



UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CAMPUS II - AREIA - PB
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO



CAMILA GONÇALVES RODRIGUES DO NASCIMENTO BARBOSA

**FRAÇÕES DA MATÉRIA ORGÂNICA E ESTOQUES DE CARBONO EM PERFIS
DE SOLOS EM PEDOFORMAS DE REGIÃO SEMIÁRIDA**

AREIA

2020

CAMILA GONÇALVES RODRIGUES DO NASCIMENTO BARBOSA

**FRAÇÕES DA MATÉRIA ORGÂNICA E ESTOQUES DE CARBONO EM PERFIS
DE SOLOS EM PEDOFORMAS DE REGIÃO SEMIÁRIDA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal da Paraíba, como parte dos requisitos para obtenção do título de “Mestre em Ciência do Solo”. Área de Concentração: Solos em Ecossistemas Agrícolas e Naturais.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Vânia da Silva Fraga

Coorientador: Dr. Rodrigo Santana Macedo

AREIA

2020

Catálogo na publicação
Seção de Catalogação e Classificação

B238f Barbosa, Camila Gonçalves Rodrigues do Nascimento.
Frações da matéria orgânica e estoques de carbono em
perfis de solos em pedoformas de região semiárida /
Camila Gonçalves Rodrigues do Nascimento Barbosa. -
Areia:UFPB/CCA, 2020.
87 f. : il.

Orientação: Vânia da Silva Fraga.
Dissertação (Mestrado) - UFPB/CCA.

1. Carbono orgânico. 2. Substâncias húmicas. 3.
Pedoformas. I. Fraga, Vânia da Silva. II. Título.

UFPB/CCA-AREIA CDU 631.4(043.3)

CAMILA GONÇALVES RODRIGUES DO NASCIMENTO BARBOSA

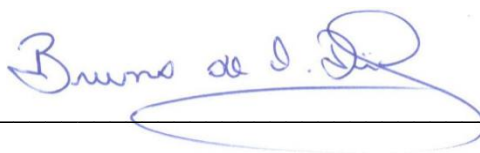
FRAÇÕES DA MATÉRIA ORGÂNICA E ESTOQUES DE CARBONO EM PERFIS DE
SOLOS EM PEDOFORMAS DE REGIÃO SEMIÁRIDA

Dissertação DEFENDIDA e APROVADA em 15 de outubro de 2020, pela Banca
Examinadora constituída pelos membros:



Profa. Dra. Vânia da Silva Fraga

Orientadora - UFPB



Prof. Dr. Bruno de Oliveira Dias

Examinador interno - UFPB



Pesquisador Dr. George Rodrigues Lambais

Examinador externo - INSA

Aos meus amados Liz Helena e Matheus Rodrigues.

Dedico

Aos meus queridos pais José Ferreira e Eudilene Gonçalves e aos meus irmãos Adriano Gonçalves, Carolina Gonçalves, Elayne Gonçalves e José F. Júnior (in memoriam).

Ofereço

AGRADECIMENTOS

Inicialmente agradeço a Deus, minha rocha e fortaleza, por ter me dado o dom da vida, por ter segurado minha mão neste tempo todo. Por ser e me dar tudo que eu preciso. Por ter me escolhido dentre muitos para estar aqui. Por toda sabedoria e graça. Palavra alguma expressaria minha gratidão e o meu amor ao meu Pai todo poderoso!

A orientadora, Profa. Vânia S. Fraga, por todo auxílio, compreensão, cuidado e atenção. És muito querida. Agradeço pela sua amizade e por todos os ensinamentos.

Ao coorientador, Rodrigo Macedo, por todo auxílio, disponibilidade e atenção. Agradeço pela rica amizade e por todos os ensinamentos. Em todos os momentos de campo, você foi essencial para o andamento da pesquisa.

A minha filha, Liz Helena Rodrigues, por ter vindo ao mundo com intuito de me trazer paz e alegria. Por ser um dos motivos que mais me incentivou a seguir em frente. Em todos os momentos que pensei em desistir, você foi o motivo de continuar. Você é luz na minha vida. Obrigada filha amada.

Ao meu amado marido, Matheus Rodrigues, pelo amor e carinho, por me ouvir sempre que eu achei que não fosse conseguir concluir, pelo incentivo, por todas as palavras de carinho e, sobretudo, pelo amor e tempo dedicados a mim, amo você!

À minha família, base de toda minha educação. À minha amada mãe, Eudilene Gonçalves, pelas orações em me ver saindo sempre de casa para caminhar sozinha. Por todas as ligações, por toda preocupação, por todo amor.

Ao meu pai, José Ferreira, por tudo que fez e faz por mim, pela confiança empregada em mim, pelo amor.

À minha amada e querida irmã Elayne Gonçalves, por todas as orações, pelas risadas, pela paciência, por acreditar em mim e sempre me aconselhar!

À minha irmã gêmea Carolina Gonçalves, por todo companheirismo e ajuda. Obrigada por sempre estar comigo.

Ao meu irmão Adriano Gonçalves e minha cunhada Jaqueline Rodrigues por todo incentivo e momentos divididos comigo.

Ao meu irmão José Ferreira N. Júnior (*in memoriam*), pois acredito que se estivesse aqui estaria junto comigo torcendo pela minha vitória.

Aos meus doces e amados avós Maria Marlene Medeiros e Euclides Gonçalves, por todas as orações e por tudo que fizeram e fazem por mim.

A minha Tia Sueli Gonçalves, por todo apoio e ajuda.

Aos meus sogros Eliziane Rodrigues e José Barbosa, por todo incentivo e apoio. Muito obrigada por estarem sempre ao meu lado.

Aos meus amigos que durante o tempo de curso estiveram comigo, me ajudando e estudando junto. Obrigada Paolla, Regiane, Edson, Diogo, Júlia, Lúcia e Rapahel. O sucesso de vocês será também o meu.

Aos meus amigos e parceiros de laboratório Renato, Victor e Cristiano, por todo companheirismo e ajuda. Pela disponibilidade quando mais precisei.

Aos meus queridos Raimundo e Júlia, técnicos do laboratório de Química e Mineralogia (Instituto Nacional do Semiárido - INSA), que sempre me auxiliaram.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo (PPGCS), que contribuíram para minha formação acadêmica e a Universidade Federal da Paraíba, Campus II, Areia – PB, pela oportunidade do curso e disponibilização de toda infraestrutura.

Ao apoio do INSA, pela permissão para desenvolver os trabalhos na Estação Experimental Prof. Ignácio Salcedo, e disponibilização da infraestrutura analítica, juntamente com seu corpo técnico.

Ao apoio do programa Observatório Nacional de Dinâmica da Água e do Carbono no Bioma Caatinga – ONDACBC, apoiado por FACEPE (subsídios: APQ-0296-5.01/17; APQ-0498-3.07/17 ONDACBC; APQ-0532-5.01/14), CNPq (subsídios: 441305/2017-2; 465764/2014-2) e CAPES (subsídios: 88887.136369/2017-00). Muito obrigada pela parceria e pelo apoio financeiro a esta pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior/CAPES/FAPESQ
(subsídios: 88887.274054/2018-00) pela concessão da bolsa de estudos.

Por fim, a todos que de modo direto ou indireto torceram e ainda torcem muito por mim.

RESUMO

BARBOSA, C. G. R. N. **Frações da matéria orgânica e estoques de carbono em perfis de solos em pedoformas de região Semiárida.** Areia-PB: UFPB, outubro de 2020. 87 p. (Dissertação de Mestrado em Ciência do Solo). Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo. Orientadora: Vânia da Silva Fraga.

A distribuição das frações húmicas no perfil do solo é uma maneira de analisar a capacidade que os solos têm de acumular matéria orgânica. No entanto, a distribuição e o acúmulo das frações húmicas podem variar em função do relevo. Assim, a fim de avaliar como as variações do relevo influenciam nos teores de matéria orgânica do solo, objetivou-se quantificar o teor de carbono orgânico e as frações húmicas em perfis de solos de região Semiárida. Para tanto, foi estudada três sequências de solos em vertentes com diferentes contornos na estação experimental Prof. Ignácio Salcedo, Instituto Nacional do Semiárido (INSA), Campina Grande-PB. Nessa área a vegetação de Caatinga hiperxerófila encontra-se preservada ao longo dos últimos 40 anos. As amostras de solo foram analisadas quanto aos teores de carbono orgânico total (COT) e substâncias húmicas (SHs): ácido húmico, fúlvico e humina em três pedoformas (retilínea, convexa e côncava, respectivamente T1, T2 e T3). Os teores de COT do solo variaram de 1,62 a 33,24 g kg⁻¹, aumentando do terço superior para o terço inferior na pedoforma retilínea, ocorrendo o inverso na convexa e côncava, demonstrando que a deposição de materiais nas partes inferiores através de processos erosivos pode ser considerada eficiente para acúmulo de carbono no solo na retilínea. Ao analisar a distribuição do teor de COT e das SHs, constatou-se que através do fracionamento químico foi possível identificar que a maior parte do carbono está na forma de ácidos húmicos e humina. O grau de humificação da matéria orgânica foi similar em todos os Neossolos e Planossolos estudados, com predomínio do ácido húmico entre 39 a 44 % do carbono orgânico total. A comparação entre as vertentes retilínea, convexa e côncava mostrou que houve alteração na distribuição das frações húmicas entre e dentro das mesmas vertentes, demonstrando que alterações na matéria orgânica ocorrem na escala de microrrelevo.

Palavras-chaves: Carbono orgânico. Substâncias húmicas. Pedoformas. Caatinga.

ABSTRACT

BARBOSA, C. G. R. N. **Organic matter fractions and carbon stocks in soil profiles in semi-arid region pedoforms**. Areia-PB: UFPB, october 2020. 87 p. (Master's Dissertation in Soil Science). Graduate Program in Soil Science. Advisor: Vânia da Silva Fraga.

The distribution of humic fractions in the soil profile is a way of analyzing the capacity of soils to accumulate organic matter. However, the distribution and accumulation of humic fractions may vary depending on the relief. Thus, in order to evaluate how the variations of the relief influence the organic matter contents of the soil, the objective was to quantify the organic carbon content and the humic fractions in soil profiles of the Semi-Arid region. For that, three soil sequences in slopes with different contours were studied in the experimental station Prof. Ignácio Salcedo, National Semi-Arid Institute (INSA), Campina Grande-PB. In this area, the hyperxerophilous Caatinga vegetation has been preserved over the last 40 years. The soil samples were analyzed for the levels of total organic carbon (TOC) and humic substances (SHs): humic, fulvic and humine in three pedoforms (rectilinear, convex and concave, respectively T1, T2 and T3). Soil TOC levels ranged from 1.62 to 33.24 g kg⁻¹, increasing from the upper third to the lower third in the rectilinear pedoform, with the opposite occurring in the convex and concave, demonstrating that the deposition of materials in the lower parts through erosive processes can be considered efficient for carbon accumulation in the soil in the rectilinear. When analyzing the distribution of COT and SHs content, it was found that through chemical fractionation it was possible to identify that most of the carbon is in the form of humic acids and humine. The degree of humification of organic matter was similar in all Neossols and Planossols studied, with a predominance of humic acid between 39 to 44% of the total organic carbon. The comparison between the straight, convex and concave strands showed that there was a change in the distribution of humic fractions between and within the same strands, demonstrating that changes in organic matter occur on the micro-relief scale.

Keywords: Organic carbon. Humic substances. Pedoforms. Caatinga.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo, Estação Experimental Prof. Inácio Salcedo (INSA), Campina Grande – PB.	29
Figura 2- Segmentos realizados a partir da plataforma Google Earth na Estação Experimental Prof. Inácio Salcedo (INSA), Campina Grande – PB.	30
Figura 3- Neossolo Litólico (A e B) e Neossolo Regolítico (C) estudados ao longo de uma vertente linear-linear (T1) na Estação Experimental do INSA, Campina Grande – PB.	31
Figura 4- Neossolos Litólicos (A e B) e Neossolo Regolítico (C) estudados ao longo de uma vertente retilínea-convexa (T2) na Estação Experimental do INSA, Campina Grande – PB.	31
Figura 5- Neossolo Litólico (A) e Planossolos Háplicos (B e C) estudados ao longo de uma vertente retilínea-côncava na Estação Experimental do INSA, Campina Grande – PB.	31
Figura 6- Mapa de elevação digital da área de estudo na Estação Experimental (INSA), Campina Grande - PB.....	34
Figura 7- Perfil altimétrico da topossequência T1, abrangendo as pedoformas retilínea-retilínea (P1: terço superior; P2: terço médio; P3: terço inferior).	35
Figura 8- Perfil altimétrico da topossequência T2, abrangendo as pedoformas retilínea e convexa (P1: terço superior; P2: terço médio; P3: terço inferior).	36
Figura 9- Perfil altimétrico da topossequência T3, abrangendo as pedoformas retilínea e côncava (P1: terço superior; P2: terço médio; P3: terço inferior).	36
Figura 10 - Superfície rochosa coberta por líquens nos Neossolos da topossequência T2, na região Semiárida paraibana, no perfil P1.	40
Figura 11- Análise de componentes principais das variáveis do solo nos ambientes estudados da região Semiárida paraibana (T: topossequência; P1: terço superior; P2: terço médio; P3: terço inferior).....	70

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Atributos morfológicos dos Neossolos da Topossequência T1, de região Semiárida paraibana.....	39
Tabela 2- Atributos morfológicos dos Neossolos da topossequência T2, de região Semiárida paraibana.....	41
Tabela 3- Atributos morfológicos do Neossolo e dos Planossolos da Topossequência T3, de região Semiárida paraibana.	43
Tabela 4- Atributos físicos dos Neossolos e dos Planossolos das topossequências T1, T2 e T3, na região Semiárida paraibana.	45
Tabela 5- Atributos químicos dos Neossolos Litólicos e Regolíticos da topossequência T1, na região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.	49
Tabela 6- Atributos químicos dos Neossolos Litólicos e Regolíticos da topossequência T2, na região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.	53
Tabela 7- Atributos químicos dos Neossolos e dos Planossolos da topossequências T3, na região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.	55
Tabela 8- Classificação e caracterização geral dos solos de topossequências na região Semiárida paraibana.	56
Tabela 9- Teores de carbono orgânico e das frações húmicas dos horizontes dos Neossolos e dos Planossolos nas topossequências T1, T2 e T3, da região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.	62
Tabela 10- Estoques de carbono orgânico nos compartimentos amostrados nos Neossolos e Planossolos das topossequências T1, T2 e T3, da região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.	64
Tabela 11- Estatísticas resumidas das propriedades do solo das topossequências da região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.	68
Tabela 12- Autovalores e autovetores das componentes principais.	69
Tabela 13- Correlação dos atributos com o carbono orgânico e as frações húmicas da topossequência T1 da região Semiárida paraibana.....	73
Tabela 14- Correlação dos atributos com o carbono orgânico e as frações húmicas da topossequência T2 da região Semiárida paraibana.....	73

Tabela 15- Correlação dos atributos com o carbono orgânico e as frações húmicas da topossequência T3 da região Semiárida paraibana.....	74
--	----

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	13
2 OBJETIVOS.....	15
2.1 Objetivo Geral.....	15
2.2 Objetivos Específicos	15
3 REFERENCIAL TEÓRICO.....	15
3.1 Região Semiárida.....	15
3.2 Ciclo do Carbono.....	16
3.3 Dinâmica do Carbono solo-caatinga.....	17
3.4 Matéria Orgânica do Solo (MOS).....	19
3.5 Fatores determinantes no estoque de MOS.....	22
3.5.1 Textura e mineralogia do solo.....	22
3.5.2 Clima.....	24
3.5.3 Cobertura Vegetal	25
3.5.4 Relevô.....	26
4 MATERIAL E MÉTODOS.....	28
4.1 Descrição e localização da área experimental	28
4.2 Escolha das topossequências	29
4.3 Métodos Analíticos	31
4.3.1 Análises para caracterização dos perfis de solo	32
4.3.2 Fracionamento químico da matéria orgânica	32
4.3.3 Determinação dos teores de COT.....	33
4.4 Análises Estatísticas.....	33
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	34
5.1 Geoformas.....	34
5.2 Atributos Morfológicos.....	37
5.3 Atributos Físicos	44

5.4 Atributos Químicos.....	48
5.5 Classificação dos Solos no SiBCS	56
5.6 Fracionamento Químico da Matéria Orgânica.....	57
5.7 Estoque de Carbono Orgânico do Solo	64
5.8 Análises Estatísticas.....	67
6 CONCLUSÕES	75
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	76

1 INTRODUÇÃO

O estoque de carbono ou de matéria orgânica no solo é determinado por muitos fatores como: clima, vegetação, paisagem, mineralogia e pelas interações entre esses fatores. Associado a isso, a quantidade e qualidade da matéria orgânica do solo (MOS) são governadas pelas condições de drenagem, acidez, disponibilidade de nutrientes, atividade microbiana e temperatura do solo (SMITH, 2008; DALMOLIN et al., 2006).

Com base nisso, a matéria orgânica é considerada um dos principais indicadores de qualidade do solo devido à sensibilidade às mudanças de uso de solo. Suas funções no solo conferem estabilidade aos agregados e à estrutura do solo, disponibilidade de nutrientes, capacidade de troca catiônica (CTC), infiltração e retenção de água, entre outros (LOPES et al., 2012).

Comparando com outras regiões brasileiras, as concentrações de carbono nos solos de região Semiárida são inferiores às outras regiões, assim como os estoques até 1 m de profundidade. No semiárido, a maior parte dos solos não ultrapassa 1 m, limitando os estoques (SAMPAIO; COSTA, 2011). Associado a isso, as elevadas taxas de decomposição da matéria orgânica favorecida pelas elevadas temperaturas e atividade microbiana, contribuem para a diminuição de estoque nessa região.

A entrada de carbono no ambiente semiárido depende principalmente do tipo de cobertura do solo e uso do solo, pois ambos influenciam diretamente a quantidade de resíduos e atividade microbiana no solo (VALBRUN et al., 2018). Todavia, há poucos estudos que visam estimar os estoques de carbono no semiárido, sobretudo em ambiente de Caatinga.

Diante disso, estudos que visam melhorar a compreensão da dinâmica da matéria orgânica em áreas de cobertura natural não ficam restritos à avaliação dos teores de carbono orgânico, buscam também caracterizar os compartimentos da matéria orgânica (SOUZA et al., 2006). Uma forma mais específica de analisar a capacidade que os solos têm de acumular matéria orgânica está relacionada à distribuição das frações húmicas, na qual é possível correlacionar à mobilidade e, ou, distribuição do material orgânico. A compartimentação das frações húmicas em áreas sem influência antrópica pode ser influenciada pela variação do material de origem sendo que este pode estar associado ao relevo (FONTANA et al., 2014).

As relações entre topografia, vegetação e solo sempre foram tratadas como um grande desafio na pesquisa ecológica (ROMÁN-SANCHEZ et al., 2018). Na escala regional, uma heterogeneidade espacial significativa na vegetação e no solo é atribuída à variação na topografia e clima. Na escala local, fatores topográficos, como inclinação, aspecto da inclinação e posição da inclinação, podem influenciar a vegetação, afetando a radiação, temperatura, água e nutrientes. Essas mudanças locais são devido ao microrelevo. Recentes estudos mostram que o microrelevo pode influenciar os atributos do solo (físicos, químicos e biológicos) na região Semiárida (ALVES, 2019). Há um interesse particular em como a topografia influencia os padrões de vegetação, o carbono orgânico do solo e os nutrientes (YUAN et al., 2019).

Estudos que visem estimar os estoques de carbono em escala regional assume importância no contexto mundial, uma vez que a partir de estudos regionais é que será possível estimar os estoques mundiais de C. No entanto, alguns fatores dificultam a realização de tais estudos, uma vez que as propriedades específicas de cada solo são variadas e há considerável variabilidade espacial de carbono em uma única unidade de solo (BERNOUX et al., 2002). Diante disso, é necessário compreender o ciclo global do carbono e, em particular o estoque de carbono no solo, sobretudo associá-lo ao relevo, uma vez, que estudos dessa natureza são escassos.

Estudos em diversas regiões do mundo, em diferentes biomas, demonstram haver relações entre topografia, vegetação e solo. No entanto, especificamente na Caatinga, praticamente inexistem informações de como a topografia influencia os padrões de carbono orgânico no solo. Assim, com o intuito de avaliar como as variações do relevo influenciam a matéria orgânica do solo, foi quantificado o teor de carbono orgânico e as frações húmicas em perfis de Neossolos e Planossolos em ambiente de Caatinga. Para isso foi estudada três sequências de solos em vertentes com diferentes contornos na estação experimental Prof. Ignácio Salcedo, Instituto Nacional do Semiárido (INSA), Campina Grande-PB. Nessa área a vegetação de Caatinga hiperxerófila encontra-se preservada ao longo dos últimos 40 anos. Este trabalho justifica-se pelo fato de subsidiar demais estudos no semiárido brasileiro, incluso pesquisas de uso e aqueles que buscam identificar os serviços ecossistêmicos dos solos.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Quantificar as frações da matéria orgânica e os estoques de carbono em perfis de solos em pedoformas de região Semiárida.

2.2 Objetivos Específicos

- Quantificar o teor de carbono orgânico e as frações húmicas de nove perfis de solos em três pedoformas em ambiente de Caatinga.
- Avaliar como variações do relevo influenciam o estoque de carbono orgânico e a compartimentação das frações húmicas.

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 Região Semiárida

A região Semiárida do Nordeste brasileiro compreende uma área de aproximadamente um milhão de Km² e abrange uma população de cerca de 27 milhões de habitantes sendo considerado um dos mais povoados do mundo. A vegetação dessa região é o bioma Caatinga (SALCEDO; SAMPAIO, 2008), constituída especialmente de espécies lenhosas e herbáceas, de pequeno porte, com folhagem decídua na estação seca e dotadas de espinhos, além de portulacáceas, bromeliáceas e as cactáceas (SAMPALIO et al., 1995; EMBRAPA, 2010).

A região Semiárida brasileira apresenta forte insolação, temperaturas relativamente altas (variação anual de 23 a 27°C) e regime de chuvas marcado pela escassez e irregularidade. De forma geral, 20% da precipitação pluviométrica anual ocorrem num único dia e 60% num único mês (SAMPALIO, 1995; CAMPOS, 2004). Essa irregularidade leva a uma baixa cobertura vegetal, proporcionando menor proteção contra a erosão.

O relevo nessa região é muito variável, apresentando-se como suave ondulado a ondulado. A altitude média fica entre 400 m e 500 m, mas pode atingir 1.000 m. Ao redor de 37% da área é de encostas com 4% a 12% de inclinação e 20% de encostas têm inclinação maior que 12%, o que determina uma presença marcante de processos erosivos nas áreas antropizadas (SILVA, 2000).

Os solos encontrados nessa região variam, especialmente em função da litologia e material de origem (JACOMINE, 1996). As quatro ordens de solo que ocupam 66% da área sob caatinga são Latossolos (19%), Neossolos Litólicos (19%), Argissolos (15%) e Luvisolos (13%) (CUNHA et al., 2010; ARAÚJO FILHO et al., 2017). Os Neossolos Litólicos abrangem 38% do estado da Paraíba e os Luvisolos Crômicos e Planossolos Háplicos 17 % e 10 %, respectivamente (MEDEIROS, 2018). Segundo Silva (2000), 82% da região Semiárida apresentam solos de baixo potencial produtivo, seja por limitações de fertilidade e de profundidade do perfil, ou por limitações de drenagem e elevados teores de Na trocável.

A Caatinga, vegetação do semiárido brasileiro, possui uma diversidade maior que qualquer outro bioma do mundo sob as mesmas condições de clima e de solo, no entanto está entre os biomas mais alterados pelo homem. Apesar de sua fragilidade natural, esse ecossistema possui uma vegetação adaptada às condições de aridez e às perturbações antrópicas, como os processos de corte e de queima da vegetação (SAMPAIO; SALCEDO, 1997; EMBRAPA, 2010).

A composição florística da Caatinga não é uniforme e varia de acordo com o volume de precipitação, qualidade dos solos entre outros, e essa heterogeneidade está relacionada à fisionomia quanto à composição (FARIAS et al., 2016; RODAL et al., 2008). A presença de espécies endêmicas indica que se trata de um ecossistema rico em biodiversidade, sendo a flora representada por cerca de 20 gêneros e mais de 300 espécies, com destaque para a família Leguminosae, detentora de 80 espécies de distribuição exclusiva nessa região (SILVA, 2000).

3.2 Ciclo do Carbono

Os principais compartimentos de carbono na Terra são: oceanos (38000 Pg C), atmosfera (760 Pg C), formações geológicas (5000 Pg C) e ecossistemas terrestres (biota + solo) (2500 Pg C). O compartimento de carbono no solo é o maior nos ecossistemas terrestres, armazenando mais do que o dobro da quantidade de carbono da atmosfera (MCSHERRY; RITCHIE, 2013). O carbono no solo encontra-se principalmente na forma de compostos orgânicos, englobando resíduos frescos ou em diferentes estádios de decomposição,

compostos humificados e materiais carbonizados, associados ou não à fração mineral, bem como uma porção viva, composta por raízes e por micro, meso e macrofauna. (MACHADO, 2005; SIGNOR et al., 2014).

Apesar de constituir um reservatório bastante limitado de carbono, a vegetação é responsável pelo fluxo mais intenso no ciclo biogeoquímico. Por meio da fotossíntese as plantas absorvem o C, formando moléculas orgânicas que são usadas como fonte de energia pelas próprias plantas e para os demais sistemas heterotróficos, retornando à atmosfera como respiração dos tecidos vivos na forma de CO₂ (anualmente cerca de 60 Pg C), e por meio da decomposição dos resíduos vegetais (cerca de 60 Pg C), compondo a matéria orgânica do solo (MOS) (BALDOTTO et al., 2015).

Os estoques de carbono nos solos sob vegetação natural estão em equilíbrio dinâmico, de modo que praticamente não existe variação no teor de carbono orgânico com o tempo. No entanto, quando alterados apresentam rápida perda de carbono orgânico, notadamente em decorrência da temperatura e umidade, que facilitam a decomposição, e por meio do constante revolvimento do solo, que acelera a oxidação do carbono orgânico (FREITAS et al., 2018; PAIVA et al., 2011).

A queima de combustíveis fósseis e o desmatamento de florestas nativas para uso agrícola, pastoril e para uso de madeiras, são apontados como os principais responsáveis pelo aumento de CO₂ na atmosfera e pela aceleração dos processos de degradação destas áreas. Dentro desse contexto, a conversão de áreas nativas pode afetar diretamente o teor de carbono no solo, e este, por sua vez, pode ser usado como um indicador de qualidade dos solos (PAIVA et al., 2011).

3.3 Dinâmica do Carbono solo-caatinga

Os ecossistemas terrestres que compreendem a vegetação e, especialmente, os solos são considerados atualmente como um grande sumidouro de carbono. Há vários estudos que relatam que o uso apropriado da biosfera terrestre, particularmente do solo, pode resultar em significativa redução no aumento dos gases de efeito estufa. Segundo Machado (2005), todos os solos dos diferentes biomas do mundo apresentam maior estoque de carbono do que a vegetação, especialmente os solos de floresta boreal e os campos das regiões temperadas.

A exploração intensificada ao longo das últimas décadas vem modificando o ambiente natural do bioma Caatinga. A agricultura e a pecuária confundem-se na ocupação, pois a primeira tem características itinerantes e a segunda, considerada a principal atividade na região, ocupa todas as áreas disponíveis, incluindo-se pastagens nativas ou implantadas, áreas agrícolas após colheitas e áreas de pousio com vegetação nativa (SANTOS et al., 2008). Essa variabilidade e, certamente, todo este processo de substituição da vegetação nativa tem contribuído para o aumento da quantidade de CO₂ na atmosfera e para acelerar os processos de degradação do solo (FREITAS et al., 2018). A escassez de estudos relacionados à quantificação da biomassa total na caatinga compromete o entendimento do processo de conversão de CO₂ no bioma.

As condições edafoclimáticas também podem alterar a magnitude dos processos de degradação, alterando as taxas de adição e de perdas de carbono, pela liberação de CO₂ na respiração, pela decomposição microbiana e da matéria orgânica e pelas perdas de carbono orgânico por lixiviação e erosão, consequentemente alterando a quantidade de carbono estocada no solo (SANTOS et al., 2008).

Fracetto et al. (2012) demonstraram haver relação entre o teor de C do solo e o tipo de vegetação. Especificamente para o bioma Caatinga, os autores discutem tanto ganhos como perdas nos estoques de C em função da composição vegetal. Sob estas condições, a produção de biomassa por plantas de baixo porte pode contribuir de forma eficaz para a redução do estoque de carbono no solo (SACRAMENTO et al., 2013).

O carbono orgânico do solo aumenta com a precipitação devido à sua associação com maior produtividade e maior volume de biomassa. Com relação ao tipo de solo, relevo mais acentuado e textura mais grossa também podem contribuir para redução do armazenamento de carbono no solo (MCSHERRY; RITCHIE, 2013).

Os teores de carbono orgânico no solo em região de semiárido naturalmente é baixa em comparação a outros ecossistemas (AUSTINI; VIVANCO, 2006). A principal entrada de carbono no solo acontece pela formação de serapilheira na superfície, e antes que esta sirva de alimento para a microbiota do solo, grande parte sofre fotodegradação, causada pela alta incidência solar. Este processo consiste na transformação do CO (carbono orgânico) em CI (carbono inorgânico) por meio da absorção da radiação ultravioleta (UV). Tal processo, somado à ação antrópica, reduz ainda mais os teores de carbono no solo (FREITAS et al., 2018). Entretanto, a intensa fotodegradação promove a oxidação da serapilheira, o que pode

limitar a atividade microbiana e reduzir sua eficiência energética, acarretando em interrupção no ciclo biogeoquímico do C (AUSTINI; VIVANCO, 2006).

3.4 Matéria Orgânica do Solo (MOS)

A matéria orgânica do solo (MOS) é composta por organismos vivos, resíduos de plantas e animais, que variam consideravelmente em estabilidade e estágio de decomposição. É o componente do solo mais complexo, dinâmico e reativo, além de contribuir para o crescimento e desenvolvimento das plantas através do seu efeito sobre as propriedades físicas, químicas e biológicas do solo.

A MOS constitui o maior reservatório de carbono da superfície terrestre e têm provocado interesse científico quanto às potenciais alterações no carbono orgânico total (COT) do solo (ROMANENKOV et al., 2019). Os principais constituintes da MOS são carbono (52-58%), oxigênio (34 – 39%), hidrogênio (3,3 – 4,8%) e nitrogênio (3,7-7%). Os níveis destes elementos no solo variam de acordo com as taxas de aplicação de resíduos vegetais e animais e às perdas resultantes da erosão e oxidação por microrganismos do solo (FREIXO et al., 2002).

O carbono orgânico é obtido pelas plantas através da fixação fotossintética do CO₂ (dióxido de carbono) da atmosfera. Assim, o estudo da MOS tem-se demonstrado promissor, uma vez que a liberação de carbono para a atmosfera depende da velocidade de decomposição da MOS, que é influenciada por características da vegetação e do clima, pelos gradientes de temperatura e concentração de CO₂ solo-atmosfera, propriedades físicas do solo e pelas flutuações de pressão do ambiente (FERREIRA et al., 2013).

Nesse contexto, a qualidade e a quantidade de MOS são definidas pelo ambiente de formação, sendo sensíveis às alterações provocadas no solo (SACRAMENTO et al., 2013). Assim, a remoção da vegetação nativa para determinados usos do solo podem contribuir para o acúmulo ou decréscimo de MOS. Todavia, alterações na MOS também podem ser avaliadas a partir de alterações no teor total de carbono no solo, em suas frações químicas, físicas ou em combinações dessas (BARRETO et al., 2006; SIGNOR et al., 2014; WINK et al., 2015).

Dentro do conceito de qualidade do solo, a MOS tem sido reconhecida como um dos mais importantes atributos. Este consenso está associado ao fato de que seu teor é muito

sensível às mudanças de uso do solo. Barreto et al (2006) destacam que alterações no uso do solo por meio de sistemas inadequados ocasiona um declínio de mais de 50% da matéria orgânica previamente acumulada por processos, como a decomposição microbiana e a erosão.

Nesse sentido, a matéria orgânica é considerada como um dos principais indicadores de qualidade do solo devido ao seu efeito benéfico nas propriedades físicas e químicas e no suprimento de nutrientes (EYHERABIDE et al., 2014). Suas funções no solo, especialmente sob condições tropicais e subtropicais, conferem estabilidade aos agregados e à estrutura do solo, infiltração e retenção de água, resistência à erosão, capacidade de troca de cátions (CTC), disponibilidade de nutrientes, aeração e atividade da biomassa microbiana (LOPES et al., 2012).

Nos solos do semiárido a alta contribuição da MOS na CTC deve-se, em partes, à presença de argilas de baixa atividade (CANELLAS et al., 1999). Comparando-se a CTC de solos de região Semiárida que apresenta CTC baixa ($1,2-5,9 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) (SILVA et al., 2012), a fração húmica da MOS pode gerar em torno de 400 a 1400 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, justificando a sua significativa importância na CTC desses solos (CANELLAS et al., 1999).

Diversos modelos conceituais foram desenvolvidos para subdividir a matéria orgânica em diferentes compartimentos. Em um dos modelos, a mesma é dividida em três grupos, a saber: (1) biomassa viva, que se refere aos tecidos intactos de plantas, animais e microrganismos; (2) resíduos orgânicos oriundos da serrapilheira e/ou animal não decomposto ou parcialmente decomposto reconhecíveis; (3) material humificado (húmus), que consiste em uma mistura de substâncias orgânicas complexas não identificáveis (MOREIRA; SIQUEIRA, 2006; SOUSA, 2006).

Outro modelo conceitual descreve os componentes da matéria orgânica como reservatórios: (1) reservatório biológico (BIO), constituído pelos organismos vivos; (2) reservatório lábil (LAB), formado de materiais prontamente disponíveis para decomposição por ataque microbiano; (3) reservatórios protegidos física e quimicamente (POM e COM, respectivamente), os quais são dotados de mecanismos que os protege da decomposição microbiana (DUXBURY et al., 1989).

De acordo com o grau de estabilidade que as frações orgânicas possuem ao ataque microbiano, pode-se estabelecer um terceiro modelo. Nessa abordagem podem ser estabelecidas as frações lábil e estável. A primeira é mais propensa ao ataque microbiano que

a segunda, pois sua localização física e sua composição química permitem isso. São exemplos de fração estável as substâncias húmicas associadas aos minerais, cujos compostos apresentam recalcitrância molecular e atuam na proteção coloidal (BALDOCK; NELSON, 2000).

Em vista da heterogeneidade e complexidade funcional da matéria orgânica, tornaram-se necessárias abordagens que permitam avaliar a dinâmica de seus componentes. Dessa forma, a MOS é constantemente estudada a partir de fracionamento físico e químico (LIMA et al., 2008; BAYER et al., 2002; MUSINGUZI et al., 2015; KUKUŁS et al., 2019), no qual pode ser caracterizada e quantificada a partir de seus componentes lábeis e não lábeis. Nessa perspectiva, estudos que fornecem informações sobre as substâncias húmicas (fracionamento químico) são importantes e têm sido foco nos estudos de avaliação do ambiente edáfico porque contribuem para a compreensão da pedogênese (MARTINS et al., 2015; ACKSEL et al., 2016), ao qual destaca-se a sua atuação no intemperismo de minerais, redução do grau de cristalinidade de óxidos de ferro e nos processos de formação e diferenciação de horizontes de solos (FONTANA et al., 2010b).

Fracionamento da Matéria Orgânica do Solo

Os diferentes métodos de fracionamento da MOS são baseados principalmente na sua localização na matriz mineral (fracionamento físico por tamanho de partícula), no seu grau de associação com a fração mineral (fracionamento físico por densidade) ou em características de solubilidade dos compostos orgânicos (fracionamento químico) (PILLON et al., 2002).

Fracionamento Químico da Matéria Orgânica do Solo

O fracionamento químico é empregado em estudos que objetivam caracterizar química e estruturalmente os compostos húmicos, além de avaliar o grau de decomposição e reatividade dos compartimentos químicos resultantes no ambiente (DICK et al., 2009).

A utilização desse fracionamento auxilia na avaliação do impacto de diferentes manejos nos teores de carbono das frações húmicas do solo (LOSS, et al., 2010; ROSSET et al., 2016), além de auxiliar no entendimento da pedogênese (MARTINS et al., 2015; ACKSEL et al., 2016), da melhoria das propriedades físicas e químicas do solo (EBELING et

al., 2011; 2013), das interações organo-minerais (DICK et al., 2000; SANTANA et al., 2011), entre outros.

As substâncias húmicas são fracionadas em função de sua solubilidade a diferentes valores de pH, a saber: (1) ácidos húmicos (AH), que são solúveis em meio alcalino e insolúveis em meio fortemente ácido; (2) ácidos fúlvicos (AF), que apresentam grande quantidade de grupamentos funcionais oxigenados e são solúveis tanto em meio ácido como básico, e; (3) huminas (HU), que representam a matéria orgânica intimamente ligada à fração mineral do solo, e por isso insolúvel (CANELLAS et al., 2001; PILLON et al., 2002).

A distribuição do C nas frações humificadas varia com o tipo de solo, tipo de vegetação, uso e manejo, condições climáticas e de drenagem (DICK et al., 2009). Dentre as frações humificadas a fração AF é considerada mais móvel, pois apresenta menor peso molecular e maior polaridade revelando maior solubilidade (DORTZBACH et al., 2020). Já a fração AH participa da maioria das reações que ocorrem no solo, favorecendo a agregação e estabilidade dos agregados pela formação de complexos organominerais, além de servir como reserva de nutrientes às plantas (CANELLAS et al., 2000).

A fração HU é estruturalmente composta em maior quantidade por lignina e sendo assim quimicamente mais recalcitrante (TOMASI, 2011). Tem a tendência de decrescer em profundidade e pode contribuir com mais de 50% do C na camada de 0-5 cm do solo (BENITES et al., 2001; DICK et al., 2009). Essa predominância da fração HU está relacionada à sua insolubilidade e resistência à biodegradação favorecida pela formação de complexos argilo-húmicos estáveis (SILVA et al., 2011; FONTANA et al., 2011).

3.5 Fatores determinantes no estoque de MOS

3.5.1 Textura e mineralogia do solo

A matéria orgânica do solo (MOS) está associada a partículas de tamanhos diferentes que diferem na composição mineralógica, estrutural e função. Solos arenosos apresentam tendência a possuir menores estoques de matéria orgânica em relação aos solos argilosos (NCIIZAH; WAKINDIKI, 2012; ZINN et al., 2005). Isso decorre, porque os solos argilosos apresentam maiores área superficial específica e quantidade de cargas, o que possibilita

maiores interações organominerais e menores taxas de mineralização (DICK et al., 2009; IRIZAR et al., 2010).

Em muitos solos, o conteúdo de argila atua como um importante determinante na estabilização da MOS, e a concentração de carbono no solo geralmente está relacionada com o conteúdo de argila. Além disso, a textura do solo afeta a formação de agregados, e solos com maior teor de argila favorecem a agregação, consequência da aproximação das partículas do solo (SILVA et al., 2014; ZINN et al., 2005). Em adição, a textura do solo também afeta a estabilização da MOS, onde geralmente a matéria orgânica associada à fração argila é relativamente mais recalcitrante do que aquela associada à fração areia, devido a maior resistência à ruptura física de agregados do solo (JINDALUANG et al., 2013). A importância dos minerais de argila na estabilização da MOS tem sido demonstrada em alguns estudos (DENEFF et al., 2004; KAISER et al., 2002).

A mineralogia do solo, mais especificamente da fração argila, é outro fator importante a ser levado em conta e que pode inclusive sobrepor-se à influência da textura. Estudos de adsorção de carbono orgânico dissolvido mostram que os óxidos de Fe e Al possuem maior capacidade de adsorção do que os minerais filossilicatos (KAHLE et al., 2004; KAISER et al., 1997). Tal fato decorre de que nas condições usuais de pH da maioria dos solos brasileiros os óxidos tendem a apresentar predomínio de cargas positivas, o que permite a adsorção entre os grupos OH da superfície dos minerais e os radicais orgânicos. Assim, pode-se citar a ligação por meio de ligantes e pontes de cátions entre os grupos funcionais carboxilato e fenolato e a superfície mineral.

Nesse sentido, foi observado que às menores taxas de decomposição da MOS de um Latossolo em relação ao Argissolo foi devido à sua textura mais argilosa associada à maior concentração de óxidos de Fe (BAYER, 1996). Em adição ao exposto, outros mecanismos também podem estar envolvidos na formação de compostos organominerais, a saber: a) ligação eletrostática; b) força de van der Waals; c) ponte de H, e; d) coordenação com oxihidróxidos e argilas silicatadas (DICK et al., 2009).

A proteção física da matéria orgânica pela agregação, de certa forma, está relacionada com a interação organomineral. Quanto mais intensa for a interação, maior é a possibilidade de formação de microagregados, cuja estabilidade protege fisicamente a MOS da atividade microbiana. Assim, a proteção física por microagregação e a interação organomineral são processos associados, de maneira que é difícil separar a ação individual de cada um na

estabilização da MOS. A condição que favorece a interação organomineral (solo argiloso, elevada área superficial específica e elevada densidade de grupos funcionais) também favorece a formação de microagregados (DICK et al., 2009; SILVA et al., 2014).

3.5.2 Clima

O conteúdo de matéria orgânica em um determinado solo é determinado por muitos fatores, especificamente o clima, por meio da temperatura e precipitação, uma vez que afeta o tipo e quantidade de vegetação e atividade microbiana (SMITH, 2008; DALMOLIN et al., 2006). O clima influencia o estoque de MOS por afetar tanto a adição anual de fitomassa, como a taxa de mineralização (DICK, et al., 2009). Em geral, climas frios e úmidos promovem o acúmulo de matéria orgânica, enquanto condições mais secas e mais quentes favorecem uma mineralização mais rápida (DICK et al., 2005).

Ao avaliar a influência do clima, expressa pela relação temperatura média anual/precipitação anual, sobre o teor de carbono no solo, Kämpf e Schwertmann (1983) observaram numa climossequência no estado do Rio Grande do Sul, um aumento no teor de carbono orgânico do solo com o aumento da umidade e a diminuição da temperatura.

A temperatura é o parâmetro que apresenta a diferença mais consistente na decomposição de resíduos, pois a taxa de perda de C é bem maior em climas mais quentes do que em climas frios (BAYER et al., 2002). Nos trópicos, a faixa de temperatura de 30 a 40°, resulta em taxas de decomposição mais altas do que em regiões temperadas, consequente da maior respiração e atividade biológica no solo (BRONICK; LAL, 2005). Em estudos, Costa (1995) observou que a maior decomposição de resíduos ocorreu em locais que recebiam maior irradiação solar e, portanto tinham maiores temperaturas. Esse fato é explicado pela lei de Van Hoff, onde o aumento de 10°C duplica a velocidade das reações de natureza biológica (DICK et al., 2009).

Em elevadas temperaturas como as da região tropical, taxas de decomposição são contrabalanceadas pela elevada produção primária de fitomassa que retornam ao solo. Nessas condições, a constituição qualitativa e os conteúdos médios de matéria orgânica dos solos tropicais e temperados são semelhantes (OLIVEIRA, 2008). Além disso, minerais de carga variável podem influenciar a estabilidade da MOS em solos tropicais e subtropicais, a qual, mesmo sob condições de clima altamente favoráveis à atividade microbiana, apresenta taxa de

decomposição baixa a média decorrente da alta estabilidade química (BAYER et al., 2000; BAYER et al., 2002).

3.5.3 Cobertura Vegetal

A cobertura vegetal assume papel importante, uma vez que, para situações em que há a mesma produção e deposição de biomassa vegetal no solo, o teor de matéria orgânica pode variar de solo para solo, tendo em vista a qualidade do material aportado e a influência de diversos fatores sobre a microbiota e sobre as taxas de decomposição e mineralização (COSTA et al., 2009).

Em ecossistemas naturais a decomposição diferenciada dos resíduos vegetais faz com que os nutrientes necessários ao desenvolvimento da vegetação retornem ao solo de forma equilibrada (ALVARENGA et al., 1999). Em solos sob vegetação natural não ocorre variação nos conteúdos de matéria orgânica no tempo devido à igualdade das quantidades adicionadas e perdas (WINK et al., 2015).

Em regiões tropicais há uma rápida perda de carbono orgânico no solo em decorrência da temperatura, umidade e intensa radiação solar que provocam uma rápida decomposição e oxidação da matéria orgânica (SILVA et al., 2004; CARVALHO et al., 2009; COSTA et al., 2009). Em regiões Semiáridas do Nordeste, a retirada da vegetação pela queima e desmatamento, aliada aos longos períodos de estiagem, têm provocado acentuada degradação ao solo. Um solo descoberto e exposto por mais tempo às ações da temperatura e dos ventos, está mais suscetível aos processos erosivos, reduzindo seu potencial produtivo (TREVISAN et al., 2002; BARRETO et al., 2006).

Na Caatinga são encontrados solos degradados e completamente desnudos, áreas de vegetação rala que possuem pouca estabilidade e que estão sujeitas à degradação, além de cobertura vegetal densa com grande diversidade de espécies que proporcionam boa cobertura ao solo (CHAVES et al., 2008). Uma adequada cobertura vegetal protege o solo da ação do clima e ação antrópica como também proporciona maior estoque de C, pois o conteúdo de C via serapilheira regula os níveis de matéria orgânica.

A cobertura vegetal pode ser considerada o mais importante dos fatores de controle do fenômeno da desertificação no espaço Semiárido. Mesmo decídua, a caatinga não deixa de desempenhar o papel de protetor do solo contra as intempéries, diminuindo a sua degradação.

Esta constatação afirma que a principal causa da erosão, nessa região, é, sem dúvida, a devastação desenfreada da vegetação (SÁ et al., 2010).

Wendling et al. (2005) afirmam que áreas de cobertura densa, além de influenciar nas propriedades do solo, uma vez que atua como isolante entre o solo e atmosfera, também acarreta maior estoque de carbono. O potencial de C no solo da vegetação ocorre pelo constante aporte de serapilheira e reciclagem radicular, que regula os níveis de MO (WINK et al., 2015).

Mudanças no tipo de vegetação também podem alterar a quantidade e qualidade dos insumos de matéria orgânica. Nos sistemas Semiáridos os arbustos podem ter extensos sistemas radiculares do que as gramíneas anuais ou perenes, de maneira que mudanças no tipo de vegetação podem alterar a distribuição em profundidade da matéria orgânica, além de taxas de ciclagem de nutrientes no solo (HOOKER et al., 2008; NORTON et al., 2012).

Todavia, as perdas da vegetação provocam redução significativa nos estoques de MOS e de nutriente do solo. Nesse sentido estudos tem verificado rápida diminuição nos reservatórios de nutrientes de MOS nos meses imediatamente após a queima da vegetação (SALCEDO et al., 1993).

A substituição da vegetação natural ocasiona declínios nos níveis de MOS e nutrientes do solo, bem como intensifica os processos erosivos, tendo em vista que a mesma possui importante papel na ciclagem de nutrientes contidos na biomassa vegetal, favorecendo a manutenção da qualidade do solo.

3.5.4 Relevô

O relevo é o fator de formação que controla a distribuição de matéria no solo. A utilização de seus atributos, como a declividade, para estabelecer relações com a matéria orgânica vem sendo estudada (LI et al., 2018; FRANK BUSS et al., 2020).

O acúmulo e o grau de humificação da matéria orgânica, por exemplo, correlacionam-se com a declividade do terreno (SILVA et al., 2007). A correlação aponta a influência do regime hidrológico sobre a dinâmica do carbono orgânico, onde menores declividades estão relacionadas com maior acúmulo e grau de humificação da matéria orgânica (OLIVEIRA et al., 2015). Toledo (2009) explica que pequenas variações do relevo podem definir uma maior

ou menor taxa de decomposição da MOS, estando essa variação associada a condições de baixa cobertura vegetal e elevado escoamento superficial da água.

Solos em vertentes expostas à processos erosivos, como os solos da região Semiárida, podem possuir maior teor de C nas posições menos declivosas, as quais estão mais preservadas da erosão (SILVA et al., 2007). A erosão no terço médio e inferior além de reduzir o teor de carbono, ocasiona remoção seletiva de argila, tornando o horizonte superficial mais arenoso e reduzindo a formação de agregados estáveis, o que favorece a decomposição da matéria orgânica do solo (SILVA et al., 2001).

A distribuição das frações húmicas também pode ser influenciada pela variação do material de origem em associação com o relevo. Esta correlação foi encontrada em uma topossequência sobre calcário na Serra da Boboquena (MS), onde os baixos valores da relação frações alcalinosolúveis/fração humina foram observadas nos horizontes superficiais (PEREIRA et al., 2013).

Em uma topossequência de solos sobre gnaiss e sob relevo montanhoso os maiores teores de carbono orgânico foram encontrados nos horizontes superficiais dos perfis situados no topo e no terço superior da encosta quando comparados com os do terço médio e sopé (SILVA et al., 2007). Estudo na baixada litorânea Fluminense encontrou maiores teores de carbono orgânico total no horizonte superficial de Gleissolo localizado na cota mais baixa da paisagem, seguido dos perfis no terço superior (Argissolos) e com os menores teores nos terços médio e inferior (Planossolos) (SILVA et al., 2001).

Fontana et al. (2014) observaram a variação dos teores de carbono orgânico em três topossequências em ambientes de Mar de Morros, em Pinheiral, RJ, derivados de rocha ígnea extrusiva básica (basalto), rocha metamórfica ácida (muscovita-biotita-gnaiss) e rocha intrusiva básica (gabro). Este estudo mostrou que os teores de carbono orgânico variaram de acordo com a posição da paisagem, associados às diferentes litologias, na seguinte ordem gabro > basalto > muscovita-biotita-gnaiss. Quanto à posição na paisagem, os teores de carbono aumentaram do topo em direção à várzea para os solos derivados de basalto, na sequência Nitossolo Háplico → Latossolo Vermelho-Amarelo → Gleissolo Háplico. Nos solos formados de gabro os teores de carbono decresceram do topo para a várzea, enquanto nenhuma associação entre COT e relevo foi verificada nos solos originados de muscovita-biotita-gnaiss.

Estudo em áreas com altitudes distintas, abrangendo florestas tropicais e pastos, mostrou que o carbono orgânico variou entre 4,8 e 19,4 kg C m⁻² e aumentou 5,1 kg C m⁻² a cada 1.000 m de altitude (DIELEMAN et al., 2013). Esses autores também encontraram relação linear entre os estoques de carbono e a altitude ao longo do transecto, indicando maiores estoques em altitudes mais elevadas. Resultados semelhantes foram constatados em solos de unidades geoambientais (UGs) da Bacia Hidrográfica do Rio Preto, onde menores estoques de carbono ocorreram em menores altitudes, com valores de 106 t ha⁻¹ nas áreas mais altas e 55 t ha⁻¹ nas mais baixas (Olszewski et al., 2007). Entretanto, estudo recente sobre o efeito do desmatamento na morfologia, acúmulo de carbono e dinâmica de nutrientes em solos de uma topossequência de região semiárida mostrou que a paisagem não influenciou os teores de carbono orgânico em uma área degradada e de referência (PINHEIRO JR. et al., 2019). Esse resultado é contrário ao relatado por Li et al. (2018), que observaram maior acúmulo de carbono orgânico nas posições inferiores da paisagem devido ao transporte de materiais da camada superficial através do processo erosivo.

De maneira geral, o relevo plano e a posição de topo representam condições que possivelmente minimizam os efeitos da remoção de solo por erosão, enquanto que na várzea a condição de hidromorfismo é fator limitante da decomposição e mineralização da MOS (FONTANA et al., 2014).

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Descrição e localização da área experimental

O estudo foi realizado na Estação Experimental Prof. Ignácio Salcedo do Instituto Nacional do Semiárido (INSA), zona rural de Campina Grande (PB) (Figura 1). A estação está inserida nas coordenadas geográficas 7°15,341' e 7°17,168 de latitude Sul e 35°59,473' e 35°57,627' de longitude Oeste. Apresenta clima do tipo BSh, segundo a classificação climática de Koppen. O período chuvoso se concentra entre os meses de março a julho, registrando cerca de 800 mm ano⁻¹. A temperatura máxima média anual é de 28,7 °C e a mínima de 19,8 °C.

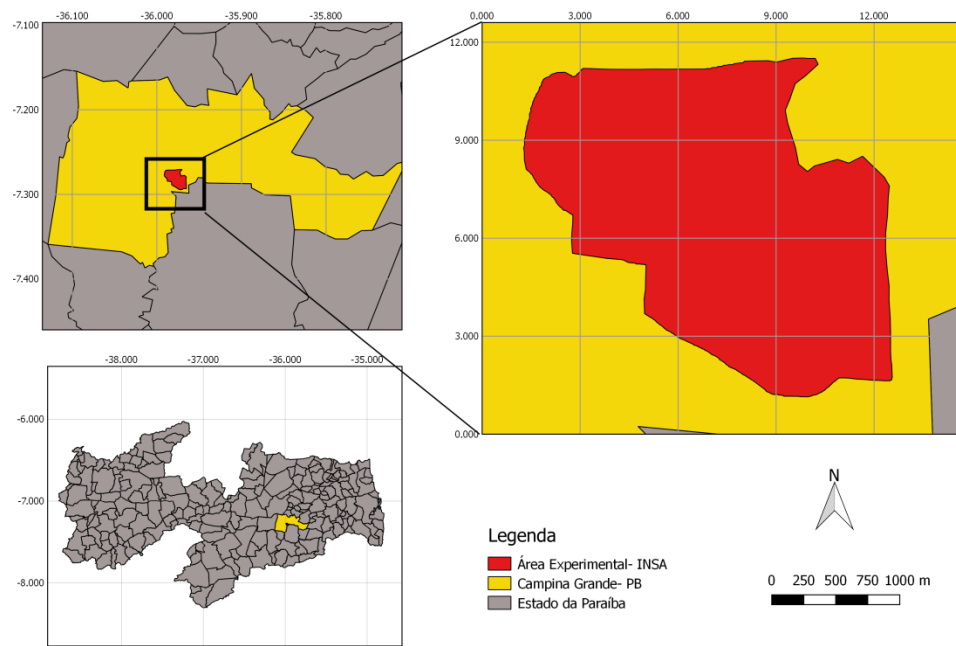


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo, Estação Experimental Prof. Inácio Salcedo (INSA), Campina Grande – PB.

A estação experimental ocupa uma área de 675 ha, mas cerca de 300 ha correspondem a uma reserva de Caatinga conservada, onde são desenvolvidos vários estudos de caracterização do referido bioma. A área conta com uma torre para estudos de troca de calor e massa entre a biosfera e atmosfera (eddy covariance technique, Scott et al., 2014), em área de Neossolo e Planossolo sob vegetação de caatinga preservada, que subsidia pesquisas de desertificação.

O relevo varia de suave ondulado a ondulado com elevações de topos planos, composto por vertentes de dezenas de metros com vales secos e abertos. A geologia local é constituída por associações de leuco-gnaiss cataclástico com biotita e gnaiss sienítico metassomático do período Pré-Cambriano (BRASIL, 1972). A vegetação é classificada como caatinga hiperxerófila, caracterizada pela presença de espécies de porte arbóreo e, ou arbustivo e de caráter xerófilo, com grande quantidade de plantas espinhosas, cactáceas e bromeliáceas. Os solos predominantes na área são Neossolos Litólicos e Regolíticos.

4.2 Escolha das topossequências

Inicialmente foram realizados seguimentos com base no perfil de elevação, objetivando encontrar vertentes retilínea, convexa e côncava. A partir da plataforma Google Earth, obtivemos dados de inclinação, elevação e distância, além das coordenadas geográficas, que nos auxiliou nas escolhas das sequências. Após encontrar os seguimentos nas pedoformas desejadas por meio da plataforma, fomos a campo através de caminhamento livre, comprovar a existência destas pedoformas na área.



Figura 2- Segmentos realizados a partir da plataforma Google Earth na Estação Experimental Prof. Inácio Salcedo (INSA), Campina Grande – PB.

De posse do Modelo Digital de Elevação da área de estudo foram selecionadas sequências de solos nas geoformas retilínea-retilínea (T1), retilínea-convexa (T2) e retilínea-côncava (T3). Em cada toposequência foram abertos perfis nos segmentos terço superior (P1), médio (P2) e inferior (P3), compartimentalizadas segundo normas constantes em Schoeneberger et al. (2012). Todos os solos são formados a partir de associações de leucognaiss cataclástico com biotita e gnaiss sienítico metassomático e encontram-se sob Caatinga hipoxerófila.

Os solos foram descritos e amostrados conforme critérios propostos no Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (SANTOS et al., 2013a). Foram coletadas amostras deformadas para análises física, químicas e de fracionamento da MOS e indeformadas com anéis cilíndricos para avaliação da densidade do solo. Os solos foram classificados de acordo com Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2018).

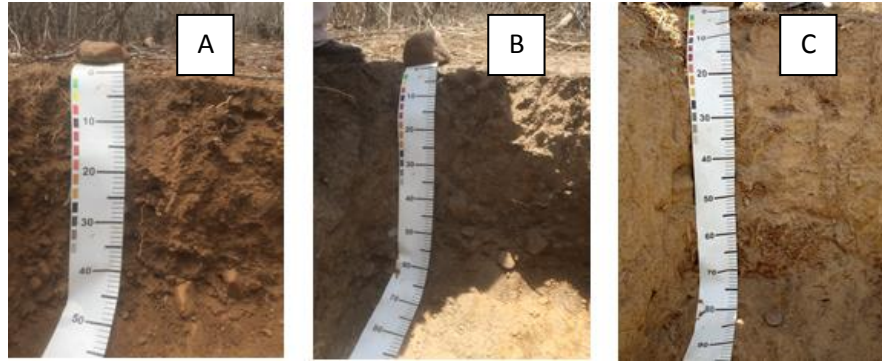


Figura 3- Neossolo Litólico (A e B) e Neossolo Regolítico (C) estudados ao longo de uma vertente linear-linear (T1) na Estação Experimental do INSA, Campina Grande – PB.

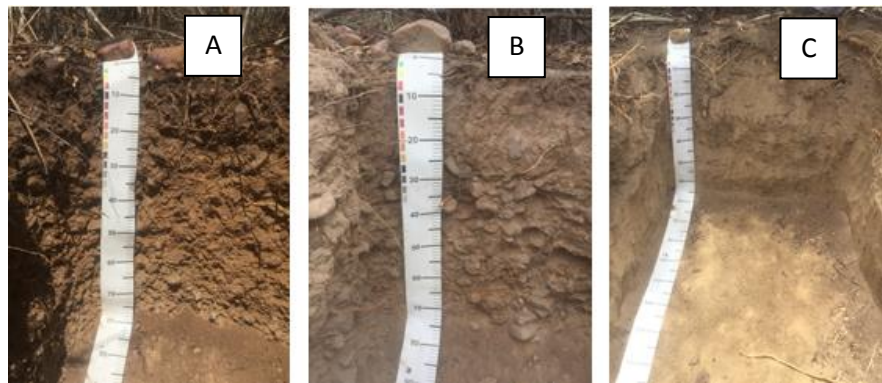


Figura 4- Neossolos Litólicos (A e B) e Neossolo Regolítico (C) estudados ao longo de uma vertente retilínea-convexa (T2) na Estação Experimental do INSA, Campina Grande – PB.



Figura 5- Neossolo Litólico (A) e Planossolos Háplicos (B e C) estudados ao longo de uma vertente retilínea-côncava na Estação Experimental do INSA, Campina Grande – PB.

4.3 Métodos Analíticos

As amostras de solo foram coletadas em horizontes dos perfis de solos. As mesmas foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm, para obtenção da

terra fina seca ao ar (TFSA). As amostras indeformadas, para densidade do solo, foram secas em estufa a 105° C por 48 horas.

4.3.1 Análises para caracterização dos perfis de solo

Análises físicas

A análise granulométrica foi realizada com NaOH 1 mol L⁻¹ como dispersante químico. A fração areia (2-0,053 mm) foi separada por tamisamento, a fração argila (< 0,002mm) pelo método da pipeta e a fração silte (0,05 – 0,002mm) por diferença. A argila dispersa em água (ADA) foi determinada por meio da utilização de água como dispersante. A partir dos resultados granulométricos e de ADA foi calculado o grau de floculação (GF). A propriedade física densidade do solo (Ds) foi calculada pelo método do cilindro volumétrico (EMBRAPA, 2017).

Análises químicas

As análises químicas e os procedimentos analíticos foram os seguintes (EMBRAPA, 2017): pH (H₂O) e pH (KCl); Ca²⁺, Mg²⁺ e Al³⁺ foram extraídos com solução de KCl; acidez potencial (H + Al) foi extraída com acetato de cálcio a pH 7,0, e; P, K⁺ e Na⁺ foram extraídos com Mehlich-1. Os teores de Ca²⁺ e Mg²⁺ foram determinados por espectrometria de absorção atômica; K⁺ e Na⁺ por fotometria de chama; P por espectrofotometria; Al³⁺ e H + Al por titulometria. Carbono orgânico foi quantificado por meio de oxidação por via úmida.

4.3.2 Fracionamento químico da matéria orgânica

Para a extração das frações húmicas, foi utilizada uma amostra (1 g) de terra fina seca ao ar (TSFA), a qual foi submetida a contato com NaOH 0,1 mol L⁻¹ por 24 h. Após esse período foram separados o extrato alcalino e o precipitado (humina) por meio de centrifugação a 5.000 g por 30 min. O precipitado (humina) foi reservado em placa e seco em estufa a 45 °C para posterior determinação do carbono. O pH do extrato alcalino foi ajustado a pH 1 - 2 com H₂SO₄ 20 %. Após esse período, o precipitado (fração ácidos húmicos) foi separado da fração solúvel (fração ácidos fúlvicos) por meio de centrifugação e, o sobrenadante (ácidos fúlvicos) foi separado em tubo de 50 mL, sendo volume completado

com água destilada. O precipitado (ácidos húmicos) foi solubilizado em tubo de centrífuga de 50 mL e o volume completado com água destilada (EMBRAPA, 2017).

A quantificação do C orgânico nas frações ácidos fúlvicos e húmicos foi feita usando-se alíquotas (5 mL) do extrato, por oxidação com dicromato de potássio $0,042 \text{ mol L}^{-1}$ e H_2SO_4 concentrado, em tubo de digestão a 150°C . Posteriormente o excesso de Cr (III) foi determinado por titulação com sulfato ferroso amoniacal $0,0125 \text{ mol L}^{-1}$. No resíduo (humina) seco em estufa, foi determinado o C orgânico na fração humina, também por oxidação com dicromato de potássio $0,167 \text{ mol L}^{-1}$ e H_2SO_4 concentrado, em tubo de digestão a 170°C , e posterior titulação com sulfato ferroso amoniacal $0,25 \text{ mol L}^{-1}$ (EMBRAPA, 2017).

4.3.3 Determinação dos teores de COT

Os teores de carbono orgânico total (COT) foram determinados pela oxidação da matéria orgânica pelo dicromato de potássio, em meio sulfúrico com aquecimento, e a quantificação foi feita por titulação potenciométrica em $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (sulfato ferroso amoniacal) $0,4 \text{ mol L}^{-1}$, segundo metodologia adaptada de Yeomans e Bremner (1988), no laboratório de matéria orgânica da Universidade Federal da Paraíba.

Os estoques de carbono orgânico total em cada horizonte foram calculados pela expressão, segundo Patton et al. (2019) :

$$\text{Estoque de COT} = \text{COS} \times \text{Ds} \times e \times (1 - \text{Frag})$$

onde:

Estoque de COT = estoque de COT em determinado horizonte (Mg ha^{-1})

COS = teor de C total na profundidade amostrada (g kg^{-1})

Ds = densidade do solo (TFSA) de cada horizonte (g cm^{-3})

e = espessura da camada considerada (cm)

Frag = fator de correção para fragmentos de rocha ($(1 - \% \text{ de rochas}) / 100$)

4.4 Análises Estatísticas

As análises estatísticas dos atributos do solo foram realizadas com auxílio do Software Estatístico Jamovi 1.1, de uso gratuito, (<https://www.jamovi.org/>). Assim, foram determinadas as medidas de tendência central (média, mediana), dispersão (desvio padrão) e, verificou-se aderência à distribuição normal das variâncias de acordo com o teste de Shapiro-Wilk, a 1 % de significância ($p < 0,01$).

Análises de correlação de Pearson e análises de componentes principais (ACP) também foram realizadas para visualizar o grau de associação dos atributos do solo com o carbono orgânico e as frações húmicas dos perfis avaliados.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Geoformas

O mapa de elevação do entorno da área estudada (Figura 6) revela o predomínio de relevo movimentado, abrangendo as classes de relevo suave ondulado e ondulado, com declives entre 3 a 8 % e entre 8 a 20 %, respectivamente (IBGE, 2015). As altitudes da área variam desde 462 m a 502 m. A topossequência T1 se encontra em região de altitude entre 470 e 480 m. A T2 apresenta seus perfis localizados em locais de altitudes de 490 a 500 m, e a T3 variando de 460 a 490 m.

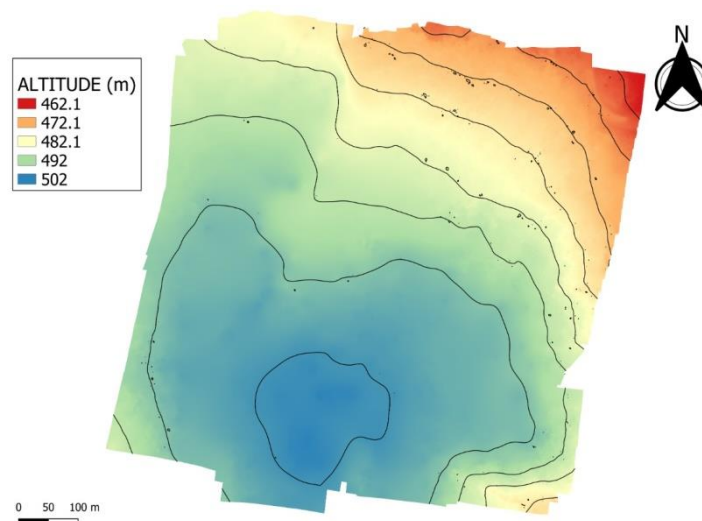


Figura 6- Mapa de elevação digital da área de estudo na Estação Experimental (INSA), Campina Grande - PB.

Segundo Campos (2012) os estudos sobre as relações solo-paisagem são importantes para os levantamentos dos atributos e o mapeamento de solos, visto que a associação entre os atributos topográficos, tais como: a inclinação e a declividade do terreno, a orientação e a curvatura da superfície terrestre, juntamente com as classes de solos é potencialmente útil para melhorar a predição da ocorrência dos tipos de solos nas paisagens. As pedoformas podem ser: retilíneas, convexas e côncavas, ao qual associa o perfil e curvatura da paisagem, dessa maneira influencia nos movimentos e distribuição dos fluxos de água (convergência e divergência), podendo causar variações dos atributos do solo (DANTAS et al., 2014).

As pedoformas da topossequência T1 estão apresentadas na Figura 7, através do perfil altimétrico, composto por três solos estudados: P1 localiza-se em relevo suave ondulado, com 5 % de declividade, localizado no terço superior da vertente; P2 inserido em relevo suave ondulado, com 8 % de declividade, localizado no terço médio da vertente; P3 em relevo ondulado apresenta declividade de 13 %, localizada no terço inferior.

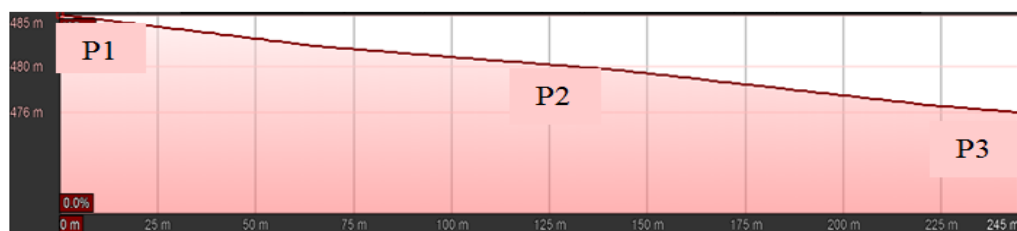


Figura 7- Perfil altimétrico da topossequência T1, abrangendo as pedoformas retilínea- retilínea (P1: terço superior; P2: terço médio; P3: terço inferior).

Em estudos, visando demonstrar a influência da pedoforma na variabilidade espacial de atributos do solo, mostram que em áreas de formas côncavas e convexas, independentes do histórico de manejo, há mais variabilidade de atributos químicos e físicos do que em áreas de formas retilíneas (SOUZA et al., 2006).

No perfil altimétrico da topossequência T2 (Figura 8) estão dispostos o relevo local, às declividades e as pedoformas retilínea e convexa, de acordo com a localização na vertente. O perfil P1 ocorre no terço superior da vertente sob relevo suave ondulado, com 3 % de declividade; o P2 encontra-se no terço médio da vertente, sob relevo suave ondulado, com 7 % de declividade; o perfil P3 localiza-se no terço inferior da vertente, sob relevo ondulado, com 12 % de declividade.

A pedoforma onde localiza-se o perfil T2P3 é caracterizada por uma encosta declivosa com 12 % de declividade, no segmento inferior da encosta. Estudo da relação pedologia-geomorfologia demonstrou que valores mais elevados de perda de solo ocorreram em declividades mais elevadas, justificado pelo aumento da capacidade erosiva da enxurrada nesses declives mais acentuados, decorrentes do aumento da sua velocidade (CHAGAS et al., 2013).

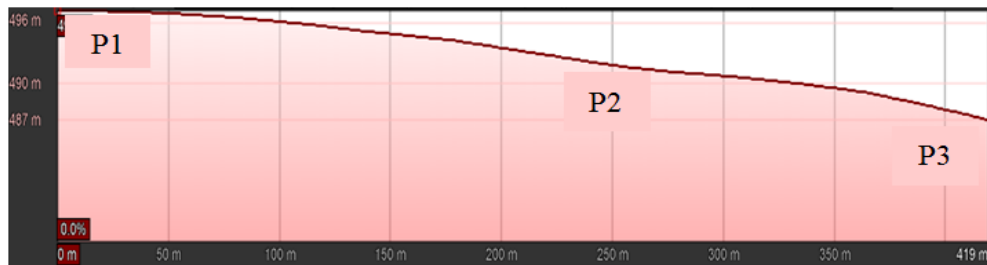


Figura 8- Perfil altimétrico da topossequência T2, abrangendo as pedoformas retilínea e convexa (P1: terço superior; P2: terço médio; P3: terço inferior).

A topossequência T3 abrange as pedoformas retilínea-côncava (Figura 9). O perfil P1 localiza-se no terço superior em relevo suave ondulado, com declividade de 3 %; os perfis P2 e P3, respectivamente, localizados no terço médio e terço inferior, encontram-se em relevo ondulado com declividade de 15%.

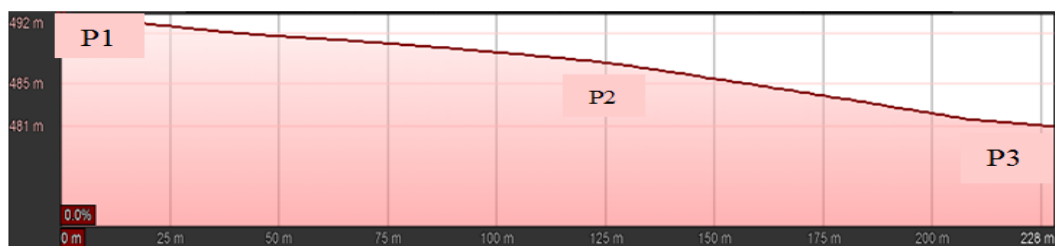


Figura 9- Perfil altimétrico da topossequência T3, abrangendo as pedoformas retilínea e côncava (P1: terço superior; P2: terço médio; P3: terço inferior).

De acordo com alguns estudos, em segmentos côncavos há maior variação nas propriedades do solo, tais como granulometria, conteúdo de matéria orgânica e valores de fatores de erosão quando comparado as pedoformas retilíneas e convexas (MONTARI et al., 2005). Na presente pesquisa tais observações são confirmadas a partir da identificação de maiores teores de argila no segmento côncavo, notadamente na topossequência T3. Estudos também demonstram que a pedoforma côncava contribui para o aumento dos teores de

matéria orgânica, disponibilidade de água, sedimentos e nutrientes quando comparada com a pedoforma convexa (DANTAS et al., 2014).

5.2 Atributos Morfológicos

Os dados morfológicos da topossequência T1, de maneira geral, mostram solos com cor da matriz amarelada/acinzentada, estrutura em blocos angulares e subangulares, presença de horizonte A moderado e textura variando desde franco argilo-arenosa a argilosa.

Verifica-se nos perfis desta sequência a relação entre drenagem, cor e a estrutura dos solos. Os horizontes superiores demonstraram cores mais escuras, variando de bruno a bruno-amarelado-escuro, respectivamente, seco e úmido, associado ao maior teor de matéria orgânica de até $17,50 \text{ g kg}^{-1}$ (P3). E os horizontes subsuperficiais demonstraram matrizes amareladas. As cores mais escuras observadas nos horizontes superficiais são indicativas de estruturação e de teores de matéria orgânica, e capacidade de cátions trocáveis bem mais elevados que no horizonte superficial de solos de coloração mais clara e de mesma textura (STRECK et al., 2002; OLIVEIRA, 2008)

As cores acromáticas na parte inferior da vertente (Tabela 1) devem-se a drenagem imperfeita. A associação dessas cores com mosqueados amarelados indica a ocorrência de processos de oxidação e redução devido a segregação de ferro e precipitação de óxidos de ferro. Isso aponta que no terço inferior dessa topossequência ocorre o processo de gleização devido a condições temporárias de hidromorfia.

À exceção do C3g (P3), os demais horizontes dos perfis da T1 apresentam estrutura em blocos, incluso os horizontes superficiais, confirmando a contribuição da fração argila no processo de agregação desses horizontes. A estrutura maciça observada no C3g (P3) é comum em horizontes glei e deve-se a influência do lençol freático, que expõe o solo a longo período de elevada umidade, favorecendo a expansão da matriz do solo e dificultando a agregação das partículas do solo no horizonte C glei. Segundo Martins et al. (2006) o hidromorfismo de um ambiente se evidencia pela presença de horizontes gleizados, podendo ter ocorrência de mosqueados.

O grau de agregação dos horizontes varia de fraco (P3) a fraco/moderado (P1 e P2) devido à textura franco argilo arenosa ou franco arenosa associadas a secagem e umedecimento do solo.

Os horizontes dessa sequência apresentam textura variando de franco argilo-arenosa a arenosa, indicando a ocorrência de goethita devido à condições mais úmidas, confirmada pelos mosqueados, considerável aporte de matéria orgânica e baixos teores de Fe em solução (COSTA; BIGHAM, 2016).

Os dados morfológicos dos solos da topossequência T2 são apresentados na Tabela 2. Foi observado predomínio de cores brunadas nos horizontes superficiais e subsuperficiais. Essas cores indicam contribuição da matéria orgânica e também reflete mineralogia típica de Neossolos de região semiárida, constituída principalmente por quartzo e feldspato (SANTOS et al., 2012) e baixa concentração de óxidos de Fe (hematita e goethita).

Estrutura granular foi identificada nos horizontes A, CA (P1) e A e C (P2). À exceção de C2x, com estrutura maciça, os demais horizontes de P3 são constituídos por blocos angulares. O grau de desenvolvimento varia de fraco a moderado, esse último notadamente em P3 nos horizontes subjacentes (Tabela 2). No P1 observa-se superfícies rochosas cobertas por líquens (Figura 10), o que pode está associado a maior atividade microbiana, consequente da maior disponibilidade de água.

Tabela 1- Atributos morfológicos dos Neossolos da Topossequência T1, de região Semiárida paraibana.

Hor	Prof. (cm)	Cor (úmida)		Estrutura ¹	Consistência ²	Transição ³	Raízes ⁴	Classe Textural ⁵
		Matriz	Mosqueado					
P1 NEOSSOLO LITÓLICO								
A	0-8	10YR 3/3		f, g, ba/bs	ma, mfr,lp, lpe	pl; cl	ab (mfi, fi, me); co (gr, mgr)	Fra-arg-are
C	8-30	10YR ¾	10YR 5/6; 10YR 3/3	mo, g, bs	ld, fr, lp, lpe	on, cl	co (mfi, fi, me)	Fra-arg-are
P2 NEOSSOLO LITÓLICO								
A	0-10	10YR 3/2	-	f, p, bs	s, s, np, npe	pl, cl	ab (mfi, fi, me)	Fra-are
C	10-32	10YR 4/3	10YR 5/6	mo, g, ba	ma, mfr, np, npe	on, cl	ab (mfi, fi, me); co (gr, mgr)	Fra-are
P3 NEOSSOLO REGOLÍTICO								
A	0-10	10YR 4/3	10YR 5/8	f, g, ba/bs	s, mfr, lp, npe	pl, cl	co (gr, mgr)	Fra-arg-are
C1	10-30	10YR 4/2	10YR 5/8	f, p/m, ba	ld, fr, lp, lpe	pl, cl	co (mfi, fi, me); po (gr)	Fra-arg-are
C2	30-52	10YR 5/3	10YR 5/8	f, p/m, ba	ld, fr, lp, npe	on, cl	co (mfi, fi)	Fra-are
C3g	52-70+	10YR 3/2	10YR 5/8	f; p/g, ma	exd, fr, pl, pe	-	po (mfi, fi)	Fra-arg-are

¹Grau de desenvolvimento: f (fraco), mo (moderado); tamanho: p (pequeno), m (médio), g (grande), mg (muito grande); tipo: bs (blocos subangulares), ba (blocos angulares), g (granular), gs (grãos simples), ma (maciça);

²Seco: ma (macia), s (solta), d (dura), ld (ligeiramente dura), md (muito dura), exd (extremamente dura); úmido: mfr (muito friável), fr (friável), fi (firme), exfi (extremamente firme) mfi (muito firme); molhado: np (não plástica), lp (ligeiramente plástica), pl (plástica); npe (não pegajosa), lpe (ligeiramente pegajosa), pe (pegajosa), mpl (muito plástica), mpe (muito pegajosa).

³Topografia: pl (plana), on (ondulada) ; contraste: cl (clara), gr (gradual), ab (abrupta)

⁴Raízes: ab (abundantes), co (comuns), po (poucas), ra (raras), fi (finas), mfi (muito finas), gr (grossas), mgr (muito grossas), me (médias).

⁵Classe textural: fran-arg-are (franco argilo-arenosa); fra-are (franco arenosa), arg (argilosa).



Figura 10 - Superfície rochosa coberta por líquens nos Neossolos da topossequência T2, na região Semiárida paraibana, no perfil P1.

Quanto à classe textural (Tabela 2) observa-se variação, dentro de cada perfil, de textura mais grossa (fraco-arenosa) em superfície até mais fina (franco argilo-arenosa) em subsuperfície, em função de formação de argila *in situ*. Tal fato pode ser explicado devido a ocorrência de rochas com evidente oxidação, indicando a transformação de minerais primários em secundários (formação de argila).

Tabela 2- Atributos morfológicos dos Neossolos da topossequência T2, de região Semiárida paraibana.

Hor	Prof. (cm)	Cor (úmida)		Estrutura ¹	Consistência ²	Transição ³	Raízes ⁴	Classe Textural
		Matriz	Mosqueado					
P1 NEOSSOLO LITÓLICO								
A	0-10	10YR 2/2	-	gs	s, s, np, npe	on; cl	ab (mfi, fi, me, gr, mgr)	Fra-arg-are
CA	10-22	10YR 3/3	-	f, p, gr	ma, mfr, lp, lpe	on, gr	ab (mfi, fi, me)	Fra-arg-are
Cr	22-40	10YR 4/4	-	f, p/m, bs	ma, mfr, lp, lpe	on; cl	co (gr); ab (fi, mfi, me); po (gr)	Fra-arg-are
P2 NEOSSOLO LITÓLICO								
A	0-7	10YR 2/2	-	f, p/m, bs	s, mfr, np, npe	on; cl	ab (mfi, fi, me); co (gr, mgr)	Fra-are
C	7-25	10YR 4/3	10YR 5/8	f, m/g, ba/bs	ld, fr, lp, npe	on, gr	ab (fi, me); co (gr, mgr)	Fra-are
P3 NEOSSOLO REGOLÍTICO								
A	0-10	10YR 3/1	-	f, m, ba	s, mfi, npl, npe	on; cl	ab (fin, mfi, me); co (gr, mgr)	Fra-are
AC	10-25	10YR 3/3	10YR 5/8	mo, m/g, ba	ld, fi, lpl, lpe	on; cl	po (mfi, fi, me);	Fra-arg-are
C1	25-38	10YR ¾	10YR 5/8; 10YR 3/2	mo, p/g, ba	md, fi, lpl, lpe	pl; cl	ra (fi, mfi)	Fra-arg-are
C2x	38-60+	10YR 4/4	10YR 5/8; 7,5 YR 4/6; 10YR 3/2	ma	exd, fi, pl, pe	-	ra (fi, mfi)	Fra-arg-are

¹Grau de desenvolvimento: f (fraco), mo (moderado); tamanho: p (pequeno), m (médio), g (grande), mg (muito grande); tipo: bs (blocos subangulares), ba (blocos angulares), g (granular), gs (grãos simples), ma (maciça);

²Seco: ma (macia), s (solta), d (dura), ld (ligeiramente dura), md (muito dura), exd (extremamente dura); úmido: mfr (muito friável), fr (friável), fi (firme), exfi (extremamente firme) mfi (muito firme); molhado: np (não plástica), lp (ligeiramente plástica), pl (plástica); npe (não pegajosa), lpe (ligeiramente pegajosa), pe (pegajosa), mpl (muito plástica), mpe (muito pegajosa).

³Topografia: pl (plana), on (ondulada); contraste: cl (clara), gr (gradual), ab (abrupta)

⁴Raízes: ab (abundantes), co (comuns), po (poucas), ra (raras), fi (finas), mfi (muito finas), gr (grossas), mgr (muito grossas), me (médias).

⁵Classe textural: fran-arg-are (franco argilo-arenosa); fra-are (franco arenosa), arg (argilosa).

Na topossequência T3 predominam cores mais escuras variando de bruno-muito-escuro a bruno-acinzentado-escuro. Observam-se horizontes com estrutura em blocos angulares e subangulares (P1 e P2) e estrutura granular (P3) (Tabela 3), com grau de desenvolvimento variando de fraco a moderado. Nos horizontes Bt (P2 e P3) observam-se estrutura maciça, comum aos horizontes com gleização, evidenciando drenagem imperfeita. Além disso, em P2 e P3 foi observada uma descontinuidade litológica, onde no horizonte A2 (P3) observou-se ocorrência de cascalhos dispersos na matriz desses horizontes, provavelmente indicando antiga linha de pedra em avançado intemperismo. Tal padrão também foi observado em outros Planossolos e Neossolos Litólicos na área deste estudo.

Observa-se predomínio das classes de textura franco-arenosa nos horizontes A e argilosa nos horizontes Bt. Nos Planossolos Háplicos (P2 e P3) o aumento considerável em argila constitui uma mudança textural abrupta. Esse comportamento textural bimodal também foi observado em outros Planossolos da região semiárida (BRASIL, 1972; SOUSA et al., 2019). Isso demonstra que no segmento côncavo há condições para estagnação temporária de água, notadamente pela menor permeabilidade do horizonte plânico, o que favorece maior grau de humificação da matéria orgânica. Ainda, a concavidade do terreno também favorece o aumento dos teores de argila, no qual cita-se processos de translocação de argila dentro do perfil e/ou dos segmentos do terço superior e médio, ou ainda, a formação de argila *in situ*. A translocação é sugerida pela ocorrência de horizonte A2 mais arenoso, semelhante morfológicamente a um horizonte eluvial, ao passo que o intemperismo de minerais primários (p. ex., biotita) indica a formação de argila *in situ*.

No Planossolo Háplico (P3) foram observadas manchas de cor preta, onde em ambiente redutor geralmente indicam presença de compostos de manganês (OLIVEIRA, 2008), a qual foi comprovada em campo pela formação de borbulhas com aplicação de água oxigenada diluída. A contaminação do solo com agentes inorgânicos é de origem biogeoquímica resultante da concentração de metal no material de origem e do grau de intemperização do solo.

Tabela 3- Atributos morfológicos do Neossolo e dos Planossolos da Topossequência T3, de região Semiárida paraibana.

Hor	Prof. (cm)	Cor (úmida)		Estrutura ¹	Consistência ²	Transição ³	Raízes ⁴	Classe Textural
		Matriz	Mosqueado					
P1 NEOSSOLO LITÓLICO								
A	0-10	10YR 2/2	-	f, p/m, ba	s, mfr, np, npe	pl; gr	ab (mfi, fi, me, gr, mgr);	Fra-are
Cr	10-23	10YR 3/3	7,5YR 5/8	mo, m/g, ba	ld, fr, lp, lpe	pl, cl	ab (mfi, fi) co (gr, mgr)	Fra-arg-are
P2 PLANOSSOLO HÁPLICO								
A1	0-8	10YR 2/1	-	mo, m/g, ba	ma, s, np, npe	on, cl	ab (mfi, fi)	Fra-are
A2	8-21	10YR 3/6	7,5YR 5/8	f, p/m, ba	s, s, np, npe	on, ab	co (fi, gr)	Fra-are
2Btg	21-60+	10YR 5/1	7,5YR 5/8; 2,5YR 5/8	ma	exd, exfi, mpl, mpe	-	co (mfi)	Arg
P3 PLANOSSOLO HÁPLICO								
A1	0-13	10YR 2/2	-	f, p/m, ba	s, s, np, npe	pl, cl	ab (mfi, fi, me) co (gr, mgr)	Fra-are
A2	13-30	10YR 4/4	7,5YR 5/8	mo, m/g/mg, gr	ma, mfr, lp, lpe	pl, ab	co (mfi, fi, me)	Fra-are
2Btg	30-60+	10YR 4/2	7,5YR 5/8; 10YR 6/8	ma	exd, exfr, pl, pe	-	po (mfi, fi)	Arg

¹Grau de desenvolvimento: f (fraco), mo (moderado); tamanho: p (pequeno), m (médio), g (grande), mg (muito grande); tipo: bs (blocos subangulares), ba (blocos angulares), g (granular), gs (grãos simples), ma (maciça);

²Seco: ma (macia), s (solta), d (dura), ld (ligeiramente dura), md (muito dura), exd (extremamente dura); úmido: mfr (muito friável), fr (friável), fi (firme), exfi (extremamente firme) mfi (muito firme); molhado: np (não plástica), lp (ligeiramente plástica), pl (plástica); npe (não pegajosa), lpe (ligeiramente pegajosa), pe (pegajosa), mpl (muito plástica), mpe (muito pegajosa).

³Topografia: pl (plana), on (ondulada) ; contraste: cl (clara), gr (gradual), ab (abrupta)

⁴Raízes: ab (abundantes), co (comuns), po (poucas), ra (raras), fi (finas), mfi (muito finas), gr (grossas), mgr (muito grossas), me (médias).

⁵Classe textural: fran-arg-are (franco argilo-arenosa); fra-are (franco arenosa), arg (argilosa).

5.3 Atributos Físicos

Os resultados da análise física (Tabela 4) dos perfis da topossequência T1 demonstram características similares tais como: elevados teores de areia total, grau de floculação de 80 % em profundidade e a relação silte/argila $< 2,0$.

Os resultados granulométricos mostram pequenas variações nos teores de areia, silte e argila ao longo dos perfis, exceto para o Neossolo Regolítico (P3). Para os perfis, em geral, constata-se o aumento dos valores de silte e diminuição da areia em profundidade, enquanto que os teores de argila permanecem quase inalterados. A relação silte/argila foi maior nos horizontes A e C (P2) e no C3g (P3).

Para os teores de argila dispersa em água observa-se uma grande variação desses, com teores mais elevados nos horizontes superficiais. Tal fenômeno pode ser explicado pelo maior conteúdo de matéria orgânica nesses horizontes superficiais, uma vez que, eleva o teor de cargas negativas no solo, as quais podem resultar na repulsão das partículas dos colóides dos solos. Segundo Meurer et al. (2009), o teor de carbono orgânico presente nos horizontes superficiais contribui para a diminuição do ponto de carga zero, proporcionando maior dispersão. Em relação ao grau de floculação observa-se o aumento em profundidade nos horizontes do Neossolo Litólico (P2), e o inverso com o Neossolo Litólico (P1) e o Neossolo Regolítico (P3). Valores elevados de floculação estão relacionados com a proximidade do pH da reação dos solos com o pH de ponto de carga zero, que proporciona ao sistema coloidal baixo potencial elétrico, pois a densidade de carga líquida do solo é zero (MEURER et al., 2009).

No Neossolo Regolítico (P3C3) o elevado teor de argila dispersa pode ser justificado pela presença de horizonte glei, que promove maior hidratação das partículas de argila. O visível fendilhamento e a elevada plasticidade e pegajosidade no horizonte C3g (P3) também indicam a ocorrência de minerais de argila 2:1, que por apresentarem considerável quantidade de cargas negativas oriundas de substituição isomórfica podem contribuir sobremaneira para a repulsão dos colóides, e consequente, aumentar a dispersão das argilas.

A densidade do solo (D_s) variou entre 1,26 e 1,40 g cm⁻³, com tendência de aumento em profundidade nos perfis, acompanhando o incremento de argila e a redução nos teores de

matéria orgânica em profundidade. Pedrotti et al. (2003) correlacionaram a densidade do solo significativamente com os teores de caulinita, gibbsita e óxidos de alumínio. Apenas a correlação entre a densidade e caulinita foi positiva, indicando que, quanto maior o teor de caulinita, maior o valor de densidade.

Os teores de areia dos solos da T2 são mais elevados quando comparados com os solos da T1 (Tabela 4). Resultados semelhantes foram obtidos por Santos et al. (2012), cujos valores da fração areia total variaram entre 713 e 902 g kg⁻¹. O predomínio da fração areia é característica geral dos Neossolos, especialmente na região Nordeste (SANTOS et al., 2012; BRASIL, 1972). A relação silte/argila variou de 0,04 a 1,12 nos horizontes, valores esses menores em relação aos solos da sequência T1.

O grau de flocculação é similar ao da sequência T1, com valores próximos a 60% nos horizontes superficiais. Os valores de densidade do solo são mais elevados na sequência T2, variando de 1,00 a 1,55 g cm⁻³, associado ao maior teor de areia. Estes resultados são similares aos de Santos et al. (2012) que estudaram a caracterização de Neossolos Regolíticos da região Semiárida do estado de Pernambuco, obtendo-se valores de 1,29 a 1,68 g cm⁻³, e observaram que os menores valores de densidade do solo foram obtidos nos horizontes superficiais, estando associados aos maiores teores de carbono orgânico total.

Tabela 4- Atributos físicos dos Neossolos e dos Planossolos das topossequências T1, T2 e T3, na região Semiárida paraibana.

Hz ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾	Areia Total	Silte	Argila	ADA ⁽³⁾	GF ⁽⁴⁾	Silte/ Argila	Ds ⁽⁵⁾	Textura
	(cm)							g kg ⁻¹	

T1P1 NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário									
A	0-8	621	179	200	80	60	0,90	1,27	Franco argilo-arenosa
C	8-30	515	185	300	160	47	0,62	1,36	Franco argilo-arenosa
Cr	30+	534	226	240	140	42	0,94	-	Franco argilo-arenosa
T1P2 NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário									
A	0-10	739	161	100	40	60	1,61	1,26	Franco arenosa
C	10-32	707	193	100	20	80	1,93	1,33	Franco arenosa
T1P3 NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico gleissólico									
A	0-10	719	61	220	100	55	0,28	1,31	Franco argilo-arenosa
C1	10-32	652	148	200	120	40	0,74	1,40	Franco argilo-arenosa
C2	32-52	756	64	180	100	44	0,36	-	Franco arenosa
C3g	52-70	530	250	220	140	36	1,14	-	Franco argilo-arenosa
T2P1 NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário									
A	0-10	698	82	220	80	64	0,37	1,45	Franco argilo-arenosa
CA	10-22	679	121	200	100	50	0,61	-	Franco argilo-arenosa
Cr	22-40	613	187	200	120	40	0,94	-	Franco argilo-arenosa
T2P2 NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário									
A	0-7	834	60	160	60	63	0,04	1,23	Franco arenosa
Cr	7-25	776	64	160	100	38	0,40	1,50	Franco arenosa
T2P3 NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico fragipânico									
A	0-10	714	106	180	80	56	0,50	1,02	Franco arenosa
AC	10-25	661	139	200	140	30	0,70	1,35	Franco argilo-arenosa
C1	25-38	587	173	240	180	25	0,72	1,45	Franco argilo-arenosa
C2x	38-60	572	228	200	140	30	1,14	-	Franco argilo-arenosa
T3P1 NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário									
A	0-10	704	116	180	100	44	0,64	1,19	Franco arenosa
Cr	10-23	679	101	220	160	27	0,46	1,30	Franco argilo-arenosa
T3P2 PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico mésico									
A1	0-8	750	130	120	40	67	1,08	1,29	Franco arenosa
A2	8-21	789	111	100	40	60	1,11	1,45	Franco arenosa
2Btg	21-60	479	81	440	400	9	0,18	1,27	Argilosa
T3P3 PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico mésico									
A1	0-13	709	151	140	20	86	1,08	1,22	Franco arenosa
A2	13-30	618	222	160	60	63	1,39	1,41	Franco arenosa
2Btg	30-60	435	145	420	400	5	0,35	1,44	Argilosa

(1) Hz= horizonte; (2) Prof= profundidade; (3) ADA= argila dispersa em água; (4) GF= grau de flocculação; T1= topossequência 1; T2= topossequência 2; T3= topossequência 3; P1= terço superior; P2= terço médio; P3= terço inferior.

Os dados da distribuição granulométrica dos três perfis da topossequência T3 estudados mostram uma nítida predominância da fração areia nestes solos. O clima é o fator que determina a ocorrência desses solos de textura mais grosseira. Entretanto, essa fração diminui com a profundidade à medida que o teor de argila aumenta.

No Semiárido as precipitações pluviais concentram-se em poucos eventos de curta duração e elevada intensidade (SAMPAIO, 1995). Isso favorece a ocorrência de escoamento

superficial e, conseqüentemente, a remoção preferencial de frações mais finas, principalmente da argila, que nos casos em questão apresenta-se em geral dispersa (Tabela 4). Tal fato, certamente, contribui para a desargilização do horizonte superficial nos solos dessa região e favorece a diferenciação textural. Em adição, a translocação da argila e a formação de argila *in situ* são processos importantes para o acúmulo de argila nos horizontes subsuperficiais do Planossolo.

Nos horizontes Bt dos Planossolos são observados elevados teores de argila dispersa em água. É provável que o elevado teor de magnésio tenha contribuído para dispersão elevada. Segundo Corrêa et al. (2003), além do Na^+ , que promove elevada percentagem de dispersão, o Mg^{+2} aparece como cátion de grande importância nesse fenômeno. Outros estudos também relatam essa relação (ZHANG; NORTON., 2002; NACIF., 2001). Zhang e Norton (2002) relatam que o íon Mg é mais dispersivo do que o Ca^{+2} . A maior camada de hidratação do Mg resultaria em maior expansão da camada intermediária de argila e da camada Stern, que aumentaria o tamanho e a dispersão da argila.

Os valores de densidade são semelhantes aos observados na sequência T2, variando de 1,00 a 1,60 g cm⁻³. Resultados semelhantes foram observados por Santos et al. (2012), ao estudarem Neossolos Regolíticos da região Semiárida do estado de Pernambuco, obtendo-se valores de densidade variando de 1,29 a 1,68 g cm⁻³, associados aos maiores teores de areia. Sousa et al. (2020) observou em Planossolos de região Semiárida elevada densidade do solo, variando entre 1,45 a 1,95 g cm⁻³.

5.4 Atributos Químicos

Os resultados de pH, complexo sortivo, saturação por bases, saturação por alumínio, fósforo assimilável e carbono orgânico dos solos das topossequências T1, T2 e T3 estão demonstrados nas Tabelas 5, 6 e 7, respectivamente, apresentando considerável variação em função dos perfis e posições no relevo.

Os valores de pH em KCl, em todos os perfis da topossequência T1 (Tabela 5), apresentam-se menores que os de pH em água indicando a existência de carga líquida negativa, que decresce em valor absoluto em profundidade, chegando a valores de ΔpH mais próximos a zero nos horizontes mais profundos. Os solos da T1 apresentaram reação forte e moderadamente ácida, com valores de pH em água entre 5,2 e 6,0. Os baixos teores dos cátions trocáveis podem estar relacionados com a constituição essencialmente arenosa desses solos. Em campo foi constatado que o material de origem gnáissico é constituído por feldspatos alcalinos e plagioclásios. Os feldspatos normalmente conferem aos solos elevada reserva mineral, sobretudo em relação ao potássio e ao cálcio (MELO et al., 2009). No entanto, a constituição arenosa e os baixos teores de carbono orgânico conferem baixa capacidade de troca de cátions a esses solos, o que favorece uma forte lixiviação dos elementos durante as estações chuvosas e, conseqüentemente, seus baixos teores trocáveis nos solos.

Tabela 5- Atributos químicos dos Neossolos Litólicos e Regolíticos da topossequência T1, na região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.

Hz ⁽¹⁾	pH		ΔpH	CE ⁽²⁾	P ⁽³⁾	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H+Al	SB ⁽⁴⁾	t ⁽⁵⁾	T ⁽⁶⁾	V ⁽⁷⁾	m ⁽⁸⁾	Ta/Tb ⁽⁹⁾	COT ⁽¹⁰⁾
	H ₂ O	KCL		dS m ⁻¹	mg kg ⁻¹	----- cmol _c kg ⁻¹ -----						%			g kg ⁻¹			
T1P1 NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário																		
A	6,0	5,4	-0,6	0,1	1,4	3,6	1,1	0,0	1,0	0,1	3,3	5,7	5,8	9,0	63	2	45	13,7
C	6,3	<u>5,4</u>	-0,9	0,2	0,1	6,1	2,0	0,0	0,3	0,1	9,1	8,5	8,6	17,5	48	1	58	10,4
Cr	5,9	5,5	-0,4	0,2	0,2	5,3	1,7	0,0	0,1	0,1	9,4	7,2	7,3	16,6	43	1	69	6,4
T1P2 NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário																		
A	5,5	5,0	-0,5	0,3	1,0	1,5	0,7	0,0	0,3	0,4	11,1	2,8	3,2	13,9	20	12	139	12,6
C	5,4	4,2	-1,2	0,1	0,0	1,0	1,0	0,0	0,0	0,7	9,9	2,7	3,4	12,6	21	21	126	6,5
Cr	5,2	4,5	-0,7	0,0	-	3,0	2,2	0,0	0,0	0,9	0,0	6,2	7,1	6,2	100	13	-	7,2
T1P3 NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico gleissólico																		
A	5,6	5,4	-0,2	0,3	0,4	4,9	1,5	0,0	0,2	0,1	10,2	6,7	6,8	16,9	40	1	77	17,5
C1	5,9	4,8	-1,1	0,1	0,2	3,3	2,0	0,0	0,3	0,2	9,6	5,8	6,0	15,4	38	3	77	11,1
C2	5,6	4,8	-0,8	0,3	0,3	1,9	1,8	0,1	0,2	0,3	8,6	4,3	4,6	12,9	33	7	71	6,2
C3g	5,8	4,9	-0,9	0,3	0,1	3,5	10,6	1,6	0,3	0,4	9,9	16,5	16,9	26,4	62	2	120	5,5

(1) Hz= horizonte; (2) CE= condutividade elétrica; (3) P= fósforo assimilável; (4) SB= soma de bases trocáveis; (5) t= CTC efetiva; (6) T= CTC a pH 7,0; (7) V= índice por saturação de bases; (8) m= Índice de saturação por alumínio; (9) Ta/Tb= atividade de argila; (10) C= carbono orgânico total; T1= topossequência 1; P1 = terço superior; P2= terço médio; P3= terço inferior. INSA (Instituto Nacional do Semiárido).

Segundo Baldotto e Velloso (2014), solos menos intemperizados possuem elevada disponibilidade de bases, baixa acidez e alta densidade de carga negativa. Estudando a caracterização física, química e mineralógica de Neossolos da região Semiárida do estado de Pernambuco, Silva et al. (2012), observaram que os Neossolos apresentaram baixos teores de bases, CTC do solo variando de 1,2 a 5,9 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, pH entre 4,4 a 6,3 e SB entre 1,1 a 3,8 $\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$. Segundo autores, solos, de região Semiárida, com esses atributos são condizentes com a granulometria e o estágio de intemperismo. Nossos dados corroboram com esse estudo.

Os teores de Ca e Mg trocáveis são mais altos nos horizontes superficiais do Neossolo Regolítico (P3), exceto no C3_g (P3) onde o teor de Mg é de 10,6 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, e mais elevados nos horizontes mais profundos dos Neossolos Litólicos (P1 e P2). Os teores de K em todos os perfis variaram de 0,1 a 1,0 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Todos os solos são distróficos em função do predomínio de H+Al na CTC e aos baixos teores de cátions trocáveis no complexo sortivo. Essa distrofia associada com contato lítico fragmentário no P1 e P2 definiu esses solos como Neossolo Litólico Distrófico fragmentário. Por outro lado, a distrofia associada ao processo de gleização foi preponderante para classificar o P3 como Neossolo Regolítico Distrófico gleissólico.

A suposta origem de sódio (P3), identificada em campo, pode estar associada à presença da albita, que, de acordo com o Wilding et al. (1963), é o mineral mais provável do grupo dos feldspatos plagioclásios que ocorre no complexo cristalino formado por granito e gnaisse da região semiárida nordestina.

De modo geral, os teores de carbono orgânico dos solos da T1, decrescem em profundidade, observando elevados teores no terço inferior da vertente, associado a menor declividade e menor perda de material, tal fato também foi constatado por Silva et al. (2007). Fracetto et al. (2012) realizaram estudos em área de caatinga com vegetação nativa e constataram que os maiores teores de carbono são encontrados na camada superficial e decrescem com o aumento da profundidade. Segundo os autores esse fato é comum em áreas de mata nativa, devido ao acúmulo de resíduos vegetais na superfície do solo promovendo a decomposição lenta e gradual, garantindo uma contínua incorporação do material orgânico ao solo. Os níveis de fósforo apresentam-se baixos e a saturação por alumínio (m) inferior a 15 % para a maioria dos horizontes, exceto para o Neossolo Litólico (P2).

Os maiores valores de carbono orgânico são observados no Neossolo Regolítico Distrófico Gleissólico (P3). Reis et al. (2009) avaliaram as variações dos atributos químicos de solos em relação à posição no relevo e observaram nos solos com características glei e na baixa vertente um acúmulo mais elevado de material orgânico na camada superficial, em relação aos demais solos da vertente. Segundo os autores, os maiores valores de carbono orgânico são decorrentes de uma transferência ao longo da vertente, assim como, favorecimento deste acúmulo pelas condições hidromórficas, que diminuem a intensidade da humificação. Li et al. (2018), investigando as relações entre topografia da paisagem e distribuição de carbono orgânico no solo, constataram maior acúmulo de carbono orgânico na posição de terço inferior, associado ao transporte de materiais superficiais através de processos erosivos e sua deposição nas partes inferiores da paisagem.

Os atributos químicos da topossequência T2 (Tabela 6), apresentam valores de pH em água entre 4,0 e 5,8 e a saturação por bases entre 23 a 54 %, sendo o cálcio, seguido pelo magnésio, os principais constituintes do complexo sortivo. Em todos os perfis da T1 e da T2 verificam-se teores de cálcio e magnésio mais elevados, provavelmente relacionados com o intemperismo de feldspatos e plagioclásios do material de origem (gnaisse). Solos pouco intemperizados, tendem a refletir a composição mineralógica do material de origem (KAMPF et al., 1997). Segundo Kampf e Curi (2003), solos derivados de gnaisse podem conter quantidades significativas de minerais micáceos, notadamente biotita, que liberam Mg no processo de intemperismo.

O valor de K ligeiramente mais elevado em superfície pode ser favorecido pelo maior teor de matéria orgânica (SANTOS et al., 2010). Segundo Kampf e Curi (2003), a substituição isomórfica também pode contribuir, pois gera deficiência de carga líquida que é equilibrada, principalmente, pelo K que será liberado ao solo durante o processo de intemperismo. Nesse estudo, o K não é facilmente liberado, pois se encontra adsorvido na entrecamada da mica, tornando-a mais resistente ao intemperismo. Nesse caso, os teores de K também estão relacionados com o intemperismo da biotita, mineral trioctaedral de fácil intemperização, no qual foi identificada em campo no material de origem.

De modo geral, os teores de carbono orgânico decrescem em profundidade, sendo o maior observado no horizonte A do Neossolo Litólico (P1), localizado no terço superior da vertente. Os maiores valores de saturação por bases (V %) também são verificados no

Neossolo (P1). Para todos os perfis observaram-se baixos valores de fósforo, exceto para o horizonte A do Neossolo (P1) apresentando $2,5 \text{ mg kg}^{-1}$.

Tabela 6- Atributos químicos dos Neossolos Litólicos e Regolíticos da topossequência T2, na região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.

Hz ⁽¹⁾	pH		ΔpH	CE ⁽²⁾	P ⁽³⁾	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H+Al	SB ⁽⁴⁾	t ⁽⁵⁾	T ⁽⁶⁾	V ⁽⁷⁾	m ⁽⁸⁾	Ta/Tb ⁽⁹⁾	COT ⁽¹⁰⁾
	H ₂ O	KCL		dS m ⁻¹	mg kg ⁻¹	cmol _c kg ⁻¹						%			g kg ⁻¹			
T2P1 NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário																		
A	5,7	5,5	-0,2	0,4	2,5	9,0	2,8	0,0	0,7	0,1	10,9	12,6	12,7	23,5	54	1	107	33,2
CA	5,6	4,9	-0,7	0,2	0,8	3,2	1,6	0,0	0,4	0,4	11,7	5,5	5,9	17,2	32	7	86	13,6
Cr	5,2	4,4	-0,8	0,2	0,5	1,0	1,3	0,0	0,2	1,0	11,7	3,4	4,4	15,1	22	23	75	12,1
T2P2 NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário																		
A	5,5	5,0	-0,5	0,3	1,0	5,3	1,1	0,0	0,5	0,1	10,2	7,0	7,1	17,2	41	1	108	12,1
Cr	5,8	4,6	-1,2	0,2	0,2	1,2	1,1	0,0	0,3	0,5	10,2	3,1	3,6	13,4	23	14	83	7,5
T2P3 NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico fragipânico																		
A	4,0	4,4	-0,5	0,4	1,5	2,2	0,8	0,2	0,7	0,5	13,5	4,5	5,0	18,0	25	10	100	18,3
AC	5,0	4,3	-0,7	0,3	0,4	3,1	1,1	0,1	0,6	0,5	11,6	5,4	5,9	17,0	32	8	85	9,8
C1	4,8	4,3	-0,5	0,3	0,2	1,4	1,2	0,2	0,3	0,5	11,2	3,7	4,2	14,9	25	12	62	6,2
C2x	4,8	4,6	-0,2	0,3	0,2	1,7	2,0	0,3	0,2	0,6	10,2	4,8	5,4	15,0	32	11	75	5,3

(1) Hz= horizonte; (2) CE= condutividade elétrica; (3) P= fósforo assimilável; (4) SB= soma de bases trocáveis; (5) t= CTC efetiva; (6) T= CTC a pH 7,0; (7) V= índice por saturação de bases; (8) m= Índice de saturação por alumínio; (9) Ta/Tb= atividade de argila; (10) C= carbono orgânico total; T2= topossequência 2; P1 = terço superior; P2= terço médio; P3= terço inferior. INSA (Instituto Nacional do Semiárido).

Os valores de pH em KCl em todos os perfis da topossequência T3 (Tabela 7) são menores que os do pH em água. Esses resultados são atribuídos ao efeito da solução de KCl, que, em contato com a amostra, induz a troca de cátions devido à maior concentração dos íons K^+ , liberando íons H^+ e Al^{3+} para a solução, com consequente aumento da acidez. Os valores de pH em água variaram de 4,9 a 5,6, com elevada saturação por bases (V %) nos horizontes Bt (P2 e P3), sendo o cálcio seguido pelo magnésio, os principais constituintes do complexo sortivo. Observa-se elevados teores de Mg nos horizontes Bt do Planossolo Háptico (P2 e P3) associado a presença de minerais micáceos.

Em função da presença de argilas de atividade alta verificam-se nos perfis da T3 feições morfológicas tais como: fendilhamento e presença de superfícies de fricção típicas de solos com participação expressiva de minerais de argilas 2:1 na sua constituição.

Os teores médios de COT em horizontes superficiais em Planossolos de região Semiárida sob vegetação de caatinga é de $7,4 \text{ g kg}^{-1}$ (SALCEDO; SAMPAIO, 2008). Nossos dados corroboram com esse estudo, e pode-se destacar na posição de terço superior como a de maior concentração de material orgânico. Resultados semelhantes foram observados por Fontana et al. (2014) ao constatarem maiores teores de carbono na posição de terço superior para pedoformas com variação de plana-convexa como também para plana-convexa-côncava. Os autores afirmam que a erosão, nas posições de terço médio e inferior, remove material de solo, reduzindo, assim, o teor de carbono.

Tabela 7- Atributos químicos dos Neossolos e dos Planossolos da topossequências T3, na região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.

Hz ⁽¹⁾	pH		ΔpH	CE ⁽²⁾	P ⁽³⁾	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H+Al	SB ⁽⁴⁾	t ⁽⁵⁾	T ⁽⁶⁾	V ⁽⁷⁾	m ⁽⁸⁾	Ta/Tb ⁽⁹⁾	COT ⁽¹⁰⁾
	H ₂ O	KCL		dS m ⁻¹	mg kg ⁻¹	cmol _c kg ⁻¹						%			g kg ⁻¹			
T3P1 NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário																		
A	4,9	4,6	-0,3	0,2	1,3	5,7	1,3	0,0	0,6	0,4	16,0	7,9	8,3	23,9	33	5	133	17,6
Cr	5,3	4,7	-0,6	0,1	0,4	2,7	1,4	0,0	0,3	0,4	11,6	4,7	5,1	16,3	29	8	74	9,9
T3P2 PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico méxico																		
A1	5,0	4,8	-0,2	0,4	1,1	4,5	1,6	0,0	0,8	0,2	11,6	7,1	7,3	18,6	38	3	155	16,0
A2	5,6	4,9	-0,7	0,1	0,5	1,8	1,2	0,0	0,2	0,1	8,1	3,4	3,5	11,5	30	3	115	3,1
2Btg	5,6	5,1	-0,5	0,5	0,2	5,8	15,4	0,3	1,5	0,4	11,9	23,3	23,7	35,2	66	2	80	1,6
T3P3 PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico méxico																		
A1	4,9	4,5	-0,4	0,3	1,6	4,8	1,2	0,0	0,6	0,6	12,2	7,3	7,9	19,5	37	8	139	15,4
A2	5,2	4,6	-0,6	0,1	0,3	1,8	2,1	0,0	0,2	0,6	9,1	4,7	5,3	13,7	34	11	86	8,3
2Btg	5,6	4,8	-0,8	0,5	0,1	7,3	16,0	3,5	0,1	0,4	9,1	27,3	27,7	36,4	75	1	87	4,7

(1) Hz= horizonte; (2) CE= condutividade elétrica; (3) P= fósforo assimilável; (4) SB= soma de bases trocáveis; (5) t= CTC efetiva; (6) T= CTC a pH 7,0; (7) V= índice por saturação de bases; (8) m= Índice de saturação por alumínio; (9) Ta/Tb= atividade de argila; (10) C= carbono orgânico total; T3= topossequência 3; P1 = terço superior; P2= terço médio; P3= terço inferior. INSA (Instituto Nacional do Semiárido).

5.5 Classificação dos Solos no SiBCS

A classificação dos perfis de solos (Tabela 8) teve como base as propriedades morfológicas, físicas e químicas, aplicando critérios do SiBCS (2018) nos níveis de Ordem e Subordem.

Tabela 8- Classificação e caracterização geral dos solos de topossequências na região Semiárida paraibana.

Topo/Perfil ⁽¹⁾	Classe de Solo – SiBCS ⁽²⁾	Elevação	Declividade	Posição	Forma da Encosta
		m	%		
T1P1	Neossolo Litólico Distrófico fragmentário	480	5	Terço Superior	Retilínea
T1P2	Neossolo Litólico Distrófico fragmentário	480	8	Terço Médio	Retilínea

T1P3	Neossolo Regolítico Distrófico gleissólico	470	13	Terço Inferior	Retilínea
T2P1	Neossolo Litólico Distrófico fragmentário	490	3	Terço Superior	Retilínea
T2P2	Neossolo Litólico Distrófico fragmentário	490	7	Terço Médio	Convexa
T2P3	Neossolo Regolítico Distrófico fragipânico	500	12	Terço Inferior	Convexa
T3P1	Neossolo Litólico Distrófico fragmentário	490	3	Terço Superior	Retilínea
T3P2	Planossolo Háptico Eutrófico méxico	470	15	Terço Médio	Côncava
T3P3	Planossolo Háptico Eutrófico méxico	460	15	Terço Inferior	Côncava

⁽¹⁾Topo: topossequência; ⁽²⁾SiBCS: Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2018).

Todos os Neossolos Litólicos e Regolíticos são classificados como distróficos em função do predomínio de H⁺Al na CTC e dos baixos teores de cátions trocáveis no complexo sortivo.

A classificação fragmentária (T1P1, T1P2, T2P1, T2P2, T3P1) está associada ao contato lítico fragmentário na maioria desses perfis de solo. E a classificação gleissólico da T1P3 está associada ao processo de gleização neste perfil.

A classe de Neossolo Regolítico Distrófico Fragipânico ocorre em solos com fragipã em um ou mais horizontes ou camadas dentro de 150 cm a partir da sua superfície, notadamente na T2P3.

Os Planossolos foram classificados como eutróficos méxicos devido à soma de bases (SB) ≥ 50 % na maior parte do horizonte B dentro de 150 cm a partir da sua superfície. Além disso, essa classe ocorre em solos com textura francoarenosa ou mais fina em um ou mais horizontes desde a sua superfície até o início do horizonte B plântico, que ocorre no mínimo a 50 cm e no máximo a 100 cm de profundidade.

5.6 Fracionamento Químico da Matéria Orgânica

Na Tabela 9 são apresentados os resultados do fracionamento químico da matéria orgânica dos solos das três topossequências estudadas. Os ácidos húmicos (C-FAH) são as frações predominantes (entre 39 a 44 %) do carbono orgânico total (COT). Diferindo do observado neste estudo, foi observado em solos de região Semiárida, localizados em municípios do Norte de Minas Gerais e Sudoeste da Bahia, teores médios de 65 % da fração húmica (C-HUM) (MARTINS et al., 2015).

Estudo mostrou que em horizonte A moderado predomina o C-HUM, seguido pelo C-FAH em solos localizados na região de Sousa (PB) (CORREA et al., 2003). Fontana et al. (2008) observaram o predomínio de C-HUM seguido pelo ácido fúlvico (C-FAF) em solos de diferentes regiões do Brasil. O predomínio de C-FAF em detrimento ao C-FAH em horizontes superficiais está associado a diferentes taxas de decomposição da matéria orgânica, estando este padrão relacionado, principalmente, ao aporte constante de materiais vegetais e a renovação do sistema radicular, que favorece a formação da fração ácidos fúlvicos (MORENO, 1996). Nos solos estudados ocorre o predomínio da fração C-FAH em horizontes superficiais, exceto nos perfis T1P3 e no T2P1, onde predomina C-HUM.

Um fator importante para explicar variações da humina é a textura. Os solos mais argilosos possuem tendência de maior concentração de humina. De maneira inversa, os solos mais cascalhentos ou arenosos, como os Neossolos, tendem a apresentar menores concentrações de humina (CLEMENTE, et al., 2018). Partículas mais finas podem ajudar a estabilizar e proteger grande parte do carbono humificado (VOLKOFF et al., 1984; EBELING et al., 2011). É possível também que ocorram perdas de C-FAF pela erosão e remoção nos solos mais arenosos. Assim, a estabilização da matéria orgânica pela argila se associa com as condições de drenagem para explicar a distribuição das frações húmicas nos solos (DICK et al., 2009).

Os menores teores de argila presentes na maioria dos horizontes estudados podem ter propiciado menor grau de humificação da MO e a diminuição de C-HUM, mostrando o efeito da textura na manutenção da MOS. Alguns autores incluem o relevo como um dos fatores que influenciam a formação de C-HUM, destacando que o maior conteúdo de argila nas posições mais elevadas do relevo estabiliza e protege grande parte do carbono orgânico da mineralização (VOLKOFF et al., 1984; CANELLAS et al., 2000; EBELLING et al., 2011). Tal fato foi constatado nos horizontes superficiais de T1P3, T2P1 e T3P1.

Foram observadas relações entre acúmulo de humina e formas da vertente. Há uma tendência de maior acúmulo na posição inferior no microrelevo retilíneo-retilíneo, enquanto que nos demais microrelevos houve acúmulo no terço superior. No terço inferior de T1 as maiores condições para formação de humina provavelmente está relacionado a efetiva atividade de microorganismos, inferido pelo processo de oxidação e redução gerando mosqueados, maior atividade de água (quartzos ferruginizados, maior profundidade do perfil, mosqueados amarelados) e formação de complexos organominerais (maiores teores de argila).

Avaliando a influência das zonas climáticas no processo de formação das substâncias húmicas em classes de solos do Semiárido paraibano, Batista et al. (2015) constataram em Neossolo Regolítico predomínio de C-FAH e C-FAF em detrimento ao C-HUM. Em solos de textura arenosa da região norte do Rio de Janeiro foi verificado o predomínio dos ácidos húmicos em Espodossolos, com média de 58 %, seguidos pela humina (BENITES et al., 2003a). Em estudos de substâncias húmicas em Cambissolos, foram observados teores de ácidos húmicos próximos aos teores de humina, $6,2 \text{ g kg}^{-1}$ e $7,9 \text{ g kg}^{-1}$, respectivamente (PFLEGER et al., 2017). Nossos dados corroboram com esses estudos no tocante ao predomínio de AF e AH sobre a humina em muitos dos horizontes avaliados.

Resultados divergentes ao observado neste estudo foram observados por Leite et al. (2015), ao verificarem predomínio da fração humina em Argissolos, com valores médios de 67 %. Ebeling et al. (2011), investigando a distribuição das substâncias húmicas e atributos edáficos de solos de várias regiões do Brasil, observaram que maior parte da matéria orgânica era constituída pelo C-HUM. Esta predominância do C-HUM em comparação com o C-FAF e C-FAH, tem sido observada em outros estudos (SANTOS et al., 2013b; GUARESCHI et al., 2013; FONTANA et al., 2017) e está relacionada à sua insolubilidade e resistência à decomposição devido à ligação mais estável com a fração mineral do solo. Ainda em termos de sequestro de carbono, a humina deve ser considerada a fração mais significativa como reserva de carbono orgânico no solo (FERREIRA et al., 2004). No presente estudo, em geral os ácidos húmicos representam a maior reserva de carbono no solo, incluso nos horizontes com considerável teor de argila.

Foram observados maiores teores de C-FAH em relação a C-FAF. Esses valores são suficientemente elevados para que a relação C-EA/C-HUM ($EA = AH + AF/HUM$) nos solos seja superior a 1,0, onde alcança os maiores valores nos solos de T3. Os altos valores da relação C-EA/C-HUM indicam a baixa estabilidade entre a matéria orgânica e a fase mineral

destes solos (CANELLAS et al., 2008). Isso indica a fragilidade desse ambiente no tocante às perdas de carbono, consequente do processo de decomposição e lixiviação, diferente do que ocorre em solos argilosos, onde as substâncias húmicas são estabilizadas (SANTOS et al., 2013b).

As relações C-FAH/C-FAF, utilizadas para a avaliação do grau de humificação da matéria orgânica, foram superiores a 1 em todos os horizontes, caracterizando o predomínio do ácido húmico em detrimento ao ácido fúlvico. Valores dessa relação menores que 1,0 estão relacionados com a intensa mineralização da matéria orgânica e as restrições edáficas à atividade biológica, que ocorrem comumente nos solos tropicais, propiciando a redução na relação C-FAH/C-FAF (BENITES et al., 2003b). Resultados similares foram observados por Fontana et al. (2017), estudando os diferentes compartimentos da matéria orgânica de solos sob floresta no estado do Acre, obtendo-se valores entre 1,0 e 1,9. Fontana et al. (2005) estudando solos no sudeste do Uruguai observou o predomínio de C-FAF em Cambissolos, enquanto nos Neossolos houve predomínio do C-FAH. Santos et al. (2013c) avaliando a participação quantitativa das frações húmicas em diferentes solos do Brasil, também constatou o predomínio de C-FAH em Neossolos. Em geral, os solos mais arenosos apresentam valores superiores para esta relação, o que sugere a perda seletiva do C-FAF (CUNHA et al., 2005). Uma característica da fração C-FAF é a de ser o principal fluxo de carbono no sistema, devido a sua maior solubilidade e mobilidade no solo (DORTZBACH et al., 2020).

A relação C-FAH/C-FAF elevada em todos os solos também pode ser devido à contribuição do pH ácido. De acordo com Schnitzer (1986), solos com pH inferior a 6,5 tendem a apresentarem teores de C-FAH mais elevados, devido à formação de complexos insolúveis a partir deste pH.

Para a relação C-EA/C-HUM, os valores variaram de 1,1 a 3,5, com tendência de predomínio dos valores maiores que 1,0 (exceto no T2P1). Os altos valores desta relação são indicativos da translocação das frações alcalinossolúveis (C-FAF e C-FAH) dentro dos perfis, podendo assim ser analisados como um indicador da capacidade iluvial dos solos (EBELING et al., 2013). De fato, os maiores valores dessa relação foram encontrados nos solos com ocorrência de B textural, onde um dos processos envolvidos em sua formação é a argiluviação. Esse comportamento deve-se à natureza solúvel dessas frações, que percolam no perfil, enquanto a humina, por sua natureza insolúvel, concentra-se nas camadas mais

superficiais (BENITES et al., 2001). Padrão semelhante foi observado em outros trabalhos (BENITES et al., 2002, 2003a), sendo constatado predomínio de valores superiores a 2,0 para essa relação. Mendes (2012) também observou valores próximos a 1,0 para esta relação em Neossolo Quartzarênico.

O predomínio da humina em horizontes superficiais indica a forte interação entre a matéria orgânica e a matriz mineral pela formação de complexos organominerais de elevada estabilidade na superfície do solo, deixando insolúvel a maior parte da matéria orgânica. Esta formação de complexos organominerais é proporcionada pela presença de cátions trocáveis, principalmente do Ca^{2+} (MAJZIK; TOMBÁČZ, 2007). Esta relação tem sido observada em outros estudos (BONINI; ALVES, 2011; BRIEDS et al., 2012).

Tabela 9- Teores de carbono orgânico e das frações húmicas dos horizontes dos Neossolos e dos Planossolos nas topossequências T1, T2 e T3, da região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.

Horizonte	Posição	C org ⁽¹⁾	C – FAF ⁽²⁾	C – FAH ⁽³⁾ g Kg ⁻¹	C – HUM ⁽⁴⁾	FAH/FAF	EA ⁽⁵⁾ /HUM
T1P1		NEOSSOLO	LITÓLICO	Distrófico	fragmentário		
A	Terço Superior	13,68	1,83	7,31	3,49	4,00	2,62
C	Terço Superior	10,38	1,13	7,33	4,98	6,47	1,70
Cr	Terço Superior	6,36	1,11	6,40	5,47	5,74	1,37
T1P2		NEOSSOLO	LITÓLICO	Distrófico	fragmentário		
A	Terço Médio	12,60	1,36	7,33	4,73	5,40	1,84
C	Terço Médio	6,54	0,76	5,05	3,01	6,66	1,93
Cr	Terço Médio	7,20	1,79	5,02	4,09	2,80	1,66
T1P3		NEOSSOLO	REGOLÍTICO	Distrófico	gleissólico		
A	Terço Inferior	17,46	1,73	7,33	8,35	4,23	1,09
C1	Terço Inferior	11,10	1,18	6,27	4,57	5,29	1,63
C2	Terço Inferior	6,24	0,82	2,43	2,62	2,96	1,24
C3 _g	Terço Inferior	5,52	0,84	3,03	2,75	3,63	1,40
T2P1		NEOSSOLO	LITÓLICO	Distrófico	fragmentário		
A	Terço Superior	33,24	2,75	7,37	13,09	2,68	0,77
CA	Terço Superior	13,62	1,57	7,47	5,06	4,74	1,79
Cr	Terço Superior	12,06	1,75	7,61	4,64	4,36	2,02
T2P2		NEOSSOLO	LITÓLICO	Distrófico	fragmentário		
A	Terço Médio	12,06	0,50	6,38	5,55	12,66	1,24
C	Terço Médio	7,50	0,80	5,19	2,75	6,47	2,18

	T2P3	NEOSSOLO	REGOLÍTICO	Distrófico	fragipânico		
A	Terço Inferior	18,30	1,96	7,67	6,20	3,92	1,55
C	Terço Inferior	9,78	1,45	7,61	4,73	5,26	1,91
C1	Terço Inferior	6,18	1,22	5,95	3,64	4,88	1,97
C2 _g	Terço Inferior	5,34	0,97	2,54	3,24	2,62	1,08
	T3P1	NEOSSOLO	LITÓLICO	Distrófico	fragmentário		
A	Terço Superior	17,64	2,26	7,67	6,87	3,40	1,44
C	Terço Superior	9,90	1,29	7,66	2,69	5,95	3,33
	T3P2	PLANOSSOLO	HÁPLICO	Eutrófico	mésico		
A	Terço Médio	15,96	1,92	7,67	3,92	3,99	2,44
A2	Terço Médio	3,06	0,70	4,17	1,19	5,99	4,07
Bt	Terço Médio	1,62	1,23	2,95	1,25	2,40	3,36
	T3P3	PLANOSSOLO	HÁPLICO	Eutrófico	mésico		
A	Terço Inferior	15,42	1,79	7,62	4,23	4,26	2,23
A2	Terço Inferior	8,34	1,33	4,28	1,72	3,22	3,26
Bt	Terço Inferior	4,74	0,81	6,55	2,02	8,05	3,65

(1)C org: carbono orgânico; (2)C-FAF: carbono da fração ácidos fúlvicos; (3)C-FAH: carbono da fração ácidos húmicos;

(4)C-HUM: carbono da fração humina; (5)EA: C-FAF + C-FAH. INSA (Instituto Nacional do Semiárido).

5.7 Estoque de Carbono Orgânico do Solo

Os estoques de carbono orgânico do solo (EC) nas topossequências T1, T2 e T3 são apresentados na Tabela 10.

Tabela 10- Estoques de carbono orgânico nos compartimentos amostrados nos Neossolos e Planossolos das topossequências T1, T2 e T3, da região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.

Hz ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾	Esp. ⁽³⁾	Ds ⁽⁴⁾	CO ⁽⁵⁾	EC ⁽⁶⁾
		cm	g cm ⁻³	g Kg ⁻¹	Mg ha ⁻¹
	T1P1	NEOSSOLO	LITÓLICO	Distrófico	fragmentário
A	0-8	8	0,85	13,70	4,55
C	8-30	22	0,81	10,40	10,81
	T1P2	NEOSSOLO	LITÓLICO	Distrófico	fragmentário
A	0-10	10	1,04	12,60	3,83
C	10-32	22	1,16	6,50	5,18
	T1P3	NEOSSOLO	REGOLÍTICO	Distrófico	gleissólico
A	0-10	10	0,99	17,50	5,64
C1	10-32	20	1,49	11,10	17,80
	T2P1	NEOSSOLO	LITÓLICO	Distrófico	fragmentário
A	0-10	10	0,86	33,20	11,87
	T2P2	NEOSSOLO	LITÓLICO	Distrófico	fragmentário
A	0-7	7	0,85	12,10	1,39
Cr	7-25	18	1,37	7,50	3,40
	T2P3	NEOSSOLO	REGOLÍTICO	Distrófico	fragipânico
A	0-10	10	1,44	18,30	5,49
AC	10-25	15	0,97	9,80	6,72
C1	25-38	13	1,17	6,20	5,70
	T3P1	NEOSSOLO	LITÓLICO	Distrófico	fragmentário
A	0-10	10	1,04	17,60	3,97
Cr	10-23	13	0,92	9,90	4,80
	T3P2	PLANOSSOLO	HÁPLICO	Eutrófico	mésico
A1	0-8	8	1,06	16,0	4,12
A2	8-21	13	1,75	3,10	2,13
2Btg	21-60	39	0,55	1,60	2,68
	T3P3	PLANOSSOLO	HÁPLICO	Eutrófico	mésico
A1	0-13	13	0,77	15,4	9,84
A2	13-30	17	0,97	8,3	6,30
2Btg	30-60	30	1,37	4,7	6,76

(1) Hz= horizonte; (2) Prof= profundidade; (3) Esp= espessura do horizonte; (4) Ds= densidade de TFSA; (5) CO= carbono orgânico do solo; (6) EC= estoque de carbono orgânico do solo; T1= topossequência 1; T2= topossequência 2; T3= topossequência 3; P1= terço superior; P2= terço médio; P3= terço inferior. INSA (Instituto Nacional do Semiárido).

O estoque de C ou matéria orgânica no solo, na camada superficial, foi determinado em várias centenas de pontos do Semiárido, distribuídos nas diversas ordens de solo (SAMPAIO et al., 2009). A média geral encontrada foi de 9,25 g kg⁻¹ que é equivalente a cerca de 28 Mg ha⁻¹ (SAMPAIO; COSTA, 2011). Em nosso estudo os EC variaram de 1,39

Mg ha⁻¹ a 17,80 Mg ha⁻¹, sendo os maiores EC verificados nos Neossolos Litólicos (T1P1C e T2P1A), no Neossolo Regolítico (T1P3C) e no Planossolo Háplico (T3P3A1).

As regiões semiáridas apresentam menores estoques quando comparadas com regiões áridas, associado a maiores taxas de decomposição favorecida pelas elevadas temperaturas e atividade microbiana do solo. Além disso, as regiões semiáridas são mais suscetíveis à erosão do solo pela água do que as áreas áridas devido à maior quantidade de chuva em curto período de tempo, além do mais, a região semiárida apresenta declives mais acentuados (LIU et al., 2011).

Na sequência T1 (retilínea-retilínea) houve maior variação de estoque em profundidade, notadamente no P3. Nessa sequência temos maiores evidências de erosão (material arenoso em superfície, raízes expostas, ocorrência de erosão laminar etc.), o que favoreceu o transporte de material para o terço inferior. Na sequência T2 (retilínea-convexa) houve pouca variação, observando-se maior estoque na posição de terço superior, enquanto que na T3 (retilínea-côncava) houve maior estoque na posição de terço inferior.

Avaliando os estoques de carbono no solo de um Cambissolo Háplico sob floresta nativa na região Sul do Amazonas, foram observados teores de até 4,72 Mg ha⁻¹ (CAMPOS et al., 2016). Quantificando o estoque de carbono no solo de um Argissolo Amarelo, textura média/argilosa, localizado em região Semiárida, foram constatados valores entre 4,54 a 15,48 Mg ha⁻¹ (LEITE et al., 2010).

Objetivando analisar o efeito de mudanças no tipo de vegetação (Caatinga densa, Caatinga aberta, agricultura e pastagem) sobre os estoques de carbono em Luvisolos Crômicos, Valbrun et al., (2018) constataram estoques de até 11, 29 Mg ha⁻¹, sendo a Caatinga densa a de níveis mais elevados. Resultados semelhantes foram constatados por Andrade et al. (2020), ao estimarem estoques de até 10,00 Mg ha⁻¹ em região Semiárida brasileira sob Neossolos Litólicos. Nossos dados corroboram com esses estudos.

Os EC elevados em alguns horizontes neste estudo podem ser correlacionados com a relação EA/HUM. Os baixos valores dessa relação são indicativos da baixa solubilidade da MOS, indicando, em parte, a forte relação entre a MOS e a matriz mineral pela formação de complexos organominerais de elevada estabilidade, favorecendo aumento de MOS no solo (CANELLAS et al., 2008). Tal fato foi observado no T1P1, T1P3, T2P1, T2P3 e T3P3.

Como a cobertura vegetal do solo é a mesma para toda a área de estudo, o EC não foi afetado pelas características do local. Todavia, um comportamento diferente foi observado ao relacionar o EC com a textura do solo, tipo de solo e atributos de relevo.

Os EC possuem tendência de aumentar de solos mais arenosos para solos mais argilosos (Conforti et al., 2016). Os nossos resultados destacaram que o EC está relacionado à textura do solo e é consistente com a literatura (SIX et al., 2002), evidenciando uma capacidade diferente dos solos de armazenar carbono. Solos com alto conteúdo de argila são mais capazes de estocar carbono, provavelmente devido às associações organominerais proteger a matéria orgânica, atenuando ou impossibilitando a decomposição microbiana (LIU et al., 2011). Nossos dados corroboram com esses estudos, como observado nos Neossolos e Planossolos (T1P1C, T1P3C1, T2P1A e na T3P3Bt).

Não foram constatadas relações significativas entre a declividade do terreno e o estoque de carbono. Os resultados mostram que os solos localizados em áreas de declividade entre 3 – 5 % apresentam os maiores EC, T2P1 e T1P1, respectivamente. Esse padrão de relação não foi observado nos demais perfis. Esse resultado é divergente com outros estudos, que indicaram uma relação forte entre declive e acúmulo de carbono orgânico no solo (LIU et al., 2006, 2011).

Foram observados relações entre a curvatura do terreno e o EC. Houve uma maior variação nos perfis localizados na geoforma retilínea-retilínea, obtendo-se maiores estoques na posição de terço inferior, em comparação com aqueles situados na mesma posição no microrelevo convexa. Isso pode ser explicado pelo fato dessa vertente ter mais processos erosivos e, por conseguinte, maiores condições para acúmulo de COT e EC no terço inferior. Conforti et al (2016), constatou estoques de carbono mais altos para perfis localizados ao longo da morfologia côncava, em comparação com aqueles situados na convexa. Segundo os autores, o maior EC na morfologia côncava pode estar relacionado à maior deposição e acúmulo de material orgânico, promovido por posições convergentes da paisagem. Nossos dados corroboram com esse estudo, notadamente na T3P3.

As diferenças do EC com a posição da paisagem podem ser atribuídas a processos de erosão e deposição que controlam a distribuição de carbono orgânico ao longo das vertentes, bem como a quantidade de matéria orgânica lábil. Vários estudos desenvolvidos sob diferentes condições ambientais (REIS et al., 2009; LI et al., 2018) encontraram maiores EC

no terço inferior, devido à alta sedimentação de depósitos enriquecidos com carbono ou pelos processos de mineralização mais baixa.

5.8 Análises Estatísticas

Na Tabela 11 é apresentada a análise exploratória dos valores encontrados para os atributos em estudo. As medidas de tendência central (média, mediana) foram semelhantes para todos os atributos, indicando uma distribuição onde os dados apresentaram reduzido afastamento em relação a um valor central – fato confirmado pelos valores do teste de normalidade de Shapiro-Wilk a 1 %.

Quando se separa as topossequências percebe-se na T1 que o conteúdo de carbono orgânico total do solo apresentou teor médio de $10,0 \text{ g kg}^{-1}$, valor próximo ao encontrado na T3 ($9,58 \text{ g kg}^{-1}$). Na T2 o conteúdo de carbono orgânico total diferiu entre as posições apresentando teor médio de $13,10 \text{ g kg}^{-1}$.

O conteúdo de areia foi muito alto em todas as posições da paisagem da T1 (Tabela 11), apresentando valores mínimo e máximo de 515,0 e $576,0 \text{ g kg}^{-1}$, respectivamente. Esse padrão também foi observado para as demais sequências, sendo a T2 a de maiores valores mínimo e máximo. Por outro lado, o conteúdo de argila foi baixo em todas as sequências. Na T3 o conteúdo de argila apresentou teor médio de $223,0 \text{ g Kg}^{-1}$, e valores menores foram observados nas demais topossequências.

Tabela 11- Estatísticas resumidas das propriedades do solo das topossequências da região Semiárida paraibana. INSA, Campina Grande – PB.

Topossequência	Estatísticas	----- Propriedades do solo -----					
		Areia	Silte	Argila	COT ⁽¹⁾	Ds ⁽²⁾	pH
T1	Min.	515,00	61,00	100,00	5,50	1,26	5,40
	Máx.	756,00	250,00	300,00	17,50	1,40	6,30
	Média	641,00	163,00	196,00	10,00	1,32	5,78
	Med.	652,00	179,00	200,00	10,40	1,32	5,80
	s	95,80	64,80	63,90	4,15	0,05	0,28
	w	N	N	N	N	N	N
T2	Min.	572,00	60,00	160,00	5,30	1,02	4,00
	Máx.	834,00	228,00	240,00	33,20	1,50	5,80
	Média	682,00	129,00	196,00	13,10	1,33	5,16
	Med.	679,00	121,00	200,00	12,10	1,40	5,20
	s	86,30	58,10	26,00	8,54	0,18	0,58
	w	N	N	N	N	N	N
T3	Min.	435,00	81,00	100,00	1,60	1,19	4,90
	Máx.	789,00	222,00	440,00	17,60	1,45	5,60
	Média	645,00	132,00	223,00	9,58	1,32	5,26
	Med.	692,00	123,00	170,00	9,10	1,29	5,25
	s	127,00	42,90	133,00	6,22	0,10	0,31
	w	N	N	N	N	N	N

(1) COT: carbono orgânico total do solo; (2) Ds: densidade do solo; Min.: mínimo; Máx.: máximo; Med.: mediana; s: desvio padrão; N: distribuição normal pelo teste de Shapiro-Wilk's a 1 %. INSA (Instituto Nacional do Semiárido).

Análises de Componentes Principais

Na análise de componentes principais, foram extraídos dois componentes, que, de forma acumulada explicam 78,01 % da variabilidade total dos dados (Tabela 12).

Tabela 12- Autovalores e autovetores das componentes principais.

	Componente principal	
	PC1	PC2
Autovalor (λ)	3,81	1,30
Variância explicada (%)	56,36	21,65
Variância acumulada (%)	56,36	78,00
Variáveis	Autovalores	
	PC1	PC2
COT	0,95*	0,08
CAF	0,87*	-0,31
CAH	0,67*	0,54*
HUM	0,93*	0,11
AH/AF	-0,26*	0,95*
EA/HUM	-0,57*	-0,06

*Variáveis significativas de cada componente. COT (carbono orgânico total); CAF (carbono da fração ácido fúlvico); CAH (carbono da fração ácido húmico); HUM (humina); EA (AH+AF/HUM).

O primeiro componente principal, aqui denominado PC1, apresentou isoladamente 56,36 % da variabilidade total dos dados e correlacionou-se com quatro das seis variáveis analisadas (Tabela 12). Por esse fator foi obtido a seguinte ordem de significância: COT (0,95 %), HUM (0,93 %), CAF (0,87 %) e CAH (0,67 %). As variáveis com correlação negativa foram AH/AF e EA/HUM. Com isso, e como se observa na Figura 11, esse componente sofreu influência negativa na estabilidade da MOS, uma vez que as relações AH/AF e EA/HUM representam o grau de humificação e solubilidade da MOS, respectivamente, e estão correlacionadas de forma negativa com esse componente.

No segundo componente principal, que explicou 21,65 % da variabilidade total dos dados, aqui denominado PC2, as variáveis AH/AF (0,95 %) e CAH (0,54 %) (Tabela 12) apresentaram correlação significativa e positiva. Assim, pode-se dizer que esse componente está relacionado à estabilidade da MOS, visto que sua correlação é elevada, por sua vez, sofre influência direta.

especificamente onde há mais acúmulo de água. O processo de gleização e o maior espessamento do P3 mostra que o acúmulo de água é importante nos processos ocorrentes nesse perfil. A ocorrência de mosqueados em maiores profundidades confirma essas assertivas.

A relação EA/HUM fornece informações relevantes sobre processos pedogenéticos. A maior espessura, gleização, maiores teores de argila e ausência de contato lítico, juntamente com o maior aporte de material das posições a montante, contribuíram para uma maior evolução pedogenética em T1P3, o que explica os valores superiores a 1,0 para esta relação em todo o perfil.

O processo de gleização indica que a atividade microbiana é importante no terço inferior da vertente retilínea-retilínea. Os microorganismos oxidam a matéria orgânica, e nesse processo o Fe^{3+} é reduzido a Fe^{2+} . Esse processo de oxidação e redução é evidenciado pela presença de mosqueados amarelados e avermelhados. Tal fato explica o maior grau de humificação do C3g (C-HUM 8,35).

Na topossequência T2, o perfil P2 e os horizontes subsuperficiais do P3 estão correlacionados com as relações FAH/FAF e EA/HUM. É provável que o fluxo de água seja importante no terço médio dessa vertente principalmente em superfície (VIDAL-TORRADO et al., 2005). Nesses perfis há maiores condições para humificação.

Os horizontes P1A, P1Cr e P3A estão correlacionados com C-FAF e C-FAH. Os ácidos fúlvicos predominam em superfície devido ao aporte direto de material orgânico, indicando nesses locais a presença de material pouco humificado. Parte do material fúlvico é transformado em húmico em maiores profundidades, como observado no P1CA e P3C, o que evidencia o papel dos microorganismos nesse processo. Por outro lado, em superfície temos ácidos fúlvicos devido a “renovação” constante da matéria orgânica nessas camadas (turnover).

Em adição, os elevados teores de Ca nos horizontes superficiais dessa sequência também devem ter contribuído para a estabilização da matéria orgânica, indicando ocorrência de humatos de Ca (CORRÊA et al., 2003), notadamente nos perfis P1 e P3.

Na topossequência T3, os dados mostram que há uma nítida compartimentação da matéria orgânica entre os horizontes. Os horizontes superficiais de todos os perfis estão correlacionados com os teores de C-FAF, enquanto os horizontes subsuperficiais estão correlacionados com FAH/FAF e EA/HUM. Os horizontes superficiais possuem material pouco humificado. Esse fato pode ser explicado devido ao clima Semiárido, com chuvas irregulares que promovem menor retenção de água nesses solos, proporcionando menor atividade microbiana e, por conseguinte, menores taxas de mineralização. A disponibilidade de água é o principal fator limitante da atividade microbiana do solo nas regiões semiáridas e áridas (ZHOU et al., 2013).

O comportamento bimodal dos solos nessa vertente aponta que o aporte de MOS é crucial para a diferenciação dos horizontes superficiais dos subsuperficiais. Nesses últimos os processos pedogenéticos estão “alterando” essa MOS, onde os índices mostram que estão associadas com a fração inorgânica. A ocorrência de Planossolos nessa sequência mostra que a pedogênese é mais acentuada nessa vertente. Logo, a superfície côncava permitiu maior ação dos processos pedogenéticos e, também, maiores alterações na MOS.

Também foram observadas relações entre o pH e o conteúdo de COT. Quanto menor o pH maiores são os teores de COT. Em pH mais baixo há maior concentração de íons H^+ , o que indica maior atividade de água. Essa maior atividade de água permitiu a formação de horizonte Bt. Reações de hidrólise foram constatadas em campo (alteração de minerais). Logo, o meio ácido provavelmente favoreceu a ocorrência de ácidos húmicos em superfície (humificação).

Correlação de Pearson

Os teores de COT e as frações húmicas apresentaram correlações distintas com os atributos químicos e físicos (Tabelas 13, 14 e 15). Para a T1, o COT, C-FAF, C-FAH apresentaram correlação negativa com a CTC (-0,314 a -0,371) e positiva com os teores de Ca^{2+} e com a fração argila (0,053 a 0,146) (Tabela 13).

Tabela 13- Correlação dos atributos com o carbono orgânico e as frações húmicas da topossequência T1 da região Semiárida paraibana.

	COT ⁽¹⁾	C-FAF ⁽²⁾	C-FAH ⁽³⁾	C-HUM ⁽⁴⁾
Areia	0,301	0,101	-0,097	0,043
Silte	-0,497	-0,291	-0,000	-0,375
Argila	0,053	0,144	0,146	0,316
pH (água)	0,057	0,204	0,321	0,065
Ca ²⁺	0,249	0,342	0,425	0,573
Mg ²⁺	-0,428	-0,377	-0,568	-0,328
Al ³⁺	-0,478	-0,623	-0,473	-0,550
CTC ⁵	-0,314	-0,371	-0,348	0,055

(1)COT: carbono orgânico total; (2)C-FAF: carbono da fração ácido fúlvico; (3)C-FAH: carbono da fração ácido húmico; (4)C-HUM: carbono da fração humina; (5)CTC: capacidade de troca catiônica a pH 7,0;

Para os solos da T2, observa-se correlação positiva e significativa do COT e das frações húmicas com Ca²⁺ e CTC (Tabela 14). Para a T3, foram verificadas correlações positivas entre o COT e as frações húmicas com os teores de Ca²⁺ e Al³⁺, e negativa com a CTC e fração argila (Tabela 15). Os resultados das correlações do COT e das frações húmicas com os componentes do complexo sortivo dos solos das três topossequências destacam a participação ativa da matéria orgânica na retenção de cátions destes solos.

Tabela 14- Correlação dos atributos com o carbono orgânico e as frações húmicas da topossequência T2 da região Semiárida paraibana.

	COT ⁽¹⁾	C-FAF ⁽²⁾	C-FAH ⁽³⁾	C-HUM ⁽⁴⁾
Areia	0,246	-0,246	0,251	0,186
Silte	-0,374	0,121	-0,346	-0,337
Argila	0,162	0,498	0,073	0,263
pH (água)	0,176	-0,099	0,019	0,206
Ca ²⁺	0,834**	0,487	0,300	0,906***
Mg ²⁺	0,594	0,526	-0,184	0,680*
Al ³⁺	-0,487	-0,036	-0,071	-0,557
CTC ⁵	0,943***	0,760*	0,467	0,973***

(1)COT: carbono orgânico; (2)C-FAF: carbono da fração ácido fúlvico; (3)C-FAH: carbono da fração ácido húmico; (4)C-HUM: carbono da fração humina; (5)CTC: capacidade de troca catiônica a pH 7,0; **Significativo a 1 %; *** Significativo a 0,1 %.

Tabela 15- Correlação dos atributos com o carbono orgânico e as frações húmicas da topossequência T3 da região Semiárida paraibana.

	COT⁽¹⁾	C-FAF⁽²⁾	C-FAH⁽³⁾	C-HUM⁽⁴⁾
Areia	0,536	0,374	0,349	0,385
Silte	0,175	0,033	-0,008	-0,054
Argila	-0,567	-0,367	-0,330	-0,349
pH (água)	-0,970***	-0,919**	-0,685	-0,840***
Ca ²⁺	0,090	0,207	0,245	0,323
Mg ²⁺	-0,636	-0,458	-0,417	-0,440
Al ³⁺	0,213	0,263	0,085	0,148
CTC ⁵	-0,291	-0,092	-0,115	-0,037

(1)COT: carbono orgânico; (2)C-FAF: carbono da fração ácido fúlvico; (3)C-FAH: carbono da fração ácido húmico; (4)C-HUM: carbono da fração húmica; (5)CTC: capacidade de troca catiônica a pH 7,0; **Significativo a 1 %; *** Significativo a 0,1 %.

6 CONCLUSÕES

1- Os teores de carbono orgânico aumentaram do terço superior para o terço inferior na pedoforma retilínea, ocorrendo o inverso na convexa e côncava, demonstrando que o transporte de materiais superficiais através de processos erosivos e sua deposição nas partes inferiores da paisagem podem ser considerados eficientes para o acúmulo de carbono no solo na retilínea.

2- A estabilidade do carbono em Neossolos e Planossolos do semiárido é influenciada pelo microrelevo e pela forma das vertentes. Nesse sentido, destacam-se os processos erosivos em curvaturas retilíneas-retilíneas, a estabilização por cátions trocáveis floclantes, especificamente o cálcio, em curvaturas convexas, e condições ácidas em pedoformas côncavas.

3- A distribuição das frações húmicas ao longo das topossequências apresenta o mesmo padrão observado para o carbono orgânico. Dentre as frações húmicas, verifica-se o predomínio do C-FAH em todos os perfis das três topossequências, seguido do C-HUM. Foi constatado o predomínio do C-FAH em todos os perfis (terço superior, terço médio e terço inferior) da retilínea e côncava, como observado pelos valores da relação FAH/FAF. Na pedoforma convexa houve o predomínio do C-HUM apenas no terço superior, e nas demais posições houve o predomínio do C-FAH.

4- O predomínio de ácidos húmicos indica perda seletiva da fração mais solúvel (ácidos fúlvicos) por lixiviação e menores condições de humificação da MOS. Os menores teores de argila presentes na maioria dos solos estudados podem ter propiciado menor grau de humificação da MOS, demonstrando o efeito da textura na manutenção e estabilização da MOS.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKSEL, A. et al. Soil organic matter characteristics as indicator of Chernozem genesis in the Baltic Sea region. **Geoderma Regional**, v. 7, p. 187-200, 2016.
- ALVARENGA, M. I. N. et al. Teor de carbono, biomassa microbiana, agregação e micorriza em solos de cerrado com diferentes usos. **Ciência Agrotécnica**, Lavras, v. 23, n. 3, p. 617-625, 1999.
- ALVES, M. A. B. **Variabilidade espaço-sazonal de atributos químicos, físicos e biológicos em topossequência no cariri paraibano**. 2019. 83p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal da Paraíba, Areia, PB. 2019.
- ANDRADE, E. M. et al. Land-Use Effect on Soil Carbon and Nitrogen Stock in a Seasonally Dry Tropical Forest. **Agronomy**, n 10, v. 158, 2020.
- ARAÚJO FILHO et al. Solos da Caatinga. In: Curi et al (Eds). **Solos dos Biomas Brasileiros**. Viçosa: SBCS, p. 227-260, 2017.
- AUSTINI, A. T. VIVANCO, L. Plant litter decomposition in a semi-arid ecosystem controlled by photodegradation. **Nature**, v. 442, n. 3, 2006.
- BALDOCK, J.A.; NELSON, P.N. Soil organic matter. In: SUMNER, M.E. (Ed.). **Handbook of soil science**. Boca Raton: CRC Press, p. 25-84, 2000.
- BALDOTTO, M. A. et al. Estoque e frações de carbono orgânico e fertilidade de solo sob floresta, agricultura e pecuária. **Revista Ceres**, Viçosa, v. 62, n. 3, p. 301-309, jun, 2015.
- BALDOTTO, M. A.; VELLOSO, A. C. X. Eletroquímica de solos modais e de sua matéria orgânica em ambientes tropicais. **Revista Ceres**, Viçosa, v. 61, n.6, p. 1012-1021, 2014.
- BARRETO, A. C. et al. Características químicas e físicas de um solo sob floresta, sistema agroflorestal e pastagem no sul da Bahia. **Revista Caatinga**, Mossoró, v. 19, n. 4, p. 415-425, dez, 2006.
- BATISTA, M. C. et al. Influência das zonas climáticas sobre os teores de Substâncias Húmicas em classes de solos da Paraíba. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 35., Natal – PB, 2015. **Anais**. Natal, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015.
- BAYER, C. A. Effect of no-till cropping systems on soil organic matter in a Sandy clay loam Acrisol from Southern Brazil monitored by electron spin resonance and nuclear magnetic resonance. **Soil & Tillage Research**, v. 53, p. 95-104, 2000.
- BAYER, C. **Dinâmica da matéria orgânica em sistemas de manejo de solos**. 1996. 241f. (Tese de doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.
- BAYER, C. et al. Stocks and humification degree of organic matter fractions as affected by no-tillage on a subtropical soil. **Plant and soil**, v. 238, p. 133 – 140, 2002.
- BENITES, V. M. et al. **Extração e fracionamento quantitativo de substâncias húmicas do solo: Um procedimento simplificado de baixo custo**. Rio de Janeiro: EMBRAPA SOLOS (Comunicado Técnico, 16), 7p., 2003b.

BENITES, V.M. **Caracterização de solos e das substâncias húmicas em Complexo Rupestre de Altitude**. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2002. 83p. (Tese de Doutorado).

BENITES, V.M. et al. Caracterização da matéria orgânica e micromorfologia de solos sob campos de altitude no Parque Estadual da Serra do Brigadeiro (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 25, p.661-674, 2001.

BENITES, V.M. et al. Fracionamento de substâncias húmicas em espodossolos do estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 29., Ribeirão Preto, 2003. **Anais**. Ribeirão Preto, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003a.

BERNUOX, M. et al. Brazil's Soil Carbon Stocks. **Soil Science Society American Journal**, Madison, v. 66, p. 888 – 896, 2002.

BONINI, C. S. B.; ALVES, M. C. Estabilidade de agregados de um Latossolo Vermelho degradado em recuperação com adubos verdes, calcário e gesso. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 35, n. 4, p. 1263-1270, 2011.

BRASIL. **Levantamento exploratório e de reconhecimento dos solos do estado da Paraíba**. Rio de Janeiro. 1972. (Boletins DPFS-EPE-MA, 15 - Pedologia, 8).

BRIEDIS, C. et al. Soil organic matter pools and carbon-protection mechanisms in aggregate classes influenced by surface liming in a no-till system. **Geoderma**, v. 170, n. 1, p. 80–88, 2012.

BRONICK, C. L. LAL, R. Soil structure and management: a review. **Geoderma**, v. 124, p. 3-22, 2005.

CAMPOS, M. C. C. **Distribuição e estabilidade de agregados de solos sob distintas intensidades de uso da região semi-árida nordestina**. 2004. 31f. Monografia (Graduação em Agronomia) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal da Paraíba, Areia.

CAMPOS, M. C. C. et al. Estoque de carbono no solo e agregados em Cambissolo sob diferentes manejos no sul do Amazonas. **Revista Ambiente & Água**, v. 11, n. 2, 2016

CAMPOS, M. C. C. Relações solo-paisagem: conceitos, evolução e aplicações. **Ambiência**, Guarapuava (PR), v.8 n.3 p. 963 – 982, 2012.

CANELLAS, L. P. et al. Reações da matéria orgânica. In: SANTOS, G. A. et al. (eds). **Fundamentos da matéria orgânica do solo: Ecossistemas tropicais & subtropicais**. 2.ed. Porto Alegre, Metrópole, p.45-64, 2008.

CANELLAS, L.P. et al. Avaliação de características de ácidos húmicos de resíduos de origem urbana: I. Métodos espectroscópicos (UV-Vis, IV, RMN ¹³C-CP/MAS) e microscopia eletrônica de varredura. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 24, p. 41- 750, 2000.

CANELLAS, L.P. et al. Reações da Matéria Orgânica. In: SANTOS, G.A.; CAMARGO, F.A.O. (eds.) **Fundamentos da Matéria Orgânica do Solo**. Porto Alegre: Genesis, p. 69-86, 1999.

CARVALHO, J. L. N. et al. Carbon sequestration in agricultural soils in the Cerrado region of the Brazilian Amazon. **Soil & Tillage Research**, v. 103, p. 342-349, 2009.

CHAGAS, C. S. et al. Relação entre atributos do terreno, material de origem e solos em uma área no noroeste do estado do Rio de Janeiro. **Sociedade e Natureza**, Uberlândia, v. 25, n. 1, p. 147-162, 2013.

CHAVES, I. B. et al. Uma classificação morfo-estrutural para descrição e avaliação da biomassa da vegetação da caatinga. **Revista Caatinga**, v. 2, n.2, p. 204-213, 2008.

CLEMENTE, E. P. et al. Fracionamento da Matéria Orgânica e Micromorfologia dos Solos da Ilha da Trindade, Atlântico Sul. **Revista do Departamento de Geografia**, V. 36, 2018.

CONFORTI, M. et al. Soil carbon stock in relation to soil properties and landscape position in a forest ecosystem of southern Italy. **Catena**, n.144, p.23–33, 2016.

CORRÊA, M. M.. et al. Atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos da região das várzeas de Souza (PB). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, p.311-324, 2003.

COSTA, A.C. S et al. Óxidos de ferro, Capítulo VIII. In: **Química e mineralogia do solo, parte I**. MELO, V.F. & ALLEONI, R.F., eds. 2009.

COSTA, L. A. M. **Radiação solar global: Algumas considerações sobre seus efeitos no solo em que se incorporou efluente de biodigestor**. Dissertação de Mestrado (Mestrado em produção vegetal), São Paulo: Departamento de Agronomia, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, 1995, 133p.

COSTA, O. V. et al. Estoque de carbono do solo sob pastagem em área de tabuleiro costeiro no sul da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 33, p. 1137-1145, 2009.

CUNHA, T. J. F. et al. Fracionamento da matéria orgânica humificada em solos brasileiros. In: CANELLAS, L. P.; SANTOS, G. A. **Humosfera -Tratado preliminar sobre a química das substâncias húmicas**. Campos dos Goytacazes, p. 309, 2005.

CUNHA, T. J. F. et al. Principais solos do semiárido tropical brasileiro: caracterização, potencialidades, limitações, fertilidade e manejo. In: SÁ, I. B. & SILVA, P. C. G. **Semiárido brasileiro: Pesquisa, Desenvolvimento e Inovação**. Petrolina, PE. Embrapa Semiárido, 2010. p. 49-87.

DALMOLIN, R. S. D. Organic matter characteristics and distribution in Ferralsol profiles of a climosequence in southern Brazil. **European Journal of soil Science**, v. 57, p. 644-654, 2006.

DANTAS, J. S. Gênese de solos coesos do leste maranhense: relação solo-paisagem. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 38, p. 1039-1050, 2014.

DENEF, K. et al. Carbon sequestration in microaggregates of no-tillage soils with different clay mineralogy. **Soil Science Society of America Journal**, v. 68, p. 1935–1944, 2004.

DICK, D. P et al. IX - Química da matéria orgânica do solo. In: MELO, V. F. e ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo: Parte II – Aplicações**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBSCS, v. 2, p. 30, 2009.

DICK, D. P. Characteristics of soil organic matter of diferente Brazilian Ferralsols under native vegetation as a function of soil depth. **Geoderma**, v. 124, p. 319-333, 2005.

DICK, D.P. et al. Adsorção de ácidos húmicos em Latossolo Roxo natural e tratado com oxalato de amônio. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, p. 285-294, 2000.

DICK, D.P. et al. Química da matéria orgânica do solo, Capítulo XI. In: **Química e mineralogia do solo, parte II. Aplicações**. Melo, V.F. & Alleoni, R.F., eds. 2009.

DIELEMAN, W. I. J. et al. Soil carbon stocks vary predictably with altitude in tropical forests: Implications for soil carbon storage. **Geoderma**, v. 204/205, p. 59-67, 2013.

DORTZBACH, D. et al. Compartimentos da matéria orgânica do solo em vinhedos altomontanos de Santa Catarina. **Brazilian Journal of Development**, Curitiba, v. 6, n. 3, p. 10677-10691, 2020.

DUXBURY, J.M. et al. Soil organic matter as a source and sink of plant nutrients. In: COLEMAN, D.C.; OADES, J.M.; UEHARA, G. (Ed.). **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Honolulu: University of Hawaii Press, p. 33-69, 1989.

EBELING, A. G. Atributos químicos, carbono orgânico e substâncias húmicas em Organossolos Háplicos de várias regiões do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, p. 325-336, 2011.

EBELING, A. G. et al. Substâncias húmicas e suas relações com o grau de subsidência em Organossolos de diferentes ambientes de formação no Brasil. **Revista Ciência Agronômica**, v. 44, n. 2, p. 225-233, 2013.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 3 ed. Brasília: Embrapa Solos, 2017. 573p.

EMBRAPA. **Semiárido brasileiro: pesquisa, desenvolvimento e inovação**. 1 ed. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2010. 402p.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 5 ed. Brasília: Embrapa; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2018. 355p.

EYHERABIDE, M. et al. Comparación de métodos para determinar carbono orgánico en suelo. **Ciencia del Suelo**, Argentina, v. 32, n.1, p. 13-19, 2014.

FARIAS, S. G. G. et al. Fisionomia e estrutura de vegetação de caatinga em diferentes ambientes em Serra Talhada – Pernambuco. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 26, n. 2, p. 435 – 448, 2016.

FERREIRA, C. C. et al. Respiração edáfica em caatinga e pasto no agreste meridional de Pernambuco, Brasil. In: XII Jornada de ensino, pesquisa e extensão – JEPEX, 2013, Recife: **Anais...** Recife, 2013.

FERREIRA, J.A. et al. Caracterização Espectroscópica da Matéria Orgânica do Solo. **Embrapa São Carlos**, (Circular Técnica, 24), 2004.

FONTANA, A. et al. Avaliação dos compartimentos da matéria orgânica em área da mata atlântica. **Acta Scintiarum.Agronomy**, v. 33, p. 545-550, 2011.

FONTANA, A. et al. Carbono orgânico e fracionamento químico da matéria orgânica em solos da Sierra de Ánimas – Uruguai. **Floresta e Ambiente**, v.12, n.1, p. 36 - 43, 2005.

FONTANA, A. et al. Characterization of the superficial soil layer under different vegetation, **Magistra**, Cruz das Almas – BA, v. 22, n. 1, p. 49-56, 2010b.

FONTANA, A. et al. Compartimentos da matéria orgânica de solos sob floresta no estado do Acre. **Floresta e Ambiente**, v. 24, 2017.

FONTANA, A. et al. Distribution of organic carbon in the humic fractions of diagnostic horizons from Brazilian soils. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v.39, p.951–971, 2008.

FONTANA, A. et al. Matéria orgânica de horizontes superficiais em topossequeiras em ambiente de Mar de Morros, Pinheiral, RJ. **Revista Ciência Agronômica**, v. 45, n. 2, p. 221-229, 2014.

FONTANA, A. et al. Quantificação e utilização das frações húmicas como característica diferencial em horizontes diagnósticos de solos brasileiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, p. 1241 – 1257, 2010a.

FONTANA, A. et al. Substâncias húmicas como suporte à classificação de solos brasileiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, p. 2073-2080, 2008.

FRACETTO, F. J. C. et al. Estoques de carbono e nitrogênio no solo cultivado com mamona na caatinga. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, p. 1545-1552, 2012.

FRACETTO, F. J. C. et al. Estoques de carbono e nitrogênio no solo cultivado com mamona na caatinga. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, n. 36, p.1545- 1552, 2012.

FRANK BUSS, M. E. et al. Relationships between landscape features, soil properties, and vegetation determine ecological sites in a semiarid savanna of central Argentina. **Journal of Arid Environments**, v. 173, 2020.

FREITAS, L. et al. Estoque de carbono de latossolos em sistemas de manejo natural e alterado. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 28, n. 1, p. 228-239, 2018.

FREIXO, A. A. et al. Estoques de carbono e nitrogênio e distribuição de frações orgânicas de latossolo do cerrado sob diferentes sistemas de cultivo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, p. 425-434, 2002.

GUARESHI, R. F. et al. Frações da matéria orgânica em áreas de Latossolo sob diferentes sistemas de manejo no Cerrado do estado de Goiás. **Ciências Agrárias**, v. 34, p. 2615-2628, 2013.

HOOKE, T. D. et al. Distribution of ecosystem C and N within contrasting vegetation types in a semiarid rangeland in the Great Basin, USA. **Biogeochemistry**, v. 90, p. 291 – 308, 2008.

IBGE. **Manual técnico de pedologia**. 3. ed. Rio de Janeiro, 2015.

IRIZAR, A. et al. Comparación de dos métodos de fraccionamiento físico de la materia orgánica del suelo. **Ciencia del suelo**, v. 28, n. 1, p. 115-121, 2010.

JACOMINE, P. K. T. Solos sob caatingas – Características e usos agrícola. In: ALVARES, V. H.; FONTES, L. E. F.; FONTES, M. P. F. (Ed.). **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e desenvolvimento sustentado**. Viçosa: SBCS/UFV/DPS, 1996. p. 95 – 155.

JINDALUANG, W. et al. Influence of soil texture and mineralogy on organic matter content and composition in physically separated fractions soils of Thailand. **Geoderma**, v. 196, p. 207-219, 2013.

KAHLE, M. et al. Retention of dissolved organic matter by phyllosilicate and soil clay fractions in relation to mineral properties. **Organic Geochemistry**, v. 35, p. 269-276, 2004.

KAISER, K. et al. Dissolved organic matter sorption on subsoil and minerals studied by ¹³C-NMR and DRIFT spectroscopy. European. **Journal of Soil Science**, v. 48, p. 301–310, 1997.

KAISER, K. et al. Stabilization of organic matter by soil minerals — investigations of density and particle-size fractions from two acid forest soils. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 165, p. 451–459, 2002.

KÄMPF, N. et al. Propriedades, pedogênese e classificação de solos construídos em áreas de mineração na bacia carbonífera do baixo Jacuí (RS). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 21, n. 1, p. 79-88, 1997.

KÄMPF, N.; CURI, N. Argilominerais em solos brasileiros. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILERME, L.R.G.; LIMA, J.M.; LOPES, A.S. & ALVAREZ V., V.H. **Tópicos em ciências do solo**. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.3, p.1-54, 2003.

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

KUKULS, I. et al. Changes in soil organic matter and soil humic substances following the afforestation of former agricultural lands in the boreal-nemoral ecotone (Latvia). **Geoderma Regional**, v. 15, 2019.

LEITE, L. F. C. et al. Sequestro de carbono em solos da região Semiárida brasileira estimado por modelo de simulação em diferentes sistemas produtivos. In: Conferência Internacional, 2., Fortaleza – Ceará, 2010. **Anais**. Fortaleza, ICID+18, 2010.

LEITE, L. F. C. et al. Variabilidade espacial das frações da matéria orgânica do solo em área degradada sob recuperação. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.19, n.4, p.394–401, 2015.

LI, X. et al. Topographic metric predictions of soil redistribution and organic carbon in Iowa cropland fields. **Catena**, v. 160, p. 222-232, 2018.

LI, X. et al. Topographic metric predictions of soil redistribution and organic carbon in Iowa cropland fields. **Catena**, v. 160, p. 222-232, 2018.

- LIMA, A. M. N. et al. Frações da matéria orgânica do solo após três décadas de cultivo de eucalipto no vale do Rio Doce – MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 1053 – 1063, 2008.
- LIU, D.W. et al. Spatial distribution of soil organic carbon and analysis of related factors in croplands of the black soil region, Northeast China. **Agric. Ecosyst. Environ.**, n.113, p.73–81, 2006.
- LIU, Z. et al. Effect of environmental factors on regional soil organic carbon stocks across the Loess Plateau region, China. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, n. 142, p.184–194, 2011.
- LOPES, H. S. S. et al. Biomassa microbiana e matéria orgânica em solo de caatinga, cultivado com melão na Chapada do Apodi, Ceará. **Revista Ceres**, Viçosa, v. 59, n. 4, p. 565-570, 2012.
- LOSS, A. et al. Carbono, matéria orgânica leve e frações oxidáveis do carbono orgânico sob diferentes sistemas de produção orgânica. **Comunicato Sciential**, v. 1, p. 57-64, 2010.
- MACHADO, P. L. O. A. Carbono do solo e a mitigação da mudança climática global. **Química Nova**, v. 28, n. 2, p. 329-334, 2005.
- MAJZIK, A.; TOMBÁČZ, E. Interaction between humic acid and montmorillonite in the presence of calcium ions I. Interfacial and aqueous phase equilibria: Adsorption and complexation. **Organic Geochemistry**, v. 38, n. 8, p. 1319-1329, 2007.
- MARTINS, A. K. E. et al. Relações solo-geoambiente em áreas de ocorrência de Ipucas na planície do Médio Araguaia – Estado de Tocantins. **Revista Árvore**, Viçosa-MG, v. 30, n. 2, p. 297-310, 2006.
- MARTINS, C. M. et al. Frações da matéria orgânica em solos sob formações decíduais no norte de Minas Gerais. **Revista Caatinga**, Mossoró, v. 28, n. 4, p. 10-20, 2015.
- MARTINS, C. M. Frações da matéria orgânica em solos sob formações decíduais no norte de Minas Gerais. **Revista Caatinga**, Mossoró, v. 28, n. 4, p. 10 – 20, 2015.
- MCSHERRY, M. RITCHIE, M. Effects of grazing on grassland soil carbono: a global review. **Global Change Biology**, v. 19, p. 1347-1357, 2013.
- MEDEIROS, B. M. **Atualização da classificação do mapa de solos da Paraíba**. Areia, 2018. 38f. Monografia (Título de Engenharia Agrônoma) – Universidade Federal da Paraíba, Areia, 2018.
- MELO, V.F. et al. Reserva mineral do solo. In: MELO, V.F.; ALLEONI, L.R.F. (eds). **Química e mineralogia do solo**; Conceitos básicos. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do solo, p.251-332, 2009.
- MENDES, C. R. J. **Fracionamento quantitativo de substâncias húmicas em solos arenosos submetidos à aplicação prolongada da vinhaça**. 2012. 44p. (Trabalho de Conclusão de Curso). Instituto Federal de Educação, Cuiabá, MT. 2012.
- MEURER, E. J. et al. Fenômenos de sorção em solos. In: MEURER, E. J. **Fundamentos de Química do Solo**. 2.ed. Porto Alegre, 2004, 290p.

MONTARI, R. et al. Forma da paisagem como critério para otimização amostral de latossolos sob cultivo de cana-de-açúcar. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 40, n. 1, p. 69-77, 2005.

MOREIRA, F. M. S. SIQUEIRA, J. O. Matéria Orgânica do Solo. In: **Microbiologia e Bioquímica do Solo**. 2 ed. Lavras: Editora UFLA, 2006. P. 250-253.

MORENO, J. L. **La matéria orgânica em los agrosistemas**. Madrid: Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, 1996. 174 p.

MUSINGUZI, P. et al. Soil organic fractions in cultivated and uncultivated Ferralsols in Uganda. **Geoderma Regional**, 2015.

NACIF, P. G. S. **Ambientes naturais da bacia hidrográfica do Rio Cachoeira, com ênfase aos domínios pedológicos**. 2001. 119p. (Tese de Doutorado). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2001.

NCIIZAH, AD. WAKINDIKI, IIC. Particulate organic matter, soil texture and mineralogy relations in some Eastern Cape ecotopes in South Africa. **South African Journal of Plant and Soil**, v. 29, n. 1, p. 39-46, 2012.

NORTON, U. et al. Vegetation and Moisture Controls on Soil Carbon Mineralization in Semiarid Environments. **Soil Science Society of America Journal**, 2012.

OLIVEIRA, E. S. et al. Estoques de carbono do solo segundo os componentes da paisagem. **Cadernos de Ciência & Tecnologia**, Brasília, v. 32, n.1/2, p. 71-93, jan./ago. 2015.

OLIVEIRA, J. B. Atributos diagnósticos. In: **Pedologia aplicada**. 3 ed. Piracicaba: FEALQ, 2008. p. 113-207.

OLIVEIRA, J. B. Fatores e processos de formação do solo. In: **Pedologia aplicada**. 3 ed. Piracicaba: FEALQ, 2008. p. 17-77.

OLSZEWSKI, N. et al. Estimativa do estoque de carbono em unidades geoambientais da bacia hidrográfica do Rio Preto. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, v. 7, n. 2, 2007.

PAIVA, A. O. et al. Estoque de carbono em cerrado sensu stricto do Distrito Federal. **Revista Árvore**, Viçosa, v. 35, n.3, p. 527-538, 2011.

PATTON, N. R. et al. Lithology and coarse fraction adjusted bulk density estimates for determining total organic carbon stocks in dryland soils. **Geoderma**, n. 337, p. 844–852, 2019.

PEDROTTI, A. et al. Relação entre atributos físicos, mineralogia da fração argila e formas de alumínio no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, p. 1-9, 2003.

PEREIRA, M. G. et al. Caracterização e classificação de solos em uma topossequência sobre calcário na Serra da Bodoquena, MS. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 25-36, 2013.

PFLEGER, P. et al. Substâncias húmicas em cambissolo sob vegetação natural e plantios de pinus em diferentes idades. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 27, n. 3, p. 807-817, 2017.

PHILIPPEAU, G. **Comment interpréter les résultats d'une analyse en composantes principales?** STAT - ITCF. Paris: Institut Technique des Céréales et des Fourrages, 1986. 63 p.

PILLON, C.N. et al. **Métodos de fracionamento e caracterização da matéria orgânica do solo.** Embrapa clima temperado. Documentos 106, 2002.

PINHEIRO JUNIOR, C. R. et al. Can topography affect the restoration of soil properties after deforestation in a semiarid ecosystem? **Journal of Arid Environments**, v. 162, p. 45 – 52, 2019.

REIS, M. S. et al. Características químicas dos solos de uma topossequência sob pastagem em uma frente pioneira da Amazônia oriental. **Revista Ciência Agrária**, Belém, n.52, p.37-47, 2009.

RODAL, M. J. N. et al. Levantamento quantitativo das plantas lenhosas em trechos de vegetação de caatinga em Pernambuco. **Revista Caatinga**, Mossoró, v. 21, n. 3, p. 192 – 205, 2008.

ROMANENKOV, V. et al. Soil organic carbon dynamics in long-term experiments with mineral and organic fertilizers in Russia. **Geoderma Regional**, v. 17, 2019.

ROMÁN-SANCHEZ, A. et al. Controls on soil carbon storage from topography and vegetation in a rocky, semi-arid landscapes. **Geoderma**, v. 311, p. 159-166, 2018.

ROSSET, J. S. et al. Frações químicas e oxidáveis da matéria orgânica do solo sob diferentes sistemas de manejo, em Latossolo Vermelho. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 51, n. 9, p. 1529-1538, 2016.

SÁ, I. B. et al. Processos de desertificação no semiárido brasileiro. In: SÁ, I. B.; SILVA, P. C. G.; (Ed.). **Semiárido Brasileiro: pesquisa, desenvolvimento e inovação.** Petrolina, PE - Embrapa Semiárido, 2010. p. 126 - 158.

SACRAMENTO, J. A. A. S. et al. Soil carbon and nitrogen stocks in traditional agricultural and agroforestry systems in the semiarid region of Brazil. **Brazilian journal of soil science**, v. 37, p. 784-795, 2013.

SALCEDO, I. H. et al. Mudanças no C, N e P do solo causadas por queimadas. In. CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 24., 1993, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBCS, 1993. P. 177-178.

SALCEDO, I. H.; SAMPAIO, E. V. S. B. Matéria orgânica do solo no Bioma Caatinga. In: SANTOS, G. A.; CAMARGO, F. A. O (Ed). **Fundamentos da matéria orgânica do solo:** ecossistemas tropicais e subtropicais. 2 ed. rev. e atual. Porto Alegre: Metrópole, 2008. p. 419 – 441.

SAMPAIO, E. V. S. B. et al. Fertilidade dos solos de semi-árido. In: PEREIRA, J. R.; FARIA, C. M. B (Ed). **Fertilizantes: insumos básicos para a agricultura e combate à fome**. Petrolina, EMBRAPA-CPATSA/SBCS, 1995. 273 p.

SAMPAIO, E. V. S. B. Overview of the Brazilian Caatinga. In: BULLOCK, S. H.; MOONEY, H. A.; MEDINA, E. (Ed). **Seasonally dry tropical forests**. Cambridge, Cambridge University Press, 1995. p. 35 – 63.

SAMPAIO, E. V. S. B.; COSTA, T. L. Estoques e Fluxos de Carbono no Semi-Árido Nordeste: Estimativas Preliminares. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 1275-1291, 2011.

SAMPAIO, E. V. S. B.; SALCEDO, I. H. Diretrizes para o manejo sustentável dos solos brasileiros: região semi-árida. In. CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 26. Mesa Redonda. **Anais...**, Rio de Janeiro, 1997. CD-ROM, 1997.

SAMPAIO, E.V.S. B. et al. **Manejo sustentável do Semi-árido nordestino**. Recife: Editora Universitária, 2009. 149p.

SANTANA, G. S. Substâncias húmicas e suas interações com Fe e Al em Latossolo subtropical sob diferentes sistemas de manejo e pastagem. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, p. 461-472, 2011.

SANTOS, A. C. et al. Gênese e classificação de solos numa topossequência no ambiente de Mar de Morros do Médio Vale do Paraíba do Sul, RJ. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, p. 1297-1314, 2010.

SANTOS, D. C. et al. Fracionamento químico e físico da matéria orgânica de um Argissolo Vermelho sob diferentes sistemas de uso. **Ciência Rural**, v. 43, p.838-844, 2013b.

SANTOS, J. C. B. et al. Caracterização de Neossolos Regolíticos da Região Semiárida do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 36, p. 683-695, 2012.

SANTOS, L. L. et al. Participação de substâncias húmicas em solos brasileiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 955-968, 2013c.

SANTOS, R.D. et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 6 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2013a. 100p.

SCHNITZER, M. Binding of humic substances by soil mineral colloids. In: HUANG, P. M.; SCHNITZER, M. **Interactions of soil minerals with natural organics and microbes**. Madison: Soil Science Society of America, p. 77-101, 1986.

SCHOENEBERGER, P.J. et al. **Field book for describing and sampling soils, Version 3.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center**. LiconIn, NE, 2012. 300p.

- SIGNOR, D. et al. Estoques de carbono e qualidade da matéria orgânica do solo em áreas cultivadas com cana-de-açúcar. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, p. 1402-1410, 2014.
- SILVA, A. C. et al. Relações entre matéria orgânica do solo e declividade de vertentes em topossequência de Latossolos do sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, p. 1059-1068, 2007.
- SILVA, A. C. et al. Relações entre matéria orgânica do Solo e declividade de vertentes em Topossequência de latossolos do Sul de minas gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, n.31, p.1059-1068, 2007.
- SILVA, E.F. et al. Frações lábeis e recalcitrantes da matéria orgânica do solo sob integração lavoura-pecuária. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 46, p. 1321- 1331, 2011.
- SILVA, J. R. C. Erosão e produtividade do solo no semi-árido. In: OLIVEIRA, T. S.; ASSIS Jr, R. N.; ROMERO, R. E.; SILVA, J. R. C. (Ed.). **Agricultura, sustentabilidade e o semi-árido**. Fortaleza: Universidade Federal do Ceará - Sociedade Brasileira Ciência do Solo, 2000. p. 168 - 213.
- SILVA, M. B. et al. Estudo de topossequência da baixada Litorânea Fluminense: efeitos do material de origem e posição topográfica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, p. 965-976, 2001.
- SILVA, M. L. N. et al. Topossequência de Neossolos na zona rural de Florânia, Rio Grande do Norte. **Agropecuária científica no Semiárido**, v. 10, n.1, p. 22-32, 2014.
- SIX, J. et al. Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. **Plant Soil**, n.241, p.155–176, 2002.
- SMITH, P. Land use change and soil organic carbono dynamics. **Nutr Cycl Agroecosyst**, v. 81, p. 169-178, 2008.
- SOUSA, J. E. S. et al. Mineralogy and genesis of Planosols under a semi-arid climate, Borborema Plateau, NE Brazil. **Catena**, v. 184, 2020.
- SOUSA, S. M. S. C. **Relações entre vegetação, relevo, fertilidade do solo e matéria orgânica em bacia hidrográfica de região semi-árida**. 2006. 64f. Dissertação (Título em Manejo de solo e água) – Universidade Federal da Paraíba, Areia, 2006.
- SOUZA, E. D. et al. Frações do carbono orgânico, biomassa e atividade microbiana em um Latossolo Vermelho sob cerrado submetido a diferentes sistemas de manejos e usos do solo. **Acta Scientiarum. Agronomy**, v. 28, n. 3, p. 323-329, 2006.
- SOUZA, Z. M. et al. Otimização amostral de atributos de latossolos considerando aspectos solo-relevo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 36, n. 3, p. 829-836, 2006.
- STRECK, E. V. et al. **Solos do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 2002. 108p.
- TOLEDO, J. J. **Influência do solo e topografia sobre a mortalidade de árvores e decomposição de madeira em uma floresta de Terra-firme Amazônia Central**. Tese de

Doutorado (Doutorado em Ecologia), Manaus, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA, 2009, 75p.

TOMASI, C. A **Atributos químicos e matéria orgânica em Latossolo Vermelho de altitude sob usos e manejos distintos**. 2011. 79p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2011.

TREVISAN, R. et al. Atividade microbiana em argissolo vermelho-amarelo distrófico coberto com aveia preta (*Avena sp*) no outono, em um pomar de pessegueiro. **Científica Rural**, Bagé, v. 7, n. 2, p. 83-89, 2002.

VALBRUN, W. et al. Carbon and Nitrogen Stock Under Different Types of Land Use in a Seasonally Dry Tropical Forest. **Journal of Agricultural Science**, v. 10, n. 12, 2018.

VIDAL-TORRADO, P. et al. Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas. **In: Tópicos em Ciência do Solo**, v. 4. p. 145-192, 2005.

VOLKOFF, B. et al. Húmus e mineralogia dos horizontes superficiais de três solos de campo de altitude dos Estados de Minas Gerais, Paraná e Santa Catarina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, 8 (3):277-283, 1984.

WENDLING, B. et al. Carbono orgânico e agregados de um Latossolo Vermelho sob diferentes manejos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 40, n. 5, p. 487-494, 2005.

WILDING, L. P. et al. Source and distribution of sodium in solonetzic soils in Illinois. **Soil Science Society of America**, v. 27, p. 432-438, 1963.

WINK, C. et al. Dinâmica do carbono e nitrogênio em plantações de eucalipto no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 39, p. 1623-1632, 2015.

YEOMANS, JC; BREMMER, JM. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v. 19, p. 1467-1476, 1988.

YUAN, Z. Q. et al. Topographic influences on soil properties and aboveground biomass in lucerne-rich vegetation in a semi-arid environment. **Geoderma**, v. 344, p. 137-143, 2019.

ZHANG, X. C.; NORTON, L. D. Effect of exchangeable Mg on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils. **Journal of Hydrology**, v. 260, p. 194-205, 2002.

ZHOU, X. et al. Soil extractable carbon and nitrogen, microbial biomass and microbial metabolic activity in response to warming and increased precipitation in a semiarid Inner Mongolian grassland. **Geoderma**, n. 206, p. 24-31, 2013.

ZINN, Y. L. et al. Texture and organic carbon relations described by a profile pedotransfer function for Brazilian Cerrado soils. **Geoderma**, v. 127, p. 168-173, 2005.