,66	1,09	1,00	0,32	0,88	0,05	0,15	-
Crk/R	60-77	65,56	16,17	9,75	3,43	1,86	0,34	0,48	0,96	0,10	0,14	-

No P2 observa-se comportamento semelhante onde: Horizonte A (75,03): O índice de intemperismo no horizonte A é alto. Isso sugere que houve uma significativa alteração química e física do solo. Possivelmente, processos como lixiviação, oxidação e hidrólise contribuíram para a formação desse índice.

Horizonte Bv (78,25): O índice de intemperismo no horizonte Bv é ainda mais elevado. Isso indica que ocorreram processos intensos de alteração nesse horizonte. A presença de minerais intemperizados, como argilas e óxidos, pode ser responsável por esse alto índice.

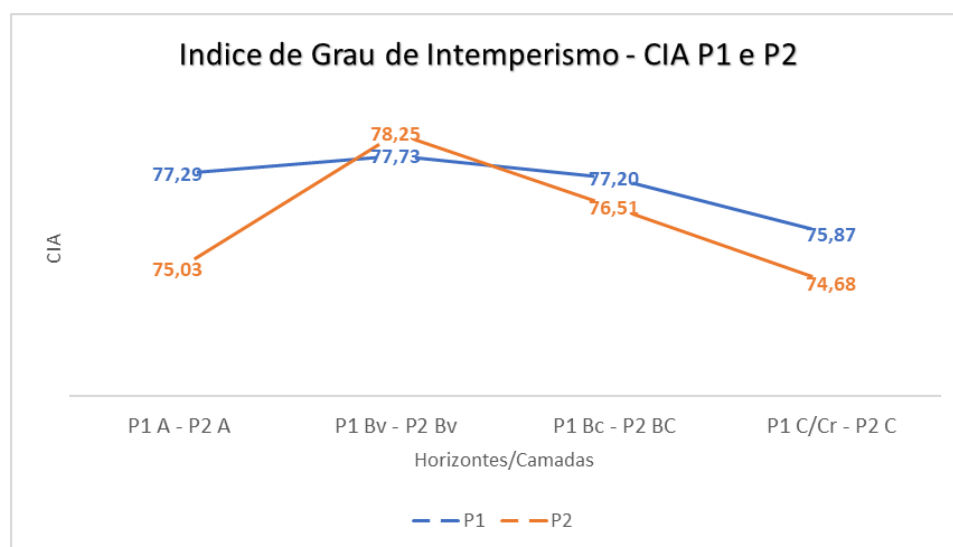
Horizonte Bc (76,51): O índice de intemperismo no horizonte Bc é significativo, mas um pouco menor do que no Bv. Isso sugere que os processos de alteração continuam ativos, mas talvez em uma taxa ligeiramente menor. A presença de argilas e minerais secundários é comum nesse horizonte. No C (74,68): O índice de intemperismo no horizonte C é moderado. Isso pode indicar que está menos afetada pelos processos de intemperismo.

Assim como no P1, também é possível observar que o comportamento do CaO e MgO tem decréscimo devido ao ataque com ácido nas amostras tratadas, o que reflete mais uma vez a presença destes elementos e influência deles na dinâmica do perfil e da estabilização de materiais orgânicos.

Tabela 10 - Valores semiquantitativos de óxidos determinados por FRX do P2 no município de Madalena – CE com e sem tratamento de HCL

Horizonte	prof	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CIA
%												
P2 – VERTISSOLO HAPLICO ÓRTICO (sem tratamento)												
A	0-8	57,92	19,50	11,97	4,07	2,00	1,63	0,79	1,34	0,14	0,26	75,03
Bv	8-33	56,68	20,04	13,07	3,78	2,48	1,37	0,42	1,52	0,09	0,20	78,25
BC	33-58	55,44	18,76	13,83	3,71	2,50	1,55	0,50	1,29	0,10	N.D	76,51
C	58-85	55,80	18,96	14,20	4,28	2,74	1,56	0,59	1,36	0,14	N.D	74,68
P2 – VERTISSOLO HAPLICO ÓRTICO (com tratamento HCL)												
A	0-8	62,28	19,19	10,44	2,87	1,37	1,35	0,68	1,45	0,15	N.D	-
Bv	8-33	63,30	18,32	10,51	2,47	0,97	1,57	0,39	1,51	0,99	N.D	-
BC	33-58	62,69	18,15	11,40	2,75	1,14	1,35	0,43	1,64	0,10	0,15	-
C	58-85	61,34	17,99	12,43	2,87	1,37	1,56	0,49	1,45	0,15	0,11	-

Figura 19 - Índice de grau de intemperismo (CIA) para o P1 e P2 calculado a partir dos dados obtidos com FRX.



4.5 Atributos biológicos

A medida da taxa respiratória ou atividade microbiana, determinada pela evolução de CO₂ oriundo da respiração de microrganismos heterotróficos aeróbicos durante a oxidação de compostos orgânicos, é uma das mais utilizadas (KENNEDY; SMITH, 1995).

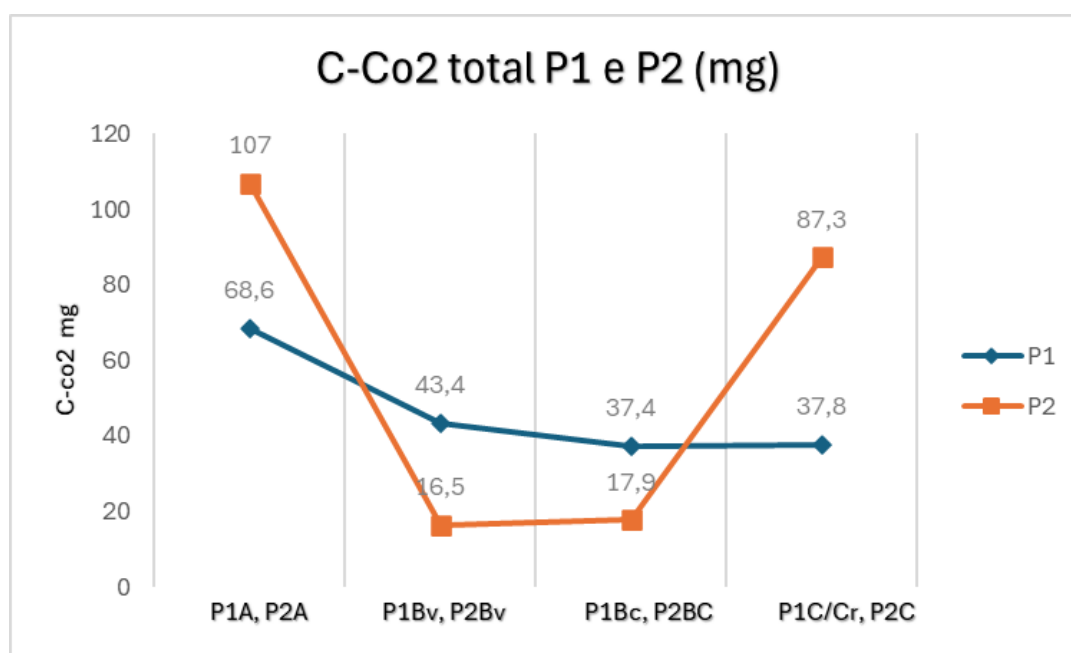
A respirometria tem como objetivo avaliar o quanto de carbono é respirado pela microbiota do solo em um determinado período; baseando-se na captura de CO₂, emitido de uma amostra de solo contendo microrganismos em solução de NaOH.

A respiração dos microrganismos do solo, quantificada por meio da evolução do CO₂ ao longo do tempo, mostrou que independente do teor de umidade do solo tanto no P1 quanto no P2 tiveram queda na atividade microbiana (Figuras 20). Esse fato pode ter ocorrido além da

diminuição do oxigênio no sistema incubado, também em função da redução no conteúdo de material orgânico prontamente disponível no solo como fonte de energia.

Observamos no P1 um comportamento diferente do P2, quando comparamos os dados referentes ao Carbono orgânico total (tabela 11) presente nestes dois perfis o P1 além de apresentar valores constantes, também apresenta maiores valores em gKg⁻¹ quando em comparação com o P2. Outro fato interessante de ser associado é os teores de fosforo (tabela 3) dos perfis, onde o P1 também apresenta maiores valores que o P2. A constante taxa de respiração sugere que os microrganismos estão ativos e decompondo matéria orgânica de forma estável no P1 já que o fósforo é essencial para a síntese de ATP e o carbono é a base para a formação de compostos orgânicos. Quando a taxa de respiração diminui, no caso do P2, os microrganismos podem estar esgotando os recursos disponíveis.

Figura 20 - Evolução de CO₂ (C-CO₂ TOTAL mg) ao longo do tempo de incubação (42 dias) no para P1 e P2.



No entanto, também para os dois perfis, observou-se o aumento no C-CO₂ (mg) das amostras em superfície e em profundidade nos primeiros 7 dias de incubação.

Pode-se supor que este fato esteja relacionado ao aumento da liberação de carbono causado pela ativação de bactérias anteriormente adormecidas (RICHTER, 2024), com o aumento da temperatura do sistema devido ao processamento da matéria orgânica armazenada pelos microrganismos, tendo a liberação como dióxido de carbono ou metano, ambos gases de efeito estufa que podem contribuir para o aquecimento adicional e ativação dos microrganismos.

Tabela 11 - Coletânea de resultados referentes ao Carbono relacionado a atividade microbiana, constando o C-CO₂ total (42 dias), irradiado e não irradiado, carbono da biomassa e sua porcentagem do carbono total do solo, além do quociente microbiano.

Amostra	prof (cm)	C-CO ₂ (total) (mgkg ⁻¹)	C-Bio natural mg kg ⁻¹	C-Bio Irradiado mg kg ⁻¹	CBMS g.g ⁻¹	Cmic: Corg %
P1 – VERTISSOLO EBÂNICO ÓRTICO						
A	0-9	68,6	58,2	402,0	1,0	6,6
Bv	9-30	43,4	126,0	185,4	0,2	1,4
BC	30-60	37,4	69,6	110,4	0,1	0,8
Crk/R	60-77	37,8	44,1	56,7	0,04	0,2
P2 – VERTISSOLO HÁPLICO ÓRTICO						
A	0-8	107,0	166,8	222,6	0,2	1,7
Bv	8-33	16,5	132,0	163,8	0,1	2,5
BC	33-58	17,9	48,0	194,4	0,4	13,8
C	58-85	87,3	127,8	383,4	0,8	20,5

Quociente microbiano (Cmic:Corg = (CBMS/COT)*100)

Os teores de CBMS encontrados neste estudo no P1 apresentou valor maior em superfície, decrescendo em profundidade, enquanto no P2 apresentou maior valor em profundidade, especificamente na camada C. Segundo Gama e Rodrigues (1999), o carbono da biomassa microbiana geralmente compreende 2 a 4% do COT, sendo que valores menores que estes, indicam perdas de carbono do sistema e valores maiores desse quociente indicam uma maior proporção de microrganismos vivos e ativos no solo, desempenhando funções essenciais para a saúde do ecossistema.

A proporção de CBMS para COT pode aumentar porque os microrganismos do solo são capazes de acessar e decompor a matéria orgânica em profundidades maiores, especialmente em solos que são perturbados com menos frequência. O maior valor na superfície do P1 reflete também a natureza da matéria orgânica presente nesta porção de solo, mais fresca.

O quociente microbiano (qMIC) é calculado pela relação entre o carbono da biomassa microbiana e o carbono orgânico total (COT) do solo. Ele fornece indicações sobre a qualidade da matéria orgânica do solo. Valores mais elevados são associados com ecossistemas mais jovens, submetidos a alguma condição de estresse, enquanto menores valores normalmente são associados com ecossistemas maduros e estáveis. (ANDERSON; DOMSCH, 1993)

No P1 uma relação Cmic:Corg de aproximadamente 6% indica que esta porção do carbono orgânico total do solo está na forma de biomassa microbiana. Isso pode indicar a eficiência na conversão de carbono do solo em carbono microbiano, diferente de 1,4% no Bv,

que reflete uma baixa atividade microbiana. Valores mais altos podem indicar uma maior eficiência na conversão e uma maior qualidade da matéria orgânica do solo

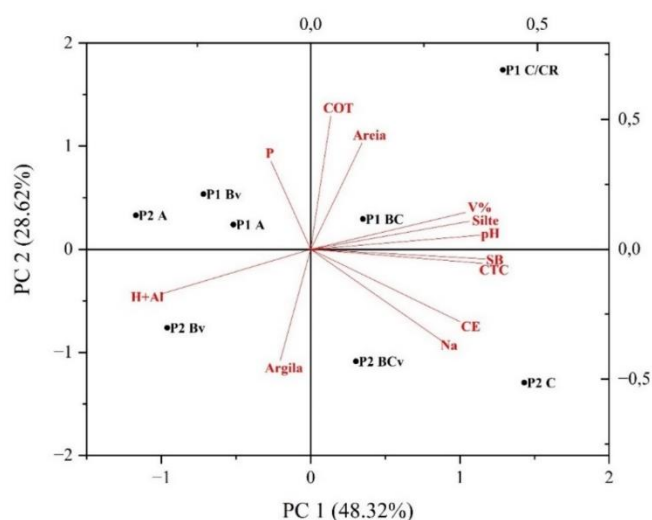
Quando a biomassa microbiana se torna mais eficiente, menos CO₂ é perdido para a atmosfera e maior taxa de carbono é incorporada à biomassa microbiana (CUNHA et al., 2011). Por sua vez, a biomassa microbiana está relacionada à estabilização do carbono orgânico do solo, pois quando os microrganismos consomem matéria orgânica do solo, parte dela é transformada em biomassa microbiana, contribuindo por sua vez na formação de agregados estáveis no solo, protegendo o carbono orgânico da decomposição e aumentando a sua persistência.

4.6 Análises De Componentes Principais – PCA

Foi realizado o processamento de análise de componentes principais (PCA) buscando associar dois questionamentos distintos. O primeiro, sobre a similaridade entre o P1 e P2 geoquimicamente e o segundo sobre a dinâmica da estabilização do carbono orgânico em cada um destes perfis.

Com a primeira PCA (imagem 21) os resultados demonstraram que os dois componentes explicam 76,34 % da variabilidade total dos dados, onde a PC1 explicou 48,32 % e a PC2 explicou 28,62 % para a semelhança entre os dois perfis de solo. A PCA agrupou os horizontes em função da sua semelhança geoquímica, onde é possível observar que as porções mais superficiais possuem maior relação entre si (P1 A, P2 A, P1 Bv, P2 Bv), assim como os mais profundos (P1 Bc, P2 BC, P1 C/Cr, P2 C). Vale destacar que os componentes ressaltaram a similaridade entre os dois perfis e seus horizontes, que embora proveniente de materiais de origem distintos mostram dados geoquímicos semelhantes.

Figura 21 - Análise de componentes principais para os perfis estudados refletindo semelhança geoquímica.

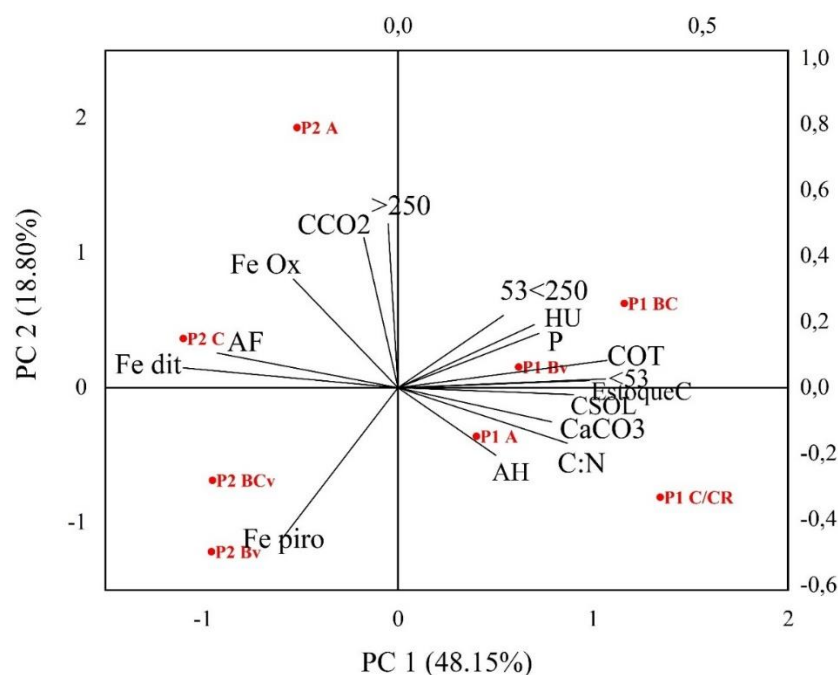


Na segunda análise de componentes principais, os resultados demonstraram que os dois componentes explicam 66,95% da variabilidade total dos dados, onde a PC1 explicou 48,15 % e a PC2 explicou 18,80 % para distinção da estabilização para os dois perfis de solo.

Observa-se que todos os horizontes do P2 se associaram, tal como todos os horizontes do P1, isto reflete que a natureza de estabilização do carbono orgânico entre estes perfis, ocorre de forma distinta.

O P2 indica maior relação com as extrações seletivas de ferro (Fed, Feo e Fepiro), e a fração particulada do fracionamento físico da matéria orgânica (>250 µm) assim como aos ácidos fúlvicos, fração menos estável e mais solúvel das substâncias húmicas, além de ter o menor tamanho molecular. Também apresentou maior relação com a parte microbiológica (CCO₂), por possuir material orgânico mais particulado e acessível a ação microbiana. Enquanto o P1 relacionou-se as menores frações do fracionamento físico (<53µm, associada aos minerais e 53-250µm, lábil), reafirmada pelas frações mais estáveis das substâncias húmicas (humina e ácidos húmicos), também se fez presente o fósforo e a relação C:N, que são estimulantes ou limitantes para atividade microbiana, e os carbonatos. Todos estes componentes regem de certa forma a dinâmica de estabilização do carbono orgânico para cada um dos perfis estudados.

Figura 22 - Análise de componentes principais para os perfis estudados para estabilidade do carbono orgânico no solo.



5 CONCLUSÕES

- O P1 e o P2 possuem mecanismos diferentes de estabilização, onde o P1 está mais relacionado com humina e ácidos húmicos, conferindo maior estabilidade ao ambiente. E o P2 tem o ácido fulvico como a fração predominante e maior relação com o que forma de ferro ditionito e pirofosfato.
- A estabilização do C no horizonte Bv do P1 depende principalmente dos compostos lábeis, diferendo do P2, onde estes compostos estão em menor proporção.
- Os grupos orgânicos (FTIR) foram menos abundantes em P2 comparado ao P1, consistente com o maior teor de carbono nesse último solo.
- No P1 grupos alifáticos são possivelmente importantes na estabilização de C e na formação dos horizontes de caráter ebânico nesse solo.
- Os espectros do FTIR do P1 mostram maior caráter hidrofílico em relação ao P2 através das bandas de absorção de energia mais fortes de polissacarídeos, celulose, lignina e grupos carboxílicos. Isto sugere que a interação organomineral provavelmente envolvendo pontes de Ca pode ser mais relevante para proteger a MOS em P1 (solo ebânico) que no P2 (não ebânico).
- O P1 predominantemente constituído por compostos orgânicos mais facilmente degradáveis (mais alifáticos). Enquanto o P2 é mais enriquecido por compostos orgânicos mais aromáticos.
- Diante dos dados das componentes (PCA) foi possível relacionar que o P2 possui uma dinâmica de estabilização do carbono orgânico distinta do P1 devido a diferença entre as frações químicas e físicas de carbono. Também que o ferro possui um possível papel importante na estabilização do P2, enquanto para o P1 não apresenta relevância.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDULLAHI, A. C.; SIWAR, C.; SHAHARUDIN, M. I.; ANIZAN, I. Carbon sequestration in soils: The opportunities and challenges. **Carbon Capture, Utilization and Sequestration**. [S. l.]: InTech, 2018.
- AHMAD, N. **Vertisols and technologies for their management**. Amsterdam: Elsevier, 1996.
- ALMEIDA, A. R. **Petrologia e aspectos tectônicos do complexo granítico Quixadá-Quixeramobim, CE**. São Paulo: [s. n.], 1995.
- ALMEIDA, E. M.; CAMPELO JÚNIOR, J. H.; FINGER, Z. Determinação do estoque de carbono em Teca (*Tectona grandis* L. F.) em diferentes idades. **Ciencia Florestal**, v. 20, n. 4, p. 559–568, 2010. DOI 10.5902/198050982414. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5902/198050982414>.
- AMÉZKETA, E. Soil aggregate stability: A review. **Journal of sustainable agriculture**, v. 14, n. 2–3, p. 83–151, 1999. DOI 10.1300/j064v14n02_08. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1300/j064v14n02_08.
- ANDERSON, T.; DOMSCH, K. The metabolic quotient for CO₂ (qCO₂) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils. **Soil biology & biochemistry**, v. 25, n. 3, p. 393–395, 1993. DOI 10.1016/0038-0717(93)90140-7. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/0038-0717\(93\)90140-7](http://dx.doi.org/10.1016/0038-0717(93)90140-7).
- AQUINO, D. N. Belowground carbon and nitrogen on a thinned and un-thinned seasonally dry tropical forest Am. **J. Plant Sci**, 2017. .
- ARNARSON, T. S.; KEIL, R. G. Mechanisms of pore water organic matter adsorption to montmorillonite. **Marine chemistry**, v. 71, n. 3–4, p. 309–320, 2000. DOI 10.1016/S0304-4203(00)00059-1. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/S0304-4203\(00\)00059-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0304-4203(00)00059-1).
- ARTHAUD, M. H. **Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da Sedimentação à Colisão Continental Brasileira. 2007. 170 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências**. Brasília: [s. n.], 2007.
- ASOG, G. S. Shrink-Swell potential and cracking in clay soils of Saskatchewan. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 68, p. 251–260, 1988. .
- ASSEFA, D.; REWALD, B.; SANDÉN, H.; ROSINGER, C.; ABIYU, A.; YITAFERU, B.; GODBOLD, D. L. Deforestation and land use strongly effect soil organic carbon and nitrogen stock in Northwest Ethiopia. **Catena**, v. 153, p. 89–99, 2017. DOI 10.1016/j.catena.2017.02.003. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2017.02.003>.

BALDOCK, J. A.; OADES, J. M.; WATERS, A. G.; PENG, X.; VASSALLO, A. M.; WILSON, M. A. Aspects of the chemical structure of soil organic materials as revealed by solid-state¹³C NMR spectroscopy. **Biogeochemistry**, v. 16, n. 1, p. 1–42, 1992. DOI 10.1007/bf02402261. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/bf02402261>.

BALESDENT, J.; MARIOTTI, A.; GUILLET, B. Natural ¹³C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. **Soil biology & biochemistry**, v. 19, n. 1, p. 25–30, 1987. DOI 10.1016/0038-0717(87)90120-9. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/0038-0717\(87\)90120-9](http://dx.doi.org/10.1016/0038-0717(87)90120-9).

BALL, B.; SMITH, K. Gas movement and air-filled porosity. **Soil and Environmental Analysis**. [S. l.]: CRC Press, 2000.

BARITZ, R.; SEUFERT, G.; MONTANARELLA, L.; VAN RANST, E. Carbon concentrations and stocks in forest soils of Europe. **Forest ecology and management**, v. 260, n. 3, p. 262–277, 2010. DOI 10.1016/j.foreco.2010.03.025. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.foreco.2010.03.025>.

BARRETO, M. B.; LO MÓNACO, S.; DÍAZ, R.; BARRETO-PITTOL, E.; LÓPEZ, L.; PERALBA, M. do C. R. Soil organic carbon of mangrove forests (Rhizophora and Avicennia) of the Venezuelan Caribbean coast. **Organic geochemistry**, v. 100, p. 51–61, 2016. DOI 10.1016/j.orggeochem.2016.08.002. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.orggeochem.2016.08.002>.

BATJES, N. H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. **European journal of soil science**, v. 65, n. 1, p. 10–21, 2014. DOI 10.1111/ejss.12114_2. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1111/ejss.12114_2.

BAYER, C.; MARTIN-NETO, L.; MIELNICZUK, J.; PILLON, C. N.; SANGOI, L. Changes in soil organic matter fractions under subtropical no-till cropping systems. **Soil Science Society of America journal. Soil Science Society of America**, v. 65, n. 5, p. 1473–1478, 2001. DOI 10.2136/sssaj2001.6551473x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2001.6551473x>.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J.; MARTIN-NETO, L. Efeito de sistemas de preparo e de cultura na dinâmica da matéria orgânica e na mitigação das emissões de CO₂. **Revista brasileira de ciencia do solo**, v. 24, n. 3, p. 599–607, 2000. DOI 10.1590/s0100-06832000000300013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-06832000000300013>.

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

BERNOUX, M.; DA CONCEIÇÃO SANTANA CARVALHO, M.; VOLKOFF, B.; CERRI, C. C. Brazil's soil carbon stocks. **Soil Science Society of America journal. Soil Science Society of America**, v. 66, n. 3, p. 888–896, 2002. DOI 10.2136/sssaj2002.8880. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2002.8880>.

BLANCO-MOURE, N.; ANGUREL, L. A.; MORET-FERNÁNDEZ, D.; LÓPEZ, M. V. Tensile strength and organic carbon of soil aggregates under long-term no tillage in semiarid Aragon (NE Spain). **Geoderma**, v. 189–190, p. 423–430, 2012. DOI 10.1016/j.geoderma.2012.05.015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.05.015>.

BOT, A.; BENITES, J. The Importance of Soil Organic Matter Key to drought-Resistant Soil and Sustained Food and Production. **FAO Soils Bulletin**, v. 80, 2005. .

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. Elementos da Natureza e Propriedades dos Solos. **Bookman**, v. 704, 2013. .

BROCKETT, B. F. T.; PRESCOTT, C. E.; GRAYSTON, S. J. Soil moisture is the major factor influencing microbial community structure and enzyme activities across seven biogeoclimatic zones in western Canada. **Soil biology & biochemistry**, v. 44, n. 1, p. 9–20, 2012. DOI 10.1016/j.soilbio.2011.09.003. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.09.003>.

BURRAS, C. L.; KIMBLE, J. M.; LAL, R.; MAUSBACH, M. J.; UEHARA, G.; CHENG, H. H. **Carbon Sequestration: Position of the Soil Science Society of America**. [S. l.]: Agronomy Publications, 2001.

CAIRES, E. F.; JORIS, H. A. W.; CHURKA, S. Long-term effects of lime and gypsum additions on no-till corn and soybean yield and soil chemical properties in southern Brazil. *Soil Use and Management*, p. 45–53, 2011. .

CANELLAS, L. P.; FAÇANHA, A. R. Chemical nature of soil humified fractions and their bioactivity. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 39, n. 3, p. 233–240, 2004. DOI 10.1590/s0100-204x2004000300005. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-204x2004000300005>.

CARMEIS FILHO, A. C. A.; PENN, C. J.; CRUSCIOL, C. A. C.; CALONEGO, J. C. Lime and phosphogypsum impacts on soil organic matter pools in a tropical Oxisol under long-term no-till conditions. **Agriculture, ecosystems & environment**, v. 241, p. 11–23, 2017. DOI 10.1016/j.agee.2017.02.027. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2017.02.027>.

CARTER, M. R.; REES, B. C.; BALL, B. C.; CAMPBELL, C. D.; WATSON, C. A. Sustainable management of soil organic. Wallingford, CAB International, p. 9–22, 2001.

CASTILLO, M. S.; WRIGHT, A. L. Soil phosphorus pools for Histosols under sugarcane and pasture in the Everglades, USA. **Geoderma**, v. 145, n. 1–2, p. 130–135, 2008. DOI 10.1016/j.geoderma.2008.03.006. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.03.006>.

CHAO, T. T.; ZHOU, L. Extraction techniques for selective dissolution of amorphous iron oxides from soils and sediments. **Soil Science Society of America journal. Soil Science Society of America**, v. 47, n. 2, p. 225–232, 1983. DOI 10.2136/sssaj1983.03615995004700020010x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1983.03615995004700020010x>.

CHEN, F. H. **Foundations on expansive soils. 2.** Amsterdam: Elsevier Science, 1988.

CHEN, Y.; CAMPS-ARBESTAIN, M.; SHEN, Q.; SINGH, B.; CAYUELA, M. L. The long-term role of organic amendments in building soil nutrient fertility: a meta-analysis and review. **Nutrient cycling in agroecosystems**, v. 111, n. 2–3, p. 103–125, 2018. DOI 10.1007/s10705-017-9903-5. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10705-017-9903-5>.

CHIOU, C. T.; KILE, D. E.; RUTHERFORD, D. W.; SHENG, G.; BOYD, S. A. Sorption of selected organic compounds from water to a peat soil and its humic-acid and humin fractions: Potential sources of the sorption nonlinearity. **Environmental science & technology**, v. 34, n. 7, p. 1254–1258, 2000. DOI 10.1021/es990261c. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1021/es990261c>.

CHRISTENSEN, B. T. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. **European journal of soil science**, v. 52, n. 3, p. 345–353, 2001. DOI 10.1046/j.1365-2389.2001.00417.x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2389.2001.00417.x>.

CHRISTENSEN, B. T.; OLESEN, J. E. Nitrogen mineralization potential of organomineral size separates from soils with annual straw incorporation. **European journal of soil science**, v. 49, n. 1, p. 25–36, 1998. DOI 10.1046/j.1365-2389.1998.00130.x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2389.1998.00130.x>.

CHUNG, H.; GROVE, J. H.; SIX, J. Indications for soil carbon saturation in a temperate agroecosystem. **Soil Science Society of America journal. Soil Science Society of America**, v. 72, n. 4, p. 1132–1139, 2008. DOI 10.2136/sssaj2007.0265. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2007.0265>.

COLOMBO, C.; TORRENT, J. Relationships between aggregation and iron oxides in Terra Rossa soils from southern Italy. **Catena**, v. 18, n. 1, p. 51–59, 1991. DOI 10.1016/0341-8162(91)90006-j. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/0341-8162\(91\)90006-j](http://dx.doi.org/10.1016/0341-8162(91)90006-j).

CONTE, P.; PICCOLO, A. Conformational arrangement of dissolved humic substances. Influence of solution composition on association of humic molecules. **Environmental science & technology**, v. 33, n. 10, p. 1682–1690, 1999. DOI 10.1021/es9808604. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1021/es9808604>.

COSTA, J. T. F.; SILVA, L. S.; ALVES, A. R.; HOLANDA, A. C.; LEITE, E. M.; NUNES, A. K. A. Avaliação da serapilheira em área de mata ciliar na bacia do rio Gurguéia sul do Piauí. **Revista Verde de Agroecologia e Desenvolvimento Sustentável**, v. 10, n. 1, p. 13, 2015. DOI 10.18378/rvads.v10i1.3201. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.18378/rvads.v10i1.3201>.

CREMEENS, D. (Org.). Saprolite - regolith taxonomy: an approximation. **Whole regolith pedology**. [S. l.: s. n.], [s. d.].

CUNHA, E. Q.; STONE, L. F.; DIDONET, A. D.; FERREIRA, E.; MOREIRA, J.; LEANDRO, W. M. Chemical attributes of soil under organic production as affected by cover crops and soil tillage. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, p. 1021–1029, 2011. .

DASOG, G. S.; ACTON, D. F.; MERMUT, A. R. Genesis and classification of clay soils with vertic properties in Saskatchewan. **Soil Science Society of America journal. Soil Science Society of America**, v. 51, n. 5, p. 1243–1250, 1987. DOI 10.2136/sssaj1987.03615995005100050028x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100050028x>.

DE, M.; BRASILEIROS, V. Mineralogia de Vertissolos Brasileiros: influência nas propriedades, gênese e classificação dos solos. [s. d.]. .

DE NOBILI, M.; BRAVO, C.; CHEN, Y. The spontaneous secondary synthesis of soil organic matter components: A critical examination of the soil continuum model theory. **Applied soil ecology: a section of Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 154, n. 103655, p. 103655, 2020. DOI 10.1016/j.apsoil.2020.103655. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.apsoil.2020.103655>.

DELGADO-BAQUERIZO, M.; BARDGETT, R. D.; VITOUSEK, P. M.; MAESTRE, F. T.; WILLIAMS, M. A.; ELDRIDGE, D. J.; LAMBERS, H.; NEUHAUSER, S.; GALLARDO, A.; GARCÍA-VELÁZQUEZ, L.; SALA, O. E.; ABADES, S. R.; ALFARO, F. D.; BERHE, A. A.; BOWKER, M. A.; CURRIER, C. M.; CUTLER, N. A.; HART, S. C.; HAYES, P. E.; ... FIERER, N. Changes in belowground biodiversity during ecosystem development. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 116, n. 14, p. 6891–6896, 2019. DOI 10.1073/pnas.1818400116. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1818400116>.

DELGADO-BAQUERIZO, M.; ELDRIDGE, D. J. Cross-biome drivers of soil bacterial alpha diversity on a worldwide scale. **Ecosystems (New York, N.Y.)**, v. 22, n. 6, p. 1220–1231, 2019. DOI 10.1007/s10021-018-0333-2. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10021-018-0333-2>.

DENG, J.; ORNER, E. P.; CHAU, J. F.; ANDERSON, E. M.; KADILAK, A. L.; RUBINSTEIN, R. L.; BOUCHILLON, G. M.; GOODWIN, R. A.; GAGE, D. J.; SHOR, L. M. Synergistic effects of soil microstructure and bacterial EPS on drying rate in emulated soil micromodels. **Soil biology & biochemistry**, v. 83, p. 116–124, 2015. DOI 10.1016/j.soilbio.2014.12.006. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.12.006>.

DE-POLLI, H.; GUERRA, J. G. M.; SANTOS, G.; SILVA, L. S.; DA CANELLAS, L. P.; CAMARGO, F. nitrogênio e fósforo da biomassa microbiana do solo. **Fundamentos da matéria orgânica do solo: Ecossistemas Tropicais & Subtropicais**. 2^a ed. revisada e atualizada. Metrópole, Porto Alegre, RS, Brasil: [s. n.], 2008. p. 263–276.

DICK, G. J.; ANDERSSON, A. F.; BAKER, B. J.; SIMMONS, S. L.; THOMAS, B. C.; YELTON, A. P.; BANFIELD, J. F. Community-wide analysis of microbial genome sequence signatures. **Genome Biology**, v. 10, n. 8, p. R85, 2009. DOI 10.1186/gb-2009-10-8-r85. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1186/gb-2009-10-8-r85>.

DIEKOW, J.; MIELNICZUK, J.; KNICKER, H.; BAYER, C.; DICK, D. P.; KÖGEL-KNABNER, I. Carbon and nitrogen stocks in physical fractions of a subtropical Acrisol as influenced by long-term no-till cropping systems and N fertilisation. **Plant and soil**, v. 268, n. 1, p. 319–328, 2005. DOI 10.1007/s11104-004-0330-4. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s11104-004-0330-4>.

DOS SANTOS, J. V.; FREGOLENTE, L. G.; MOUNIER, S.; HAJJOUL, H.; FERREIRA, O. P.; MOREIRA, A. B.; BISINOTI, M. C. Fulvic acids from Amazonian anthropogenic soils: Insight into the molecular composition and copper binding properties using fluorescence techniques. **Ecotoxicology and environmental safety**, v. 205, n. 111173, p. 111173, 2020. DOI 10.1016/j.ecoenv.2020.111173. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecoenv.2020.111173>.

DOSSO, M.; PHILIPPON, O.; RUELLAN, A. Understanding of a soil system derived from a single bed-rock, for improved vineyard management in Southern France. **Geological Society special publication**, v. 266, n. 1, p. 53–61, 2006. DOI 10.1144/gsl.sp.2006.266.01.05. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.2006.266.01.05>.

ELLERBROCK, R. H.; HÖHN, A.; GERKE, H. H. FT-IR studies on soil organic matter from long-term field experiments. In: REES, R. M.; BALL, B. C.; CAMPBELL, C. D.; WATSON, C. A. (orgs.). **Sustainable Management of Soil Organic Matter**. [S. l.]: CABI Publishing, 2001. p. 34–41.

EUSTERHUES, K.; RUMPEL, C.; KÖGEL-KNABNER, I. Stabilization of soil organic matter isolated via oxidative degradation. **Organic geochemistry**, v. 36, n. 11, p. 1567–1575, 2005. DOI 10.1016/j.orggeochem.2005.06.010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.orggeochem.2005.06.010>.

FENG, X.; INSTITUTE OF BOTANY, CHINESE ACADEMY OF SCIENCES AND COLLEGE OF RESOURCES AND ENVIRONMENT, UNIVERSITY OF THE CHINESE ACADEMY OF SCIENCES, CHINA. Plant influences on soil organic carbon dynamics. **Understanding and fostering soil carbon sequestration**. [S. l.]: Burleigh Dodds Science Publishing, 2022. p. 47–82.

FERNÁNDEZ-UGALDE, O.; VIRTO, I.; BARRÉ, P.; APESTEGUÍA, M.; ENRIQUE, A.; IMAZ, M. J.; BESCANSÀ, P. Mechanisms of macroaggregate stabilisation by carbonates: implications for organic matter protection in semi-arid calcareous soils. **Soil research**, v. 52, n. 2, p. 180, 2014. DOI 10.1071/sr13234. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1071/sr13234>.

FILHO, J. F.; SOUZA, A. L. O manejo conservação do solo no semiárido baiano: Desafios para a sustentabilidade. **Bahia Agrícola**, n. 3, p. 50–60, 2006a.

FILHO, J. F.; SOUZA, A. L. V. O manejo e a conservação do solo no semiárido baiano: Desafios para a sustentabilidade. **Bahia Agrícola**, , p. 50–60, 2006b.

FREITAS, A. D. S.; SAMPAIO, E. V. S. B.; SANTOS, C. E. R. S.; FERNANDES, A. R. Biological nitrogen fixation in tree legumes of the Brazilian semi-arid caatinga. **Journal of arid environments**, v. 74, n. 3, p. 344–349, 2010. DOI 0.1016/j.jaridenv.2009.09.018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jaridenv.2009.09.018>.

FURQUIM, Sheila Aparecida Correia. Mineralogia de Vertissolos Brasileiros: influência nas propriedades, gênese e classificação dos solos. Processo **FAPESP: 2020/16446-1**. Diadema-SP: Instituto de Ciências Ambientais, Químicas e Farmacêuticas (ICAQF), Universidade Federal de São Paulo (UNIFESP), 2020.

GAMA-RODRIGUES, E. F. da; BARROS, N. F. de; GAMA-RODRIGUES, A. C. da; SANTOS, G. de A. Nitrogênio, carbono e atividade da biomassa microbiana do solo em plantações de eucalipto. **Revista brasileira de ciencia do solo**, v. 29, n. 6, p. 893–901, 2005. DOI 10.1590/s0100-06832005000600007. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-06832005000600007>.

GIONGO, V.; MENDES, A. M. S.; SILVA, D. J. **Sistemas de Culturas Intercalares e Manejo de Solo Alterando as Características Químicas de Argissolo Cultivado com Mangueiras**. Maceió: [s. n.], 2012. v. 30, .

GRAY, J. M.; BISHOP, T. F. A.; WILFORD, J. R. Lithology and soil relationships for soil modelling and mapping. **Catena**, v. 147, p. 429–440, 2016. DOI 10.1016/j.catena.2016.07.045. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.045>.

GREGORICH, E. G.; MONREAL, C. M.; ELLERT, B. H. Turnover of soil organic matter and storage of corn residue carbon estimated from natural ¹³C abundance. **Canadian journal of soil science**, v. 75, n. 2, p. 161–167, 1995. DOI 10.4141/cjss95-023. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.4141/cjss95-023>.

GRINAND, C.; MAIRE, G. L.; VIEILLEDENT, G.; RAZAKAMANARIVO, H.; RAZAFIMBELO, T.; BERNOUX, M. Estimating temporal changes in soil carbon stocks at ecoregional scale in Madagascar using remote-sensing. **International journal of applied earth observation and geoinformation: ITC journal**, v. 54, p. 1–14, 2017. DOI 10.1016/j.jag.2016.09.002. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2016.09.002>.

GU, B.; SCHMITT, J.; CHEN, Z.; LIANG, L.; MCCARTHY, J. F. Adsorption and desorption of natural organic matter on iron oxide: mechanisms and models. **Environmental science & technology**, v. 28, n. 1, p. 38–46, 1994. DOI 10.1021/es00050a007. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1021/es00050a007>.

GUERRA, G. M.; SANTOS, G. A.; SILVA, L. S.; DA CAMARGO, F. O. A. Macromoléculas e substância húmicas. In: SANTOS, G. A.; SILVA, L. S.; CANELLAS, L. P.; CAMARGO, F. A. O. (orgs.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo: Ecossistemas tropicais e subtropicais**. [S. l.: s. n.], 2008. p. 19–26.

GULDE, S.; CHUNG, H.; AMELUNG, W.; CHANG, C.; SIX, J. Soil carbon saturation controls labile and stable carbon pool dynamics. **Soil Science Society of America journal. Soil Science Society of America**, v. 72, n. 3, p. 605–612, 2008. DOI 10.2136/sssaj2007.0251. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2007.0251>.

GUO, X.-X.; LIU, H.-T.; WU, S.-B. Humic substances developed during organic waste composting: Formation mechanisms, structural properties, and agronomic functions. **The Science of the total environment**, v. 662, p. 501–510, 2019. DOI 10.1016/j.scitotenv.2019.01.137. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.137>.

HANKE, D.; DICK, D. P. Organic matter stocks and the interactions of humic substances with metals in Araucaria moist forest soil with humic and histic horizons. **Revista brasileira de ciencia do solo**, v. 41, n. 0, 2017. DOI 10.1590/18069657rbcs20160368. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/18069657rbcs20160368>.

HASSINK, J. Preservation of plant residues in soils differing in unsaturated protective capacity. **Soil Science Society of America journal. Soil Science Society of America**, v. 60, n. 2, p. 487–491, 1996. DOI 10.2136/sssaj1996.03615995006000020021x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1996.03615995006000020021x>.

HAYES, M. H. B. Solvent systems for the isolation of organic components from soils. **Soil Science Society of America journal. Soil Science Society of America**, v. 70, n. 3, p. 986–994, 2006. DOI 10.2136/sssaj2005.0107. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2005.0107>.

HECKMAN, J. R.; WEIL, R.; MAGDOFF, F. Practical steps to soil fertility for organic agriculture. **Agronomy Monographs**. Madison, WI, USA: American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, Soil Science Society of America, 2015. p. 137–172.

HECKMAN, K.; WELTY-BERNARD, A.; RASMUSSEN, C.; SCHWARTZ, E. Geologic controls of soil carbon cycling and microbial dynamics in temperate conifer forests. **Chemical geology**, v. 267, n. 1–2, p. 12–23, 2009. DOI 10.1016/j.chemgeo.2009.01.004. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.004>.

HEDGES, J. I.; OADES, J. M. Comparative organic geochemistries of soils and marine sediments. **Organic geochemistry**, v. 27, n. 7–8, p. 319–361, 1997. DOI 10.1016/s0146-6380(97)00056-9. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/s0146-6380\(97\)00056-9](http://dx.doi.org/10.1016/s0146-6380(97)00056-9).

HICKS PRIES, C. E.; CASTANHA, C.; PORRAS, R. C.; TORN, M. S. The whole-soil carbon flux in response to warming. **Science (New York, N.Y.)**, v. 355, n. 6332, p. 1420–1423, 2017. DOI 10.1126/science.aal1319. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1126/science.aal1319>.

HUMUS CHEMISTRY: GENESIS, COMPOSITION, REACTIONS, SECOND EDITION (STEVENSON, F. J.). **Journal of chemical education**, v. 72, n. 4, p. A93, 1995. DOI 10.1021/ed072pa93.6. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1021/ed072pa93.6>.

INAGAKI, T. M.; DE MORAES SÁ, J. C.; CAIRES, E. F.; GONÇALVES, D. R. P. Why does carbon increase in highly weathered soil under no-till upon lime and gypsum use? **The Science of the total environment**, v. 599–600, p. 523–532, 2017. DOI 10.1016/j.scitotenv.2017.04.234. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.04.234>.

JAMROZ, E.; JERZYKIEWICZ, M. **Humic fractions as indicators of soil organic matter responses to clear-cutting in the mountain and lowland conditions of south-western Poland**. 2021. DOI 10.22541/au.161528765.59591739/v1. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.22541/au.161528765.59591739/v1>.

JOBÁGY, E. G.; JACKSON, R. B. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. **Ecological applications: a publication of the Ecological Society of America**, v. 10, n. 2, p. 423–436, 2000. DOI 10.1890/1051-0761(2000)010[0423:tvdosoj]2.0.co;2. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1890/1051-0761\(2000\)010\[0423:tvdosoj\]2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1890/1051-0761(2000)010[0423:tvdosoj]2.0.co;2).

JOHNSON, D. W.; CURTIS, P. S. Effects of forest management on soil C and N storage: meta analysis. **Forest ecology and management**, v. 140, n. 2–3, p. 227–238, 2001. DOI 10.1016/s0378-1127(00)00282-6. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/s0378-1127\(00\)00282-6](http://dx.doi.org/10.1016/s0378-1127(00)00282-6).

JONES, C.; MCCONNELL, C.; COLEMAN, K.; COX, P.; FALLOON, P.; JENKINSON, D.; POWLSON, D. Global climate change and soil carbon stocks; predictions from two contrasting models for the turnover of organic carbon in soil. **Global change biology**, v. 11, n. 1, p. 154–166, 2005. DOI 10.1111/j.1365-2486.2004.00885.x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2486.2004.00885.x>.

KAHLE, M.; KLEBER, M.; JAHN, R. Review of XRD-based quantitative analyses of clay minerals in soils: the suitability of mineral intensity factors. **Geoderma**, v. 109, n. 3–4, p. 191–205, 2002. DOI 10.1016/s0016-7061(02)00175-1. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7061\(02\)00175-1](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7061(02)00175-1).

KÄMPF, N.; CURI, N.; KER, J. C.; SHAEFER, C. E. G.; VIDAL-TORRADO, P. Formação e evolução do solo (Pedogênese). **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, , p. 207–302, 2012. .

KÄMPF, N.; RESENDE, M.; CURI, N. Iron oxides in Brazilian Oxisols. In: BEINROTH, F. H.; CAMARGO, M. N.; ESWARAN, H. (orgs.). **INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP - Classification**. [S. l.: s. n.], 1988. p. 71–77.

KARHU, K. Biochar addition to agricultural soil increased CH₄ uptake and water-holding capacity - Results from a short-term pilot field study Agriculture. **Ecosystems & Environment**, n. 1, p. 309–313, 2011. .

KAVYA, S. R.; RANI, B.; BANU, M. R. F.; JABIN, P. P. N. Carbon sequestration and stabilisation mechanisms in the agricultural soils: A review. **International Journal of Plant & Soil Science**, v. 35, n. 13, p. 79–94, 2023. DOI 10.9734/ijpss/2023/v35i132991. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.9734/ijpss/2023/v35i132991>.

KENNEDY, A. C.; SMITH, K. L. Soil microbial diversity and the sustainability of agricultural soils. **Plant and soil**, v. 170, n. 1, p. 75–86, 1995. DOI 10.1007/bf02183056. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/bf02183056>.

KLÜPFEL, L.; KEILUWEIT, M.; KLEBER, M.; SANDER, M. Redox properties of plant biomass-derived black carbon (biochar). **Environmental science & technology**, v. 48, n. 10, p. 5601–5611, 2014. DOI 10.1021/es500906d. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1021/es500906d>.

LAL, R. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. **Science (New York, N.Y.)**, v. 304, n. 5677, p. 1623–1627, 2004. DOI 10.1126/science.1097396. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1126/science.1097396>.

LANDSCAPE DISTURBANCE HISTORY AND BELOWGROUND CARBON DYNAMICS. AGU FALL MEETING. San Fransisco, CA: [s. n.], [s. d.].

LAWRENCE, C. R.; HARDEN, J. W.; XU, X.; SCHULZ, M. S.; TRUMBORE, S. E. Long-term controls on soil organic carbon with depth and time: A case study from the Cowlitz River Chronosequence, WA USA. **Geoderma**, v. 247–248, p. 73–87, 2015. DOI 10.1016/j.geoderma.2015.02.005. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.02.005>.

LEAL, I. R.; TABARELLI, M.; SILVA, J. M. Ecologia e conservação da caatinga: Uma introdução ao desafio. **Recife**, p. 13–18, 2003. .

LEHMANN, J.; KLEBER, M. The contentious nature of soil organic matter. **Nature**, v. 528, n. 7580, p. 60–68, 2015. DOI 10.1038/nature16069. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/nature16069>.

LIANG, C.; SCHIMEL, J. P.; JASTROW, J. D. The importance of anabolism in microbial control over soil carbon storage. **Nature microbiology**, v. 2, n. 8, 2017. DOI 10.1038/nmicrobiol.2017.105. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/nmicrobiol.2017.105>.

LIMA, G. K. Caracterização de vertissolos do nordeste brasileiro. **Dissertação**, v. 98, 2014. .

LÜTZOW, M. v.; KÖGEL-KNABNER, I.; EKSCHMITT, K.; MATZNER, E.; GUGGENBERGER, G.; MARSCHNER, B.; FLESSA, H. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. **European journal of soil science**, v. 57, n. 4, p. 426–445, 2006. DOI 10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>.

MACHADO, P. L. O. de A. Carbono do solo e a mitigação da mudança climática global. **Química nova**, v. 28, n. 2, p. 329–334, 2005. DOI 10.1590/s0100-40422005000200026. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-40422005000200026>.

MALTONI, K. L.; DE MELLO, L. M. M.; DUBBIN, W. E. The effect of Ferralsol mineralogy on the distribution of organic C across aggregate size fractions under native vegetation and no-tillage agriculture. **Soil use and management**, v. 33, n. 2, p. 328–338, 2017. DOI 10.1111/sum.12339. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1111/sum.12339>.

MARENGO, J. A. Assessing drought in the drylands of northeast Brazil under regional warming exceeding 4°C. **Natural Hazards**, v. 102, p. 1–26, 2020. .

MASIELLO, C. A.; CHADWICK, O. A.; SOUTHON, J.; TORN, M. S.; HARDEN, J. W. Weathering controls on mechanisms of carbon storage in grassland soils: WEATHERING CONTROLS ON CARBON STORAGE. **Global biogeochemical cycles**, v. 18, n. 4, 2004. DOI 10.1029/2004gb002219. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2004gb002219>.

MATALLO, H.; OLIVEIRA, T. S.; ASSIS-JR, R. N.; ROMERO, R. E.; SILVA, J. Agricultura, sustentabilidade e o semi-árido. Fortaleza: UFC/SBCS; 2000. **In**, p. 89–113, [s. d.]. .

MAYER, M.; PRESCOTT, C. E.; ABAKER, W. E. A.; AUGUSTO, L.; CÉCILLON, L.; FERREIRA, G. W. D.; JAMES, J.; JANDL, R.; KATZENSTEINER, K.; LACLAU, J.-P.; LAGANIÈRE, J.; NOUVELLON, Y.; PARÉ, D.; STANTURF, J. A.; VANGUELOVA, E. I.; VESTERDAL, L. Tamm Review: Influence of forest management activities on soil organic carbon stocks: A knowledge synthesis. **Forest ecology and management**, v. 466, n. 118127, p. 118127, 2020. DOI 10.1016/j.foreco.2020.118127. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.foreco.2020.118127>.

MCKEAGUE, J. A.; DAY, J. H. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 46, p. 13–22, 1966. .

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. **Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite- citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals**. [S. l.]: Elsevier, 2013.

MELILLO, J. M.; STEUDLER, P. A.; ABER, J. D.; NEWKIRK, K.; LUX, H.; BOWLES, F. P.; CATRICALA, C.; MAGILL, A.; AHRENS, T.; MORRISSEAU, S. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. **Science (New York, N.Y.)**, v. 298, n. 5601, p. 2173–2176, 2002. DOI 10.1126/science.1074153. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1126/science.1074153>.

MELO FILHO, J. F. de; SOUZA, A. L. V.; SOUZA, L. da S. Determinação do índice de qualidade subsuperficial em um Latossolo Amarelo Coeso dos Tabuleiros Costeiros, sob floresta natural. **Revista brasileira de ciencia do solo**, v. 31, n. 6, p. 1599–1608, 2007. DOI 10.1590/s0100-06832007000600036. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-06832007000600036>.

MENDES, A.; GAVA, C. Carbono no Sistema SoloPlanta no Semiárido Brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, n. 6, p. 1233–1253, 2011. .

MERINO, A.; FERREIRO, A.; SALGADO, J.; FONTÚRBEL, M. T.; BARROS, N.; FERNÁNDEZ, C.; VEGA, J. A. Use of thermal analysis and solid-state ¹³C CP-MAS NMR spectroscopy to diagnose organic matter quality in relation to burn severity in Atlantic soils. **Geoderma**, v. 226–227, p. 376–386, 2014. DOI 10.1016/j.geoderma.2014.03.009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.03.009>.

MERMUT, A. R.; DASOG, G. S.; DOWUONA, G. N. **Vertisols and technologies for their management**. Amsterdam: Elsevier, 1996.

METZE, D.; SCHNECKER, J.; DE CARLAN, C. L. N.; BHATTARAI, B.; VERBRUGGEN, E.; OSTONEN, I.; JANSSENS, I. A.; SIGURDSSON, B. D.; HAUSMANN, B.; KAISER, C.; RICHTER, A. Soil warming increases the number of growing bacterial taxa but not their growth rates. **Science advances**, v. 10, n. 8, 2024. DOI 10.1126/sciadv.adk6295. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1126/sciadv.adk6295>.

MIELNICZUK, J.; SANTOS, G. A.; SILVA, L. S.; CANELLAS, L. P.; CAMAR - GO, F. Matéria orgânica e a sustentabilidade de sistemas agrí - colas.) **Fundamentos da matéria orgânica do solo**, , p. 1–5, 2008. .

MIKUTTA, C.; KRÜGER, J.; LANG, F.; KAUPENJOHANN, M. Acid polysaccharide coatings on microporous goethites: Controls of slow phosphate sorption. **Soil Science Society of America journal. Soil Science Society of America**, v. 70, n. 5, p. 1547–1555, 2006. DOI 10.2136/sssaj2005.0340. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2005.0340>.

MILORI, D.; LADISLAU; HELDER; PÉREZ, M.; CIMÉLIO; SALTON, J. **Índice de Humificação Obtido Através da Fluorescência Induzida por Laser**. [S. l.: s. n.], 2004.

MODAK, N. M.; KAZEMI, N.; CÁRDENAS-BARRÓN, L. E. Investigating structure of a two-echelon closed-loop supply chain using social work donation as a Corporate Social Responsibility practice. **International journal of production economics**, v. 207, p. 19–33, 2019. DOI 10.1016/j.ijpe.2018.10.009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijpe.2018.10.009>.

MOREIRA, F. M. S.; SIQUEIRA, J. O. **Microbiologia e bioquímica do solo. 2.ed. Lavras**. [S. l.: s. n.], 2006.

MOTTA, P. E. F. da; CARVALHO FILHO, A. de; KER, J. C.; PEREIRA, N. R.; CARVALHO JUNIOR, W. de; BLANCANEAU, P. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 37, n. 6, p. 869–878, 2002. DOI 10.1590/s0100-204x2002000600017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-204x2002000600017>.

MUELLER, C. W.; RETHEMEYER, J.; KAO-KNIFFIN, J.; LÖPPMANN, S.; HINKEL, K. M.; G. BOCKHEIM, J. Large amounts of labile organic carbon in permafrost soils of northern Alaska. **Global change biology**, v. 21, n. 7, p. 2804–2817, 2015. DOI 10.1111/gcb.12876. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1111/gcb.12876>.

MUKUMBUTA, I.; SHIMIZU, M.; HATANO, R. Short-term land-use change from grassland to cornfield increases soil organic carbon and reduces total soil respiration. **Soil & tillage research**, v. 186, p. 1–10, 2019. DOI 10.1016/j.still.2018.09.010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2018.09.010>.

NEARPASS, D. C. Adsorption of piclorambyhumic acids and humin. **Soil Science**, , p. 272–277, 1976. .

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v. 299, n. 5885, p. 715–717, 1982. DOI 10.1038/299715a0. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/299715a0>.

NEVES, L. V. de M. W.; FRACETTO, F. J. C.; FRACETTO, G. G. M.; ARAÚJO FILHO, J. C. de; ARAUJO, J. K. S.; SANTOS, J. C. B. dos; MENDES JÚNIOR, J. P.; SOUZA JÚNIOR, V. S. de. Microbial abundance and C and N stocks in tropical degraded Planosols from semiarid northeastern Brazil. **Catena**, v. 196, n. 104931, p. 104931, 2021. DOI 10.1016/j.catena.2020.104931. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2020.104931>.

NICHOLS, K. A.; WRIGHT, S. F. Carbon and nitrogen in operationally defined soil organic matter pools. **Biology and fertility of soils**, v. 43, n. 2, p. 215–220, 2006. DOI 10.1007/s00374-006-0097-2. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00374-006-0097-2>.

NOVOTNY, V.; DROZD, P.; SCOTT; MILAN; BASSET, Y.; WEIBLEN, G. Why are there so many species of herbivorous insects in tropical rainforests? **Nature**, v. 313, p. 1115–1118, 2006. .

OLIVEIRA, A. P. de; KER, J. C.; SILVA, I. R. da; FONTES, M. P. F.; OLIVEIRA, A. P. de; NEVES, A. T. G. Spodosols pedogenesis under barreiras formation and sandbank environments in the south of Bahia. **Revista brasileira de ciencia do solo**, v. 34, n. 3, p. 847–860, 2010. DOI 10.1590/s0100-06832010000300026. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-06832010000300026>.

OLIVEIRA, L. B. **Mineralogia, micromorfologia, gênese e classificação de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido do Nordeste Brasileiro**. Viçosa, MG: [s. n.], 2007.

OLSEN, S. R. **Estimation Of Available Phosphorus In Soils By Extraction With Sodium Bicarbonate**. Washington: United States Department of Agriculture. [S. l.: s. n.], 1954.

OLSON, K. R.; EBELHAR, S. A.; LANG, J. M. Effects of 24 years of tillage on SOC and crop productivity. **Appl. Environ. Soil Sci**, 2013. DOI 10.1155/2013/617504. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1155/2013/617504>.

PAL, D. K.; BHATTACHARYYA, T.; CHANDRAN, P.; RAY, S. K.; SATYAVATHI, P. L. A.; DURGE, S. L.; RAJA, P.; MAURYA, U. K. Vertisols (cracking clay soils) in a climosequence of Peninsular India: Evidence for Holocene climate changes. **Quaternary international: the journal of the International Union for Quaternary Research**, v. 209, n. 1–2, p. 6–21, 2009. DOI 10.1016/j.quaint.2008.12.013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2008.12.013>.

PARADELO, R.; VIRTO, I.; CHENU, C. Net effect of liming on soil organic carbon stocks: A review. **Agriculture, ecosystems & environment**, v. 202, p. 98–107, 2015. DOI 10.1016/j.agee.2015.01.005. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2015.01.005>.

PAUL, E. A. The nature and dynamics of soil organic matter: Plant inputs, microbial transformations, and organic matter stabilization. **Soil biology & biochemistry**, v. 98, p. 109–126, 2016. DOI 10.1016/j.soilbio.2016.04.001. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.04.001>.

PENG, J.; NIESEL, J.; LOEW, A. **Evaluation of soil moisture downscaling using a simple thermal based proxy – the REMEDHUS network (Spain) example**. 2015. DOI 10.5194/hessd-12-8505-2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5194/hessd-12-8505-2015>.

PEYTON SMITH, A.; ATKINSON, E. (Orgs.). **Landscape Disturbance History and Belowground Carbon Dynamics Erika Marin-Spiotta**. Nina Chaopricha: [s. n.], 2014.

PICCOLO, A.; SPACCINI, R.; DROSOS, M.; VINCI, G.; COZZOLINO, V. The molecular composition of humus carbon: Recalcitrance and reactivity in soils. **The Future of Soil Carbon**. [S. l.]: Elsevier, 2018. p. 87–124.

PLANTE, A. F.; FERNÁNDEZ, J. M.; LEIFELD, J. Application of thermal analysis techniques in soil science. **Geoderma**, v. 153, n. 1–2, p. 1–10, 2009. DOI 10.1016/j.geoderma.2009.08.016. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.08.016>.

PONGE, J.-F. Plant–soil feedbacks mediated by humus forms: A review. **Soil biology & biochemistry**, v. 57, p. 1048–1060, 2013. DOI 10.1016/j.soilbio.2012.07.019. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.07.019>.

PORRAS, R. C.; HICKS PRIES, C. E.; MCFARLANE, K. J.; HANSON, P. J.; TORN, M. S. Association with pedogenic iron and aluminum: effects on soil organic carbon storage and stability in four temperate forest soils. **Biogeochemistry**, v. 133, n. 3, p. 333–345, 2017. DOI 10.1007/s10533-017-0337-6. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10533-017-0337-6>.

POTES, M. da L.; DICK, D. P.; DALMOLIN, R. S. D.; KNICKER, H.; ROSA, A. S. da. Matéria orgânica em Neossolo de altitude: influência do manejo da pastagem na sua composição e teor. **Revista brasileira de ciencia do solo**, v. 34, n. 1, p. 23–32, 2010. DOI 10.1590/s0100-06832010000100003. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-06832010000100003>.

PRESCOTT, C. E.; VESTERDAL, L.; PRESTON, C. M.; SIMARD, S. W. Influence of initial chemistry on decomposition of foliar litter in contrasting forest types in British Columbia. **Canadian journal of forest research**, v. 34, n. 8, p. 1714–1729, 2004. DOI 10.1139/x04-040. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1139/x04-040>.

RABOT, E.; WIESMEIER, M.; SCHLÜTER, S.; VOGEL, H.-J. Soil structure as an indicator of soil functions: A review. **Geoderma**, v. 314, p. 122–137, 2018. DOI 10.1016/j.geoderma.2017.11.009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.11.009>.

RASMUSSEN, C.; HECKMAN, K.; WIEDER, W. R.; KEILUWEIT, M.; LAWRENCE, C. R.; BERHE, A. A.; BLANKINSHIP, J. C.; CROW, S. E.; DRUHAN, J. L.; HICKS PRIES, C. E.; MARIN-SPIOTTA, E.; PLANTE, A. F.; SCHÄDEL, C.; SCHIMEL, J. P.; SIERRA, C. A.; THOMPSON, A.; WAGAI, R. Beyond clay: towards an improved set of variables for predicting soil organic matter content. **Biogeochemistry**, v. 137, n. 3, p. 297–306, 2018. DOI 10.1007/s10533-018-0424-3. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10533-018-0424-3>.

RASMUSSEN, S. O.; ANDERSEN, K. K.; SVENSSON, A. M.; STEFFENSEN, J. P.; VINTHER, B. M.; CLAUSEN, H. B.; SIGGAARD-ANDERSEN, M.-L.; JOHNSON, S. J.; LARSEN, L. B.; DAHL-JENSEN, D.; BIGLER, M.; RÖTHLISBERGER, R.; FISCHER, H.; GOTO-AZUMA, K.; HANSSON, M. E.; RUTH, U. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. **Journal of geophysical research**, v. 111, n. D6, 2006. DOI 10.1029/2005jd006079. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2005jd006079>.

RHEINHEIMER, D. S. Organic and inorganic phosphorus as characterized by phosphorus-31 nuclear magnetic resonance in subtropical soils under management systems. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v. 33, n. 14, p. 1853–1871, 2002. .

RICE, J. A. HUMIN. **Soil science**, v. 166, n. 11, p. 848–857, 2001. DOI 10.1097/00010694-200111000-00009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1097/00010694-200111000-00009>.

RICE, J.; MACCARTHY, P. Isolation of humin by liquid-liquid partitioning. **The Science of the total environment**, v. 81–82, p. 61–69, 1989. DOI 10.1016/0048-9697(89)90111-3. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/0048-9697\(89\)90111-3](http://dx.doi.org/10.1016/0048-9697(89)90111-3).

ROWLEY, M. C.; GRAND, S.; VERRECCHIA, É. P. Calcium-mediated stabilisation of soil organic carbon. **Biogeochemistry**, v. 137, n. 1–2, p. 27–49, 2018. DOI 10.1007/s10533-017-0410-1. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10533-017-0410-1>.

SAIZ, G.; BIRD, M. I.; DOMINGUES, T.; SCHRODT, F.; SCHWARZ, M.; FELDPAUSCH, T. R.; VEENENDAAL, E.; DJAGBLETEY, G.; HIEN, F.; COMPAORE, H.; DIALLO, A.; LLOYD, J. Variation in soil carbon stocks and their determinants across a precipitation gradient in West Africa. **Global change biology**, v. 18, n. 5, p. 1670–1683, 2012. DOI 10.1111/j.1365-2486.2012.02657.x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2486.2012.02657.x>.

SAMPAIO, E. V. S. B.; COSTA, T. L. Stocks and fluxes of carbon in semiarid Northeast Brazil: preliminary estimates. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 1275–1291, 2011. .

SANTANA, M. S. **Estoques de carbono e nitrogênio em solos do sertão pernambucano sob 548 diferentes usos**. Brasil: [s. n.], 2015.

SANTOS, J. C. B. **Saprolitologia aplicada à gênese e às implicações ambientais de regolitos do Estado de Pernambuco**. Piracicaba: [s. n.], 2015.

SANTOS, R.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo**. [S. l.]: SBCS, 2015.

SCHAEZTL, R.; ANDERSON, S. **Soils: genesis and geomorphology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

SCHMIDT, M. W. I.; TORN, M. S.; ABIVEN, S.; DITTMAR, T.; GUGGENBERGER, G.; JANSSENS, I. A.; KLEBER, M.; KÖGEL-KNABNER, I.; LEHMANN, J.; MANNING, D. A. C.; NANNIPIERI, P.; RASSE, D. P.; WEINER, S.; TRUMBORE, S. E. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. **Nature**, v. 478, n. 7367, p. 49–56, 2011. DOI 10.1038/nature10386. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/nature10386>.

SCHULTEN, H.-R.; LEINWEBER, P. New insights into organic-mineral particles: composition, properties and models of molecular structure. **Biology and fertility of soils**, v. 30, n. 5–6, p. 399–432, 2000. DOI 10.1007/s003740050020. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s003740050020>.

SCHWERTMANN, U.; CORNELL, R. M. Iron oxides in laboratory. **Soil science**, v. 156, n. 5, p. 369, 1993. DOI 10.1097/00010694-199311000-00012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1097/00010694-199311000-00012>.

SILVA, C. A.; ANDERSON, S. J.; GUILHERME, L. R. G. Uso da cromatografia Referências Bibliográficas 81 de exclusão por tamanho na caracterização de substâncias húmicas de Latossolo Vermelho-Escuro sob efeito da calagem. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, p. 495–503, 2000. .

SILVA, V. M. da; TEIXEIRA, A. F. R.; SOUZA, J. L. de; GUIMARÃES, G. P.; BENASSI, A. C.; MENDONÇA, E. de S. Estoques de Carbono e Nitrogênio e Densidade do Solo em Sistemas de Adubação Orgânica de Café Conilon. **Revista brasileira de ciencia do solo**, v. 39, n. 5, p. 1436–1444, 2015. DOI 10.1590/01000683rbcs20140520. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/01000683rbcs20140520>.

SILVA, I. R.; MENDONÇA, E. S.; NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V.; BARROS, N. F.; FONTES, R.; CANTARUTTI, R. B. **Fertilidade do solo. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**. Neves JCL, editores: [s. n.], 2007.

SILVERSTEIN, R. M.; WEBSTER, F. X.; KIEMLE, D. J. **Spectrometric Identification of Organic Compounds, seventh ed. Hoboken**. [S. l.]: J. Wiley, 2005.

SIX, J.; PAUSTIAN, K. Aggregate-associated soil organic matter as an ecosystem property and a measurement tool. **Soil biology & biochemistry**, v. 68, p. A4–A9, 2014. DOI 10.1016/j.soilbio.2013.06.014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.06.014>.

SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K. B. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *In*: TIGNOR, M.; MILLER, H. L. (orgs.). **IPCC**. [S. l.]: Cambridge University Press, 2007.

SOWERS, T. D.; ADHIKARI, D.; WANG, J.; YANG, Y.; SPARKS, D. L. Spatial associations and chemical composition of organic carbon sequestered in Fe, ca, and organic carbon ternary systems. **Environmental science & technology**, v. 52, n. 12, p. 6936–6944, 2018. DOI 10.1021/acs.est.8b01158. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1021/acs.est.8b01158>.

STEVENSON, F. J. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. New York: J. Wiley, 1994.

STEWART, C. E.; PAUSTIAN, K.; CONANT, R. T.; PLANTE, A. F.; SIX, J. Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation. **Biogeochemistry**, v. 86, n. 1, p. 19–31, 2007. DOI 10.1007/s10533-007-9140-0. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10533-007-9140-0>.

STOCKMANN, U.; ADAMS, M. A.; CRAWFORD, J. W.; FIELD, D. J.; HENAKAARCHCHI, N.; JENKINS, M.; MINASNY, B.; MCBRATNEY, A. B.; COURCELLES, V. de R. de; SINGH, K.; WHEELER, I.; ABBOTT, L.; ANGERS, D. A.; BALDOCK, J.; BIRD, M.; BROOKES, P. C.; CHENU, C.; JASTROW, J. D.; LAL, R.; ... ZIMMERMANN, M. The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. **Agriculture, ecosystems & environment**, v. 164, p. 80–99, 2013. DOI 10.1016/j.agee.2012.10.001. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2012.10.001>.

SUNDQUIST, E. T. The global carbon dioxide budget. **Science (New York, N.Y.)**, v. 259, n. 5097, p. 934–941, 1993. DOI 10.1126/science.259.5097.934. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1126/science.259.5097.934>.

TADINI, A. M.; MOUNIER, S.; MILORI, D. M. B. P. Modeling the quenching of fluorescence from organic matter in Amazonian soils. **The Science of the total environment**, v. 698, n. 134067, p. 134067, 2020. DOI 10.1016/j.scitotenv.2019.134067. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134067>.

TADINI, A. M.; NICOLODELLI, G.; MOUNIER, S.; MONTES, C. R.; MILORI, D. M. B. P. The importance of humin in soil characterisation: A study on Amazonian soils using different fluorescence techniques. **The Science of the total environment**, v. 537, p. 152–158, 2015. DOI 10.1016/j.scitotenv.2015.07.125. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.125>.

TAN, W.; WANG, G.; HUANG, C.; GAO, R.; XI, B.; ZHU, B. Physico-chemical protection, rather than biochemical composition, governs the responses of soil organic carbon decomposition to nitrogen addition in a temperate agroecosystem. **The Science of the total environment**, v. 598, p. 282–288, 2017. DOI 10.1016/j.scitotenv.2017.04.143. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.04.143>.

TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. **Manual de Métodos de Análise de Solo. 3^a Edição Revista e Ampliada**. Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias (EMBRAPA). Rio de Janeiro: [s. n.], 2017.

TIECHER, T.; PIAS, O. H. de C.; BAYER, C.; MARTINS, A. P.; DENARDIN, L. G. de O.; ANGHINONI, I. Crop response to gypsum application to subtropical soils under no-till in Brazil: A systematic review. **Revista brasileira de ciencia do solo**, v. 42, n. 0, 2018. DOI 10.1590/18069657rbcs20170025. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/18069657rbcs20170025>.

TISDALL, J. M.; OADES, J. M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, v. 33, n. 2, p. 141–163, 1982. DOI 10.1111/j.1365-2389.1982.tb01755.x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2389.1982.tb01755.x>.

TOMA, M.; SUMNER, M. E.; WEEKS, G.; SAIGUSA, M. Long-term effects of gypsum on crop yield and subsoil chemical properties. **Soil Science Society of America journal. Soil Science Society of America**, v. 63, n. 4, p. 891–895, 1999. DOI 10.2136/sssaj1999.634891x. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1999.634891x>.

TRANNIN, I. C. de B.; SIQUEIRA, J. O.; MOREIRA, F. M. de S. Características biológicas do solo indicadoras de qualidade após dois anos de aplicação de biossólido industrial e cultivo de milho. **Revista brasileira de ciencia do solo**, v. 31, n. 5, p. 1173–1184, 2007. DOI 10.1590/s0100-06832007000500032. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-06832007000500032>.

TRUMBORE, S. Age of soil organic matter and soil respiration: Radiocarbon constraints on belowground c dynamics. **Ecological applications: a publication of the Ecological Society of America**, v. 10, n. 2, p. 399–411, 2000. DOI 10.1890/1051-0761(2000)010[0399:aosoma]2.0.co;2. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1890/1051-0761\(2000\)010\[0399:aosoma\]2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1890/1051-0761(2000)010[0399:aosoma]2.0.co;2).

VELDKAMP, A. Evaluating Quaternary erosional dynamics at uplifting coastal areas by modelling marine terrace formation. **Zeitschrift für Geomorphologie Supplementary Issues**, v. 38, n. 2, p. 223–237, 1994. DOI 10.1127/zfg/38/1994/223. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1127/zfg/38/1994/223>.

VESTERDAL, L.; ELBERLING, B.; CHRISTIANSEN, J. R.; CALLESEN, I.; SCHMIDT, I. K. Soil respiration and rates of soil carbon turnover differ among six common European tree species. **Forest ecology and management**, v. 264, p. 185–196, 2012. DOI 10.1016/j.foreco.2011.10.009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.foreco.2011.10.009>.

VIRTO, I.; GARTZIA-BENGOETXEA, N.; FERNÁNDEZ-UGALDE, O. Role of organic matter and carbonates in soil aggregation estimated using laser diffractometry. **Pedosphere**, v. 21, n. 5, p. 566–572, 2011. DOI 10.1016/s1002-0160(11)60158-6. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/s1002-0160\(11\)60158-6](http://dx.doi.org/10.1016/s1002-0160(11)60158-6).

VIRTO, I.; IMAZ, M. J.; FERNÁNDEZ-UGALDE, O.; URRUTIA, I.; ENRIQUE, A.; BESCANSÀ, P. Evaluación de la calidad del suelo tras la implantación de cubiertas permanentes en viñedos de zonas semiáridas. Materia orgánica y propiedades físicas y biológicas del suelo. **Revista de investigacion agraria [Spanish journal of agricultural research]**, v. 10, n. 4, p. 1121–1132, 2012. DOI 10.5424/sjar/2012104-613-11. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5424/sjar/2012104-613-11>.

VON LÜTZOW, M.; KÖGEL-KNABNER, I.; LUDWIG, B.; MATZNER, E.; FLESSA, H.; EKSCHMITT, K.; GUGGENBERGER, G.; MARSCHNER, B.; KALBITZ, K. Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: Development and application of a conceptual model. **Journal of plant nutrition and soil science**, v. 171, n. 1, p. 111–124, 2008. DOI 10.1002/jpln.200700047. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/jpln.200700047>.

WAGAI, R.; MAYER, L. M.; KITAYAMA, K.; KNICKER, H. Climate and parent material controls on organic matter storage in surface soils: A three-pool, density-separation approach. **Geoderma**, v. 147, n. 1–2, p. 23–33, 2008. DOI 10.1016/j.geoderma.2008.07.010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.07.010>.

WAKSMAN, S. A. Humus origin, chemical composition, and importance in nature. **Soil science**, v. 41, n. 5, p. 395, 1936. DOI 10.1097/00010694-193605000-00010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1097/00010694-193605000-00010>.

WANG, N.; SHEN, Y.; FLINDERS, A.; ZHANG, W. Wang et al-2016-Journal of Geophysical Research Solid Earth. **Journal of Geophysical Research Solid Earth**, 2016.

WANG, W.-L.; MOORE, J. K.; MARTINY, A. C.; PRIMEAU, F. W. Convergent estimates of marine nitrogen fixation. **Nature**, v. 566, n. 7743, p. 205–211, 2019. DOI 10.1038/s41586-019-0911-2. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/s41586-019-0911-2>.

WETLANDS, G. Department of Environment and Resource Management. **Australian Government**, p. 1–12, 2011. .

WIESMEIER, M.; URBANSKI, L.; HOBLEY, E.; LANG, B.; VON LÜTZOW, M.; MARIN-SPIOTTA, E.; VAN WESEMAEL, B.; RABOT, E.; LIESS, M.; GARCIA-FRANCO, N.; WOLLSCHLÄGER, U.; VOGEL, H.-J.; KÖGEL-KNABNER, I. Soil organic carbon storage as a key function of soils - A review of drivers and indicators at various scales. **Geoderma**, v. 333, p. 149–162, 2019. DOI 10.1016/j.geoderma.2018.07.026. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.026>.

WOLF, J. D. **Soil solution chemistry: applications to environmental science and agriculture**. New York: John Wiley, 1994. v. 360, .

XIAO, H.; LI, Z.; CHANG, X.; HUANG, B.; NIE, X.; LIU, C.; LIU, L.; WANG, D.; JIANG, J. The mineralization and sequestration of organic carbon in relation to agricultural soil erosion. **Geoderma**, v. 329, p. 73–81, 2018. DOI 10.1016/j.geoderma.2018.05.018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.05.018>.

YAKOVCHENKO, V. P.; SIKORA, L. J.; MILLNER, P. D. Carbon and nitrogen mineralization of added particulate and macroorganic matter. **Soil biology & biochemistry**, v. 30, n. 14, p. 2139–2146, 1998. DOI 10.1016/s0038-0717(98)00096-0. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/s0038-0717\(98\)00096-0](http://dx.doi.org/10.1016/s0038-0717(98)00096-0).

YAKOVCHENKO, Vladimir P.; SIKORA, L. J. Modified dichromate method for determining low concentrations of extractable organic carbon in soil. **Communications in soil science and plant analysis**, v. 29, n. 3–4, p. 421–433, 1998. DOI 10.1080/00103629809369955. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1080/00103629809369955>.

YAN, Z.; BOND-LAMBERTY, B.; TODD-BROWN, K. E.; BAILEY, V. L.; LI, S.; LIU, C.; LIU, C. A moisture function of soil heterotrophic respiration that incorporates microscale processes. **Nature communications**, v. 9, n. 1, 2018. DOI 10.1038/s41467-018-04971-6. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/s41467-018-04971-6>.

YANG, S.; JANSEN, B.; ABSALAH, S.; KALBITZ, K.; CHUNGA CASTRO, F. O.; CAMMERAAT, E. L. H. Soil organic carbon content and mineralization controlled by the composition, origin and molecular diversity of organic matter: A study in tropical alpine grasslands. **Soil & tillage research**, v. 215, n. 105203, p. 105203, 2022. DOI 10.1016/j.still.2021.105203. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2021.105203>.

YANG, W. Z.; XU, L.; LI, C.; BEAUCHEMIN, K. A. Short Communication: Effects of supplemental canola meal and various types of distillers' grains on growth performance of backgrounded steers. **Canadian journal of animal science**, v. 93, n. 2, p. 281–286, 2013. DOI 10.4141/cjas2012-146. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.4141/cjas2012-146>.

YANG, Z.; SINGH, B. R.; SITAULA, B. K. Fractions of organic carbon in soils under different crop rotations, cover crops and fertilization practices. **Nutrient cycling in agroecosystems**, v. 70, n. 2, p. 161–166, 2004. DOI 10.1023/b:fres.0000048479.30593.ea. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1023/b:fres.0000048479.30593.ea>.

YERIMA, B. P. K.; WILDING, L. P.; CALHOUN, F. G.; HALLMARK, C. T. Volcanic ash influenced Vertisols and associated Mollisols of El Salvador: physical, chemical and morphological properties. **Soil Science of America Journal**, v. 51, p. 699–708, 1987. .

YU, Y.; WEI, W.; CHEN, L. D.; JIA, F. Y.; YANG, L.; ZHANG, H. D.; FENG, T. J. Responses of vertical soil moisture to rainfall pulses and land uses in a typical loess hilly area, China. **Solid earth**, v. 6, n. 2, p. 595–608, 2015. DOI 10.5194/se-6-595-2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5194/se-6-595-2015>.

ZECH, W.; SENESI, N.; GUGGENBERGER, G.; KAISER, K.; LEHMANN, J.; MIANO, T. M.; MILTNER, A.; SCHROTH, G. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. **Geoderma**, v. 79, n. 1–4, p. 117–161, 1997. DOI 10.1016/s0016-7061(97)00040-2. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7061\(97\)00040-2](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7061(97)00040-2).

ZHU, Q.; DE VRIES, W.; LIU, X.; ZENG, M.; HAO, T.; DU, E.; ZHANG, F.; SHEN, J. The contribution of atmospheric deposition and forest harvesting to forest soil acidification in China since 1980. **Atmospheric environment (Oxford, England: 1994)**, v. 146, p. 215–222, 2016. DOI 10.1016/j.atmosenv.2016.04.023. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.04.023>.

ZOCA, S. M.; PENN, C. An important tool with no instruction manual: a review of gypsum use in agriculture. **Advances in Agronomy**, v. 144, p. 1–44, 2017. .

APÊNDICE A - Descrição dos perfis do solo extraída do RELATÓRIO FAPESP 2020/16446-1.

PEDON 1 (P1) – MADALENA (CE)

Descrição Geral

Projeto: Vertissolos (2020/16446-01)

Data: 30/07/2022

Número do Perfil: P1

Classificação preliminar: Vertissolo Ebânico Órtico saprolítico ou cambissólico

Localização (Coordenadas Geográficas): 04°56'35.42" S, 39°29'46.71" W

Altitude (barométrica): 313 m

Situação e declividade: topo plano ($\leq 3\%$)

Litologia e cronologia: anfibolito Proterozóico, entre Unidade Algodões e Complexo Cruzada (descrição de ponto do CRPM a 560 m de distância: gnaiss migmatítico hornblenda e biotita, localmente com enclaves de anfibolito)

Material originário: produto de alteração da rocha

Pedregosidade: ligeiramente pedregoso

Rochosidade: moderadamente a rochosa a rochosa, com afloramentos a cerca de 5 a 10 m da trincheira (tipo de rocha a confirmar)

Relevo local: suave ondulado (colinas pequenas)

Relevo regional: plano (Depressão Sertaneja, em área mais baixa cercada por inselbergs e serras alinhadas)

Formas erosivas: laminar, pouca

Drenagem: imperfeitamente drenado

Vegetação Primária: caatinga hiperxerófila (jurema preta, saco de velho, pinhão)

Uso atual: caatinga degradada (beira da estrada)

Clima: semi-árido

Descrito e coletado por: José Coelho, Sheila Furquim, Grace Alves, Caroline Delpupo, Valdomiro Souza, Beatriz Bandeira, Matheus Figueiredo

Descrição Morfológica

A 0-9 cm: preto (10YR 2/1, úmida); muito argilosa; fraca a moderada, média a grande (4 a 8 cm), prismática, que se desfaz em blocos subangulares e angulares, fraca a moderada, média a grande; fragmentos de quartzo, poucos ($<5\%$), mm a cm, proeminentes; friável a firme, muito plástica e muito pegajosa; poros intra-agregados, comuns ($<20\%$), muito pequenos ($<1\text{mm}$); poros interagregados (fendas), comuns (5 a 10%), médios a grandes (3 mm a 1 cm) (úmido); transição plana e clara.

Bv ou Bv1 (?) 9-30 cm: preto (10YR 2/1, úmida); muito argilosa (com aumento de silte); fraca a moderada, média a grande (4 a 8 cm), prismática, composta de blocos angulares e subangulares, fracos, médio a grandes; slickensides comuns e com fraco grau de desenvolvimento; friável a firme; muito plástica, muito pegajosa; poros intra-agregados comuns ($<20\%$), muito pequenos ($<1\text{mm}$), mais finos que em A; poros interagregados (fendas), comuns (5 a 10%), médios a grandes (3 mm a 1 cm, úmido); transição plana e gradual.

BC ou Bv2 (?) 30-60 cm: preto (2.5Y 2.5/1, úmida); muito argilosa (aumento de silte em relação a Bv1); fraca, média a grande, prismática, composta por blocos angulares e subangulares, fraca, média a grande; slickensides comuns a abundantes de grau fraco; friável a firme, muito plástica e muito pegajosa; poros intra-agregados, comuns (< 20%), muito pequenos (< 1mm); poros interagregados (fendas), poucas (<5%), pequenos a muito grandes (mm a 2 cm) (úmido); transição plana e clara.

C/Cr 60-77 cm: matriz cinzenta muito escura (2.5Y 3/1, úmida); mosqueado branco (10YR 9/1), comum, pequeno a médio (0.1 a 1 cm), irregular, proeminente (minerais primários em alteração, carbonáticos, com pouca a moderada efervescência); mosqueados bruno-fortes (7.5YR 5/6), poucos, irregulares; argilo-arenosa; maciço; friável a firme; plástica e pegajosa; poros intra-agregados, muitos (30%), muito finos; poros interagregados não visíveis; presença de carbonatos (reação fraca); transição ondulada (74-80 cm) e abrupta.

Crk/R 77-100+ cm, variegado entre branco (10YR 9/1), laranja - amarelo-avermelhado (7.5YR 7/6), cinzento (5Y 6/1), cinzento-escuro (2.5Y 4/1), amarelo-claro-acinzentado (5Y 8/2); fragmentos de minerais em alteração dispersos em todo o horizonte, poucos, pequenos a grandes (mm a cm), formas variadas, com predomínio dos arredondados (plagioclásio em alteração), proeminentes; maciço; franco-arenosa; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; presença de carbonatos secundários (reação moderada a forte, forte abaixo de 100 cm).

RAÍZES – comuns (5 a 10%), finas e muito finas; raras (<5%), grossas nos horizontes A e Bv1; raras (<5%), finas e muito finas no horizonte BC; raras (<5%), muito finas no C/Cr; ausentes no horizonte Crk/R.

OBSERVAÇÕES: -Presença de fina camada (0.3 a 0.5 cm) de estrutura granular em superfície, sobre o Ap, muito pequena (4 mm) (autogranula

PEDON 2 (P2) – MADALENA (CE)

Descrição Geral

Projeto: Vertissolos (2020/16446-01)

Data: 31/07/2022

Número do Perfil: P2

Classificação preliminar: Vertissolo Háplico Órtico saprolítico

Localização (Coordenadas Geográficas): 04°56'46.88" S, 39°29'49.96"

W Altitude (barométrica): 309 m

Situação e declividade: topo plano ($\leq 3\%$)

Litologia e cronologia: biotita xisto ou biotita gnaiss, com possível influência do anfibolito, entre Unidade Algodões e Complexo Cruzada (descrição de ponto do CRPM a 560 m de distância: gnaiss migmatítico hornblenda e biotita, localmente com enclaves de anfibolito)

Material originário: produto de alteração da rocha

Pedregosidade: ligeiramente pedregoso

Rochosidade: moderadamente rochosa, com afloramento a 7 m do perfil (tipo de rocha a confirmar)

Relevo local: suave ondulado (colinas pequenas, com pouca amplitude altimétrica)

Relevo regional: plano (Depressão Sertaneja, em área mais baixa cercada por inselbergs e serras alinhadas)

Formas erosivas: laminar, pouca

Drenagem: imperfeitamente drenado

Vegetação Primária: caatinga hiperxerófila (marmeleiro, catingueira, juazeiro, pinhão, jurema preta, mandacaru, pau branco)

Uso atual: caatinga degradada (beira da estrada)

Clima: semi-árido

Descrito e coletado por: José Coelho, Sheila Furquim, Grace Alves, Caroline Delpupo, Valdomiro Souza, Beatriz Bandeira, Matheus Figueiredo

Descrição Morfológica

A, 0-8 cm: vermelho-escuro-acinzentada (7.5YR 3/3, úmida); grãos de quartzo esbranquiçados, mm, do material de origem dispersos na matriz; muito argilosa; moderada a fraca, média a grande (5 a 6 cm), prismática, composta por blocos subangulares e angulares, moderada a fraca, média a grande; friável a firme, muito plástica e muito pegajosa; porosidade intra-agregados comuns ($< 20\%$), muito pequenos a pequenos (1 mm); porosidade interagregados comuns (10 a 15%), médios a muito grandes (0,2- 1 cm); transição plana e clara.

Bv ou Bv1, 8-33 cm: bruna (7.5YR 4/3, úmida); fragmentos de carvão, comuns, pequenos a médios (0.3 a 1.2 cm); muito argilosa; fraca a moderada, média a grande (3 a 6 cm), prismática, composta de blocos angulares e subangulares, fraca a moderada, média a grande; slickensides poucas e com fraco desenvolvimento; friável a firme, muito plástica e muito pegajosa; porosidade intra-agregados, comum ($< 20\%$), muito pequenos a pequenos (1 mm); porosidade interagregados comum (10 a 15%), pequenos a grandes (0.1 a 0.6 cm); transição plana e gradual.

Bv2 ou BCv, 33-58 cm: bruna (10YR 4/3, úmida); fragmentos de carvão, abundante, pequenos a grandes (0.2 a 2 cm), com grande parte pequenos (0.2 a 0.3 mm); muito argilosa; fraca, média a grande, prismática, composta por blocos angulares, moderada, média a grande; cuneiformes, moderada, média; slickensides comuns e com fraco desenvolvimento; friável a firme; muito plástica e muito pegajosa; porosidade intra-agregados, comum ($<$

20%), muito pequenos a pequenos (1 mm); porosidade interagregados comum (5 a 10%), pequenos e médios (0.1 a 0.3 cm); transição plana e gradual.

C 58-85 cm: bruna (10YR 4/3); fragmentos de carvão, poucos; muito argilosa; maciça, com partes com fraca, média, cuneiforme; slickensides poucas e com grau fraco; fraca a média cuneiforme; friável a firme, muito plástico e muito pegajosa; porosidade intra-agregados comum (< 20%), muito pequenos a pequenos (1 mm); porosidade interagregados não visíveis; transição ondulada e abrupta.

Cr/R1 85-161+ cm: bolsão com 20 cm de altura e 18 de largura do material alterado, com menos de 10% de R; variegado entre: bruno-forte (7.5YR 5/6), irregulares, lineares ou pontuais, proeminentes, friáveis; brancos (10YR 9/1) (quartzosos?), pequenos a grandes (0.2 a 6 cm), irregulares ou arredondados, com presença de carbonatos (reação fraca em alguns pontos); cinzento muito escuro (10YR 3/1) ou cinzento escuro (2.5Y 4/1), muito variegado com o bruno-forte (7.5YR 5/6); franco arenosa.

Cr/R2 95-130 cm+ (parede lateral): rocha menos alterada esverdeada?, mais dura, parece xistosa; ao lado de bolsão de matriz 7.5YR 5/6

RAÍZES: poucas a comuns (5 a 15%), finas e muito finas no A; poucas a comuns (5 a 10%), muito finas a finas e raras (<5%) e médias no Bv1; poucas a comuns (5 a 10%), muito finas e finas no Bv2; raras (<5%), finas e muito finas no C e C/R1.

OBSERVAÇÕES: -Presença de fina camada (0.3 a 0.5 cm) de estrutura granular em superfície, sobre o Ap, muito pequena (4 mm) (autogranulação).

-Rocha máfica a 7 m a jusante do perfil, aparentemente diferente da rocha que está abaixo do perfil.