

UFRRJ
INSTITUTO DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
AGRONOMIA - CIÊNCIA DO SOLO

TESE

Gênese e Classificação de Solos da Bacia
Sedimentar do Araripe

Carlos Roberto Pinheiro Junior

2022



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
CIÊNCIA DO SOLO**

**GÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS DA BACIA
SEDIMENTAR DO ARARIPE**

CARLOS ROBERTO PINHEIRO JUNIOR

Sob orientação do Professor
Marcos Gervasio Pereira

e coorientação da Professora
Lúcia Helena Cunha dos Anjos

Tese submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor**, no Programa de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo, Área de Concentração em Pedologia e Física do Solo.

Seropédica - RJ
Maio de 2022

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro
Biblioteca Central/Seção de Processamento Técnico

Ficha catalográfica elaborada
Com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

P654g

Pinheiro Junior, Carlos Roberto, 1994-
Gênese e classificação de solos da Bacia Sedimentar do Araripe /
Carlos Roberto Pinheiro Junior. – Seropédica, 2022.
103 f. : il.

Orientador: Marcos Gervasio Pereira.
Tese (Doutorado). – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro,
Programa de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo, 2022.

1. Pedogênese. 2. Black soils. 3. Solos carbonáticos. 4. Umbric Ferralsols.
I. Pereira, Marcos Gervasio, 1965-, orient. II. Universidade Federal Rural do Rio
de Janeiro. Programa de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo III.
Título.

É permitida a cópia parcial ou total desta Tese, desde que seja citada a fonte.

**O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de
Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.**

O trabalho foi realizado com apoio da FAPERJ Bolsa E_26/202.818/2018.

**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA - CIÊNCIA DO SOLO**

CARLOS ROBERTO PINHEIRO JUNIOR

Tese submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor**, no Programa de Pós-Graduação em Agronomia - Ciência do Solo, área de concentração em Pedologia e Física do Solo.

TESE APROVADA EM: 28/04/2022.

Marcos Gervasio Pereira. Dr. UFRRJ
Orientador

Jolimar Antonio Schiavo. Dr. UEMS

Fábio Soares de Oliveira. Dr. UFMG

Sheila Aparecida Correia Furquim. Dra. UNIFESP

Milton César Costa Campos. Dr. UFPB

DEDICATÓRIA

*O que é que pode fazer o homem comum
Neste presente instante senão sangrar?
Tentar inaugurar
A vida comovida
Inteiramente livre e triunfante?
O que é que eu posso fazer
Com a minha juventude
Quando a máxima saúde hoje
É pretender usar a voz?
O que é que eu posso fazer
Um simples cantador das coisas do porão?
Deus fez os cães da rua pra morder vocês
Que sob a luz da lua
Os tratam como gente - é claro! - aos pontapés
Era uma vez um homem e o seu tempo
Botas de sangue nas roupas de Lorca
Olho de frente a cara do presente e sei
Que vou ouvir a mesma história porca
Não há motivo para festa: Ora esta!
Eu não sei rir à toa!
Fique você com a mente positiva
Que eu quero é a voz ativa (ela é que é uma boa!)
Pois sou uma pessoa
Esta é minha canoa: Eu nela embarco
Eu sou pessoa!
A palavra pessoa hoje não soa bem
Pouco me importa!
Não! Você não me impediu de ser feliz!
Nunca jamais bateu a porta em meu nariz!
Ninguém é gente!
Nordeste é uma ficção! Nordeste nunca houve!
Não! Eu não sou do lugar dos esquecidos!
Não sou da nação dos condenados!
Não sou do sertão dos ofendidos!
Você sabe bem: Conheço o meu lugar!*

(Conheço meu lugar, de Belchior)

Aos meu pais
Carlos Roberto Pinheiro e Gerúzia Mária Macêdo Pinheiro e
À minha amada esposa Camila Cristina Gomes Ferreira de Oliveira
DEDICO

AGRADECIMENTOS

Ao Deus de Spinoza por emanar da natureza, das paisagens, dos rios, das montanhas, dos solos, e por nos livrar do medo do castigo eterno.

À minha esposa Camila Cristina Gomes Ferreira de Oliveira pelo companheirismo, amor e todo apoio emocional na vida e durante todo o doutorado, especialmente nas crises de ansiedade durante a pandemia da Covid-19.

Aos meus pais Carlos Roberto Pinheiro e Gerúzia Márcia Macêdo Pinheiro, por todo carinho, amor e incentivo.

Ao meu orientador, amigo e padrinho Marcos Gervasio Pereira por todos os ensinamentos e contribuição na minha formação profissional e pessoal. Por toda paciência e aconselhamentos diante dos meus diversos momentos de preocupação e ansiedade, e pelo exemplo de dedicação e profissionalismo.

À minha coorientadora Lúcia Helena Cunha dos Anjos pela amizade, orientação e pelo seu papel fundamental na governança do solo no Brasil.

Ao amigo Tiago Rodrigues Tavares pelo auxílio nas análises espectrais e fluorescência de raios-X.

Aos amigos e pais adotivos, Ivo Mariano de Oliveira e Kátia Falcão Garcia pelos incríveis momentos compartilhados e profundas reflexões sociais e religiosas.

Ao ex-governador Ciro Ferreira Gomes pela revolução que proporcionou na educação básica do meu amado estado do Ceará.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ), pela concessão de bolsas e auxílio financeiro para desenvolvimento da pesquisa.

RESUMO GERAL

PINHEIRO JUNIOR, Carlos Roberto. **Gênese e classificação de solos da Bacia Sedimentar do Araripe**. 2022. 103f. Tese (Doutorado em Agronomia - Ciência do Solo). Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2022.

Apesar dos diversos estudos litoestratigráficos e paleontológicos, pouco se conhece sobre a gênese dos solos na bacia sedimentar do Araripe e os principais fatores e processos atuantes, assim como o papel desses solos no armazenamento de carbono orgânico e inorgânico. Neste estudo foram avaliados (i) a atuação da pedogênese e a intemperização de solos formados a partir de folhelhos e arenitos finos sob vegetação de Caatinga no Vale do Cariri; (ii) os mecanismos de acumulação de carbono orgânico e inorgânico de *black soils* formados a partir de calcário sob vegetação de Cerrado e; (iii) os principais compartimentos da matéria orgânica de *Umbric Ferralsols* formados a partir de arenitos grossos sob vegetação de Mata Atlântica. No Vale do Cariri, os valores do índice Ki ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) e da razão Fed/Fet indicam um grau de intemperismo baixo, condicionado principalmente pelo clima seco. A partir dos espectros de mid-IR foi possível identificar feições de absorção associadas à calcita, silicatos de Mg, ilita e interestratificações de ilita-esmectita. Esses minerais foram interpretados como de origem autigênica, formados a partir de processos de evaporação em ambientes lacustres. Apesar da menor influência do fator relevo e da baixa atuação de processos pedogenéticos, evidências incipiente de translocação argila foi observada no perfil no terço superior da paisagem. Nos *black soils* formados a partir de calcários, os altos teores de carbono orgânico associada aos minerais (MAOC), alta razão MAOC/carbono orgânico do solo e baixa razão C/N indicam um elevado grau de transformação e estabilização da matéria orgânica dos solos. Os altos teores de argilas 2:1 e Ca^{2+} trocável favorecem o mecanismo de estabilização por interação organo-mineral. O predomínio de carbonatos de origem geogênica (fragmentos de calcário na fração areia) indica uma baixa dissolução dos mesmos. Entretanto, através da avaliação micromorfológica, carbonatos pedogenéticos podem ser observados no topo do horizonte B dos solos, onde a pressão de CO_2 é menor. A variação do relevo parece ter influência no carbono inorgânico de solos apenas na parte mais baixa da paisagem, favorecendo uma maior umidade e maior atividade de raízes em profundidade, elevando a pressão de CO_2 e dificultando a reprecipitação dos carbonatos apesar dos altos valores de pH e Ca^{2+} trocáveis. Nos solos classificados como *Umbric Ferralsols* da Chapada do Araripe, fragmentos de carvão foram observados nas frações grossas, representando um importante compartimento de carbono devido a elevada recalcitrância. Os elevados teores do carbono da fração leve livre (C-FLF) sugerem elevados *inputs* de carbono pela vegetação nativa. Os altos teores de carbono orgânico particulado residual (POCres) podem ter subestimado os teores da fração leve intragregado (C-ILF), tendo em vista os baixos teores de C-ILF apesar de todos os horizontes possuírem estrutura granular fortemente desenvolvida. Devido a relevância das frações leves, mudanças no uso da terra podem reduzir drasticamente o teor de carbono nos *Umbric Ferralsols* da Chapada do Araripe.

Palavras-chave: Pedogênese. *Black soils*. Solos carbonáticos. *Umbric Ferralsols*.

GENERAL ABSTRACT

PINHEIRO JUNIOR, Carlos Roberto. **Genesis and classification of soils in the Araripe Sedimentary Basin**. 2022. 103p. Thesis (Doctor Science in Agronomy – Soil Science). Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2022.

Despite several lithostratigraphic and paleontological studies, there are only few studies about the genesis of soils in the Araripe Sedimentary Basin and the main factors and processes at work, as well as the role of these soils in the storage of organic and inorganic carbon. In this study we evaluated (i) the action of pedogenesis and weathering of soils formed from shales and fine sandstones under Caatinga vegetation in the *Vale do Cariri*; (ii) the mechanisms of organic and inorganic carbon accumulation of black soils formed from limestone under Cerrado vegetation; and (iii) the main soil organic matter compartments of Umbric Ferralsols formed from coarse sandstones under Subcaducifolic Tropical Forest vegetation. The values of Ki index ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) and Fed/Fet ratio indicate a low degree of weathering, conditioned mainly by a dry climate. From the mid-IR spectra, absorption features associated with calcite, Mg-silicate, illite, and smectite-illite interstratifications were identified. These minerals were interpreted to have originated authigenically, formed from evaporation processes in lacustrine environments. Despite the smaller influence of the relief and the low action of pedogenetic processes, incipient evidence of clay translocation is observed in the profile located in the upper third of the landscape. In black soils formed from limestone, the combination of high mineral-associated organic carbon (MAOC) content, high MAOC/soil organic C ratio, and low C/N ratio indicates a high degree of transformation and stabilization the organic matter in these soils. The high levels of 2:1 clays and exchangeable Ca^{2+} benefits the stabilization of organic C by means of organic–mineral interactions. Additionally, the dominance of carbonates of geogenic origin (limestone particles in the sand fraction) is indicative of the low dissolution of these carbonates. Through micromorphological evaluation, pedogenic carbonates were observed at the top of the B horizon of these soils, where the carbon dioxide (CO_2) pressure is lower. The variation in relief influences only on inorganic carbon of soils in the lower third of the landscape. This favored high humidity and root activity at depth, increasing the CO_2 pressure and hindering the re-precipitation of carbonates, despite the high pH and abundance of exchangeable Ca^{2+} . In the soils classified as Umbric Ferralsols of the Chapada do Araripe, charcoal fragments were observed in the coarse fractions, representing an important carbon pool due to the high recalcitrance. The high carbon contents of the free light fraction (C-FLF) suggest high carbon inputs by native vegetation. The high contents of residual particulate organic carbon (POCres) may have underestimated the contents of the light intraggregate fraction (C-ILF), given the low contents of C-ILF, despite the fact that all horizons have a strongly developed granular structure. Due to the relevance of the light fractions, land use changes can drastically reduce the carbon content in the Umbric Ferralsols of the Chapada do Araripe.

Key-words: Pedogenesis. Black soils. Carbonate soils. Umbric Ferralsols.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa geológico simplificado e localização da topossequência coletada no Vale do Cariri, bacia do Araripe.....	7
Figura 2. Perfis de solo coletados nas posições de topo (P1), terço superior (P2), terço médio (P3) e terço inferior (P4).	8
Figura 3. Conteúdo de óxidos pedogenéticos de perfis de solos de uma topolitossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe em P1 (A), P2 (B), P3 (C) e P4 (D).	17
Figura 4. Formas de ferro livre em perfis de solos em uma topolitossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe em P1 (A), P2 (B), P3 (C) e P4 (D).	18
Figura 5. Química total de perfis de solos em uma topolitossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe em P1 (A), P2 (B), P3 (C) e P4 (D).	19
Figura 6. Relação entre o conteúdo dos principais elementos químicos de perfis de solos em uma topolitossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe.....	20
Figura 7. Razão titânio/zircão e índices de intemperismo de perfis de solos em topolitossequência no Vale do Araripe, bacia do Araripe, em P1 (A), P2 (B), P3 (C) e P4 (D).	21
Figura 8. Comportamento espectral (Vis-NIR) de perfis de solos em uma topolitossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe. (a) P1- topo; (b) P2 – terço superior; (c) P3 – terço médio; (d) P4 – terço inferior. Hm = hematita; Gh = goethita.....	22
Figura 9. Comportamento espectral (Mid-IR) de P1 na posição de topo da paisagem.	24
Figura 10. Comportamento espectral (Mid-IR) de P2 na posição de terço superior da paisagem.	25
Figura 11. Comportamento espectral (Mid-IR) de P3 na posição de terço médio da paisagem.	26
Figura 12. Comportamento espectral (Mid-IR) de P4 na posição de terço inferior da paisagem.	27
Figura 13. Feições de carbonatos no horizonte 6Ck5 de P3 (a) e no horizonte 8Ck7 e 9Ck8 de P4.	31
Figura 14. Representação esquemática da localização da área de estudo, geologia e perfis de solo. P5 (A); P6 (B); P7 (C).	45
Figura 15. Relação entre os teores de CaCO ₃ a Ca (a) e Mg (b) dos solos estudados.	51
Figura 16. Distribuição em profundidade dos teores de carbono orgânico (SOC) e inorgânico (SIC) do solo em P5 (a), P6 (b) e P7 (c).	52
Figura 17. Comportamento espectral na região Mid-IR de P5 (a), P6 (b) e P7 (c).	54
Figura 18. Nódulo de Fe impregnado (a); (b); (c); Preenchimento de carbonato com fábrica birrefringente poroestriada (setas vermelhas) e micronódulos de carbonato (setas amarelas) em Bik1-P5 (d); revestimentos de carbonatos (setas vermelhas) e micronódulos de carbonato (setas amarelas) em Bik-P6 (V: poro); (e); e biosferulíto de minhoca preenchido com calcita in Bik1-P7 (f). Luz polarizada plana (PPL): (a); (b); (c). Luz polarizada cruzada (XPL): (d); (e); (f).	56
Figura 19. Localização da área de estudo e perfis de solos coletados na Chapada do Araripe, Ceará – Brasil. P8 (A); P9 (B); P10 (C).	70
Figura 20. Teores de carbono total (TC), carbono orgânico do solo (SOC), nitrogênio total (TN), razão C/N e $\delta^{13}\text{C}$ em P8 (A); P9 (B) e P10 (C).	78
Figura 21. Teores de carbono da fração leve livre (C-FLF); fração leve intragregado (C-ILF); carbono orgânico particulado residual (COPres); carbono orgânico oxidável por permanganato (POXC); fração ácido húmico (HAF); fração ácido fúlvico (FAF); e humina de P8 (A); P9 (B) e P10 (C).	80

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Informações gerais da paisagem e perfis de solo no Vale do Cariri, bacia do Araripe.	9
Tabela 2. Atributos morfológicos de perfis de solos em uma topossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe.	12
Tabela 3. Atributos físicos de perfis de solos em uma topossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe.	13
Tabela 4. Atributos químicos de perfis de solos em uma topossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe.	15
Tabela 5. Informações gerais da paisagem e dos perfis de solos coletados.	46
Tabela 6. Atributos morfológicos e físicos de black soils na bacia do Araripe.	48
Tabela 7. Atributos químicos de black soils na bacia do Araripe.	50
Tabela 8. Conteúdo de óxidos pedogenéticos de black soils na bacia do Araripe.	51
Tabela 9. Frações de carbono orgânico e nitrogênio total de horizontes superficiais de black soils na bacia do Araripe.	53
Tabela 10. Atributos morfológicos e granulométricos de Umbric Ferralsols da Chapada do Araripe, Ceará – Brasil.	74
Tabela 11. Atributos químicos de Umbric Ferralsols na Chapada do Araripe, Ceará – Brasil.	75
Tabela 12. Conteúdo de óxidos pedogenéticos de Umbric Ferralsols da Chapada do Araripe, Ceará – Brasil.	77

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO GERAL	1
2. CAPÍTULO I.....	2
PEDOGÊNESE SOBRE FORMAÇÕES JURÁSSICAS NA BACIA DO ARARIPE, NORDESTE – BRASIL: INTEMPERISMO E MATERIAL DE ORIGEM.....	2
2.1 RESUMO	3
2.2 ABSTRACT	4
2.3 INTRODUÇÃO	5
2.4 MATERIAL E MÉTODOS	7
2.4.1 Localização, Área do Estudo e Amostragem.....	7
2.4.2 Análises Físicas e Químicas	9
2.4.3 Espectroscopia de Reflectância Vis-NIR e Mid-IR.....	10
2.4.4 Classificação de Solos	11
2.5 RESULTADOS	12
2.5.1 Atributos Morfológicos e Físicos	12
2.5.2 Atributos Químicos.....	14
2.5.3 Óxidos Pedogenéticos, Formas de Ferro Livre e Química Total.....	17
2.5.4 Razão Ti/Zr e Índices de Intemperismo.....	20
2.5.5 Espectros de Vis-NIR e Mid-IR.....	21
2.5.6 Classificação de Solos	28
2.6 DISCUSSÃO.....	29
2.6.1 Influência da Formação Missão Velha	29
2.6.2 Influência da Formação Brejo Santo	30
2.6.3 Evidências Incipientes de Pedogênese.....	32
2.7 CONCLUSÕES.....	33
2.8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	34
3. CAPÍTULO II.....	41
<i>BLACK SOILS</i> NA BACIA DO ARARIPE, NE BRAZIL: ACUMULAÇÃO DE CARBONO ORGÂNICO E INORGÂNICO EM UMA SEQUÊNCIA <i>CHERNOZEM-KASTANOZEM- PHAEOZEM</i>	41
3.1 RESUMO	42
3.2 ABSTRACT	43
3.3 INTRODUÇÃO	44
3.4 MATERIAL E MÉTODOS	45
3.4.1 Localização, Área do Estudo e Amostragem.....	45
3.4.2 Análises Físicas e Químicas	46
3.4.3 Análises de Carbono do Solo e Nitrogênio Total	47
3.4.4 Espectros de Mid-IR	47
3.4.5 Micromorfologia do Solo.....	47
3.5 RESULTADOS	48
3.5.1 Atributos Morfológicos e Físicos	48
3.5.2 Atributos Químicos.....	49
3.5.3 Carbono Orgânico e Inorgânico do Solo	51
3.5.4 Frações do Carbono Orgânico do Solo e Nitrogênio Total	52
3.5.5 Espectros de Mid-IR	53
3.5.6 Micromorfologia do Solo.....	55
3.6 DISCUSSÃO.....	57
3.6.1 Acumulação de Carbono Orgânico.....	57

3.6.2 Acumulação de Carbono Inorgânico	58
3.7 CONCLUSÕES.....	60
3.8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61
4. CAPÍTULO III	66
MECANISMO DE ACUMULAÇÃO DE CARBONO ORGÂNICO EM <i>UMBRIC FERRALSOLS</i> NA CHAPADA DO ARARIPE, NE – BRASIL	66
4.1 RESUMO	67
4.2 ABSTRACT	68
4.3 INTRODUÇÃO	69
4.4 MATERIAL E MÉTODOS	70
4.4.1 Localização, Área do Estudo e Amostragem.....	70
4.4.2 Análises Físicas e Químicas	70
4.4.3 Análises de Carbono do Solo e Nitrogênio Total	71
4.4.3 Abundância Isotópica de $\delta^{13}\text{C}$	72
4.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	73
4.5.1 Morfologia e Atributos Gerais dos Solos	73
4.5.2 Carbono e Nitrogênio do Solo e Isótopos de ^{13}C	77
4.5.3 Frações de Carbono Orgânico do Solo	79
4.6 CONCLUSÕES.....	82
4.7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
5. CONCLUSÕES GERAIS	87
6. ANEXOS.....	88

1. INTRODUÇÃO GERAL

A bacia do Araripe, localizada no extremo sul do Estado do Ceará, abrange também parte dos Estados de Pernambuco, Piauí e Paraíba é a maior bacia sedimentar do interior do Nordeste e considerada uma das mais importantes bacias fossilíferas do Cretáceo. As características mais marcantes da bacia são oriundas dos eventos tectônicos que resultaram no rifteamento do Gondwana, sendo o principal responsável pela diversidade de feições geomorfológicas da região, com altitudes que variam de 330 a 950 metros.

Essas modificações de relevo são responsáveis pela ocorrência de diferentes condições de clima e padrões da vegetação. Nas áreas de menor cota, predomina o clima semiárido com vegetação de Caatinga, passando por clima tropical de período seco acentuado associado a vegetação de Cerrado nas escarpas da chapada do Araripe, até clima tropical chuvoso e floresta tropical subcaducifólia no topo da chapada.

Quanto à geologia, formações de idade Jurássica (pré-rift) são observadas nas margens da bacia no Vale do Cariri, onde ocorrem argilitos e siltitos (folhelhos) da Formação Brejo Santo, e arenitos finos da Formação Missão Velha. Calcários e evaporitos carbonáticos da Formação Santana são encontrados nas escarpas erosivas da chapada, enquanto no topo da chapada ocorrem os arenitos da Formação Exu. Apesar dos diversos estudos litoestratigráficos e paleontológicos realizados na região, pouco se conhece sobre a gênese dos solos na bacia sedimentar do Araripe e sua importância ambiental no que se refere a acumulação de carbono.

Considerando a rica geodiversidade da bacia sedimentar do Araripe, desenvolveu-se este estudo com as hipóteses de que (i) a grande variação de relevo (especialmente em macroescala), geologia e clima resultam na formação de solos com distintas características, conseqüentemente distribuídos em uma ampla gama de classes de solo; e que (ii) os solos formados em diferentes condições de vegetação e/ou a partir de material carbonático da bacia do Araripe atuam como importante armazenadores de carbono tanto nas formas orgânicas quanto inorgânicas.

Diante disto, objetivou-se caracterizar os atributos macro e micromorfológicos, físicos e químicos, e o comportamento espectral (vis-NIR e mid-IR) dos solos em diferentes condições ambientais na bacia do Araripe, além de caracterizar a matéria orgânica dos solos a partir do fracionamento das substâncias húmicas, da matéria orgânica lábil e do fracionamento físico densimétrico.

No Capítulo I foi avaliada a atuação dos processos pedogenéticos e intemperização dos solos em uma topossequência formada a partir de folhelhos e arenitos finos das formações Brejo Santo e Missão Velha, respectivamente. No Capítulo II foram avaliados os principais mecanismos de acumulação de carbono orgânico e inorgânico em uma topossequência composta por *Chernozem*, *Kastanozem* e *Phaeozem* formados a partir de calcários da Formação Santana (Membro Crato). No Capítulo III foram caracterizados os principais compartimentos da matéria orgânica de *Umbric Ferralsols* (Latossolos com horizonte A húmico) na chapada do Araripe.

2. CAPÍTULO I

PEDOGÊNESE SOBRE FORMAÇÕES JURÁSSICAS NA BACIA DO ARARIPE, NORDESTE – BRASIL: INTEMPERISMO E MATERIAL DE ORIGEM

2.1 RESUMO

A bacia do Araripe é considerada a maior bacia sedimentar do interior do Nordeste do Brasil e apesar da ampla diversidade de estudo litoestratigráficos, geomorfológicos e paleontológicos, pouco se sabe a respeito da formação dos solos e da atuação do intemperismo nesta região. O objetivo desse estudo foi caracterizar os atributos morfológicos, físicos e químicos, além do comportamento espectral de solos em uma topossequência sobre formações jurássicas da bacia do Araripe, buscando identificar os principais processos pedogenético atuantes, assim como o grau de intemperismo dos mesmos. Foi selecionada uma topolitossequência composta por quatro perfis de solo que foram descritos e amostrados em uma depressão semiárida com geologia composta por depósitos lacustres (folhelhos) e fluviais (arenitos). Foram realizadas as seguintes análises: granulométrica; complexo sortivo e carbonato de cálcio equivalente; carbono orgânico do solo; óxidos pedogenéticos; ferro por ditionito e oxalato; química total por fluorescência de raios-X; e análises espectrais (vis-NIR e mid-IR). A variabilidade dos atributos do solo como cor, textura, saturação por bases, atividade de argila e comportamento espectral (vis-NIR e mid-IR) refletem a predominante influência do material de origem em detrimento ao relevo. Os valores do índice Ki ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) e da razão Fed/Fet indicam um baixo grau de intemperismo, condicionado pelo clima seco. A partir dos espectros de mid-IR foi possível identificar feições de absorção associadas à calcita, silicatos de Mg, ilita e interestratificações de esmectita-ilita. Esses minerais foram interpretados como de origem autigênica, formados a partir de processos de evaporação em ambientes lacustres.

Palavras-chave: Folhelhos. Grupo Vale do Cariri. Espectros de solo. Silicatos de Mg. *Fluvisols*. Solos carbonáticos.

2.2 ABSTRACT

The Araripe Basin is the largest sedimentary basin in the countryside of Northeast Brazil. Despite the wide diversity of lithostratigraphic, geomorphological, and paleontological studies, there are only few studies about the pedogenesis and weathering. This study aimed to characterize the morphological, physical and chemical attributes, and the spectral behavior of soils in a toposequence over Jurassic formations of the Araripe Basin so as to identify the main pedogenetic processes, as well as their degree of weathering. A toposequence composed of four soil profiles was selected, described, and sampled in a semi-arid depression that is geologically composed of lacustrine (mudstones) and fluvial (sandstones) deposits. The following analyses were performed: particle size; sorptive complex and calcium carbonate equivalent; soil organic carbon; pedogenetic oxides; iron by dithionite and oxalate; total chemistry by X-ray fluorescence; and spectral analyses (vis-NIR and mid-IR). The variability of soil attributes such as color, texture, base saturation, clay activity, and spectral behavior (vis-NIR and mid-IR) reflects the predominant influence of the parent material on the relief factor. The values of Ki index ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) and Fed/Fet ratio indicate a low degree of weathering, conditioned by a dry climate. From the mid-IR spectra, absorption features associated with calcite, Mg-silicate, illite, and smectite-illite interstratifications were identified. These minerals were interpreted to have originated authigenically, formed from evaporation processes in lacustrine environments.

Keywords: Mudstones. Cariri Valley Group. Soil spectra. Mg-silicates. Fluvisols. Carbonate soils.

2.3 INTRODUÇÃO

A bacia do Araripe é considerada a maior bacia sedimentar do interior do nordeste do Brasil, com extensão de aproximadamente 9.000 km², ocupando o extremo sul do estado do Ceará e, em menor proporção, nos estados de Pernambuco, Piauí e Paraíba, (Assine, 1992). Suas características mais marcantes são oriundas dos eventos tectônicos responsáveis pelo rifteamento do Gondwana (Jurássico-Cretáceo) (Assine, 2007), resultando em uma ampla diversidade de feições geomorfológicas (Peulvast et al., 2008; Peulvast e Bétard, 2015), com cotas que variam de 330 a 950 metros (Brandão e Freitas, 2014).

Devido à rica geodiversidade da região (Silva et al., 2021), uma grande quantidade de estudos tem sido realizada buscando melhor compreender os processos de formação das principais feições litoestratigráficas (Assine, 2007; Scherer et al., 2014; Alencar et al., 2021), feições de evolução do relevo (Peulvast et al., 2008; Peulvast e Bétard, 2015, 2021) e registros paleontológicos (Martill et al., 2012; Catto et al., 2016; Turman et al., 2021).

A estratigrafia da bacia do Araripe pode ser dividida em quatro sequências tectônicas, sendo a segunda sequência, denominada de pré-rift, correspondente a depósitos lacustres e fluviais de idade jurássica das formações Brejo Santo e Missão Velha, respectivamente (Assine, 2007). Estas formações, pertencentes ao Grupo Vale do Cariri, estão inseridas em uma depressão semiárida no sopé da escarpa norte da Chapada da Araripe (Brandão e Freitas, 2014) e possuem características que refletem diferentes condições paleoclimáticas (Scherer et al., 2014; Fambrini et al., 2017).

Apesar do grande número de estudos estratigráficos, geomorfológicos e paleontológicos, não há registros na literatura de estudos a respeito da gênese do solo e atuação de processos de intemperismo na sequência jurássica (pré-rift) da bacia do Araripe. O estudo da gênese do solo possui íntima relação com os conceitos de biogeoquímica e busca compreender a influência dos fatores e processos nas propriedades físicas, químicas e mineralógicas dos solos, assim como sua distribuição na paisagem (Buol et al., 2011). Esses estudos exigem especial atenção principalmente em ambientes áridos e semiáridos devido a maior fragilidade relacionada a problemas como deficiência de água, susceptibilidade a erosão, acumulação de sais e perda de fertilidade (Corti et al., 2020), os quais ameaçam a funcionalidade do solo.

O intemperismo atua na modificação das propriedades físicas e químicas dos minerais e sua intensidade mostra-se intimamente relacionada com as condições climáticas. Em função do grau de intemperismo em regiões de clima semiárido, o material de origem é o principal responsável pela variabilidade dos atributos do solo, especialmente mineralógicos, havendo menor influência do fator relevo (Câmara et al., 2021; Kalinin et al., 2021). Via de regra, alterações mineralógicas mais significativas nesses ambientes de clima semiárido ocorrem predominantemente em proporções de macro escala, quando as variações na topografia resultam em modificações climáticas, criando zonas de maior umidade que intensificam as reações de hidrólise e a remoção de sílica (Bétard, 2012). Apesar disso, é conhecido que uma maior intemperização sob clima semiárido pode ocorrer em nível de micro relevo (e.g., superfícies côncavas, convexas e planas) (Oliveira et al., 2018), o que foi pouco explorado em trabalhos científicos.

A reflexão difusa nas faixas espectrais do visível e infravermelho próximo (vis-NIR: 400 a 2500 nm) e infravermelho médio (mid-IR: 2500 a 25000 nm ou 4000 a 400 cm⁻¹) permitem avaliações qualitativa e quantitativas de atributos mineralógicos, físicos e químicos do solo, sendo bastante utilizadas como ferramentas pedométricas (Demattê e Terra, 2014; Terra et al., 2015; Moura-Bueno et al., 2019; Coblinski et al., 2020; Ramos et al., 2020; Silveiro et al., 2020; Souza et al., 2020). Quando realizadas em profundidade, i.e., adquirindo espectros de cada horizonte do perfil, análises espectrais permitem inferências sobre a atuação de processos pedogenéticos e intemperismo (Rizzo et al., 2014; Vasques et al., 2014; Terra et al., 2018; Di

Iorio et al., 2019; Marques et al., 2019). Além disso, estas análises são realizadas de maneira rápida, sem uso de reagentes e requerem mínimo preparo de amostras, viabilizando aquisições espectrais tanto em laboratório (Demattê e Terra, 2014; Terra et al., 2018) quanto diretamente no campo (Pei et al., 2019; Wijewardane et al., 2020).

Diante do exposto, o presente trabalho objetivou caracterizar os atributos morfológicos, físicos e químicos e o comportamento espectral de solos em uma topossequência no Vale do Cariri, buscando identificar os principais processos pedogenéticos atuantes, assim como o grau de intemperismo dos mesmos.

2.4 MATERIAL E MÉTODOS

2.4.1 Localização, Área do Estudo e Amostragem

A área de estudo está localizada no município de Missão Velha, região Sul do estado do Ceará (NE, Brasil) e inserida no Vale do Cariri (bacia do Araripe). Nesta região, predominam formações jurássicas (pré-rifte), tais como os argilitos e siltitos carbonáticos da Formação Brejo Santo e arenitos finos da Formação Missão Velha, sendo tais formações intercaladas por depósitos aluviais recentes (Figura 1).

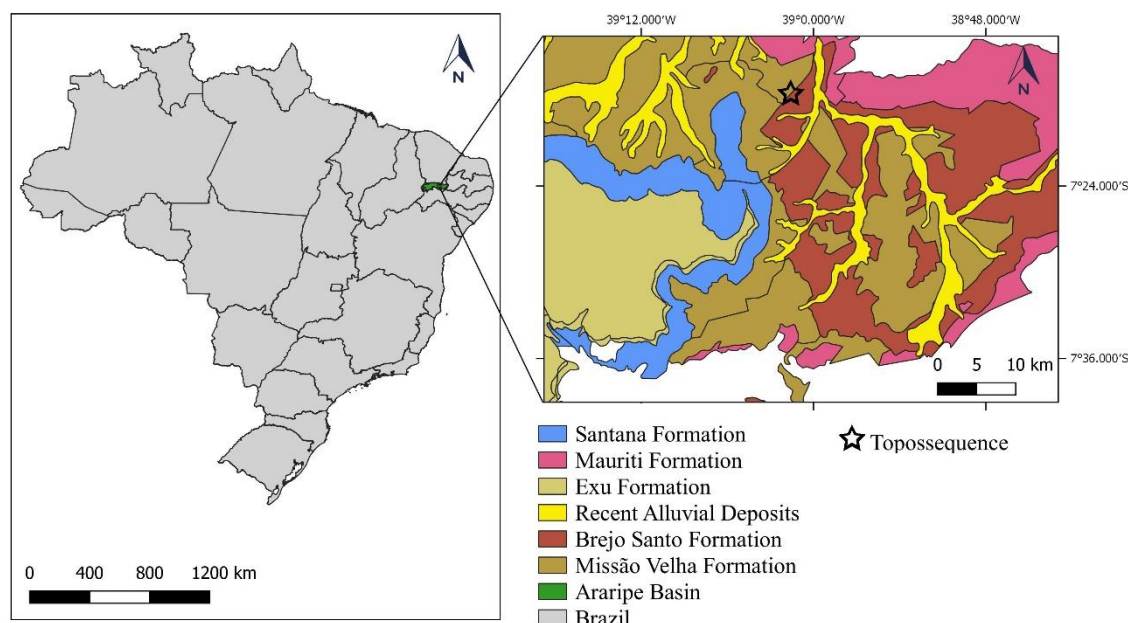


Figura 1. Mapa geológico simplificado e localização da topossequência coletada no Vale do Cariri, bacia do Araripe.

O clima da região é do tipo BSw'h', semiárido quente e seco, e a vegetação nativa é classificada como Caatinga hipoxerófila de porte arbustivo-arbóreo (FUNCEME, 2012). A geomorfologia é caracterizada por uma depressão em amplo anfiteatro no sopé da escarpa norte da Chapada do Araripe, com relevo variando de plano a suave ondulado, entre 330 e 450 m de altitude (Brandão e Freitas, 2014).

Uma topolitossequência foi selecionada para abertura de trincheiras nas posições de topo (P1), terço superior (P2), terço médio (P3) e terço inferior (P4) (Figura 2), seguida da descrição morfológica (Santos et al., 2015) e coleta de amostras deformadas dos horizontes descritos para realização das análises físicas e químicas. Informações gerais da paisagem e dos perfis descritos e amostrados encontram-se na Tabela 1.

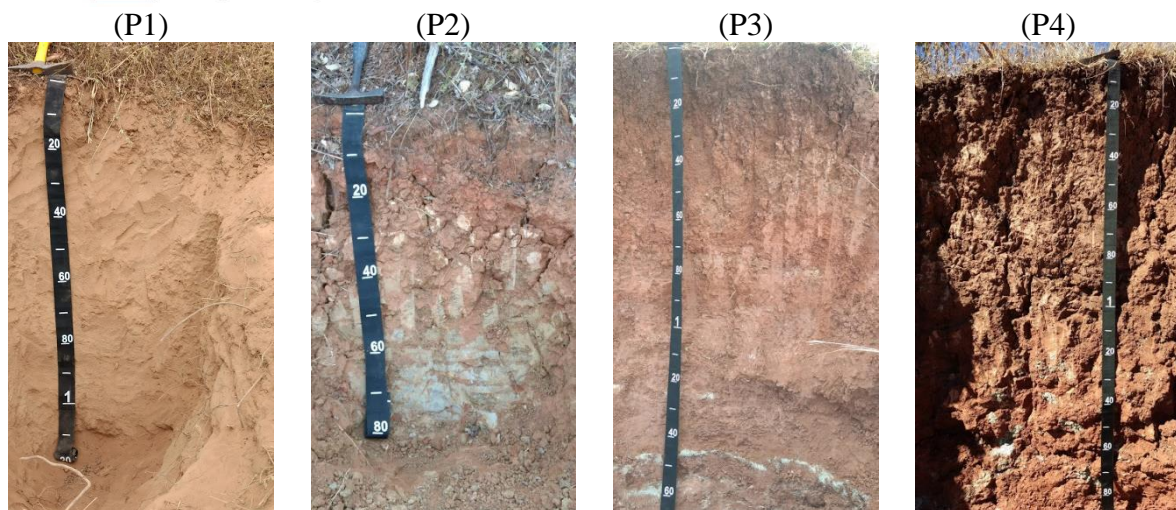
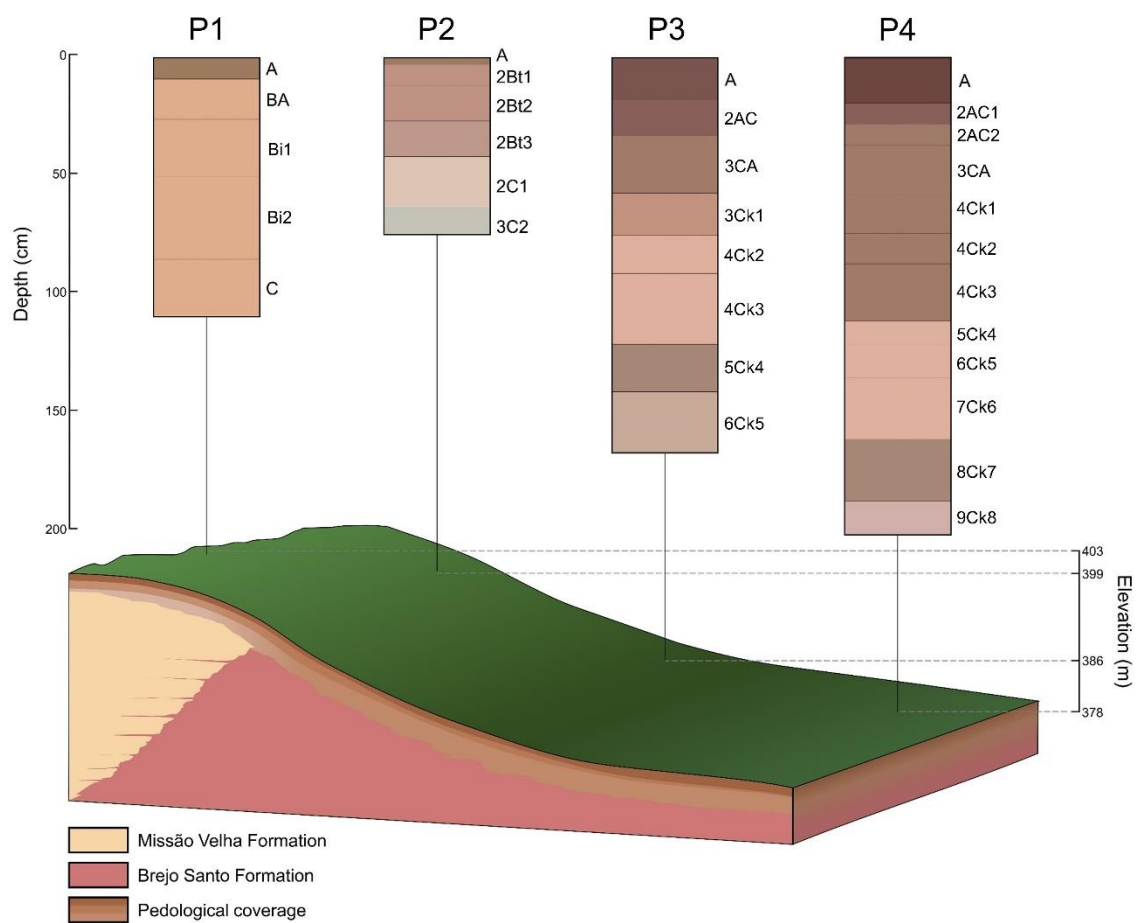


Figura 2. Perfis de solo coletados nas posições de topo (P1), terço superior (P2), terço médio (P3) e terço inferior (P4).

Tabela 1. Informações gerais da paisagem e perfis de solo no Vale do Cariri, bacia do Araripe.

Perfil	Posição na paisagem / elevação	Relevo local / declividade	Material de origem	Drenagem
P1	Topo / 403 m	Suave ondulado / 5%	Arenitos finos pouco ferruginosos da Formação Missão Velha	Bem drenado
P2	Terço superior / 399 m	Ondulado / 12%	Folhelhos avermelhados da Formação Brejo Santo e sedimentos coluviais de arenitos finos pouco ferruginosos da Formação Missão Velha	Bem drenado
P3	Terço médio / 386 m	Ondulado / 19%	Folhelhos avermelhados da Formação Brejo Santo	Bem drenado
P4	Terço inferior / 378 m	Suave ondulado / 6%	Folhelhos avermelhados da Formação Brejo Santo	Bem drenado

2.4.2 Análises Físicas e Químicas

As amostras deformadas foram secas ao ar, maceradas e peneiradas (< 2 mm) para obtenção da fração terra fina seca ao ar (TFSA), a partir das quais foram realizadas as análises físicas e químicas. Os teores de areia grossa (0,2-2 mm) e areia fina (0,2-0,053 mm) foram quantificados por tamisação, enquanto os teores de argila total (dispersada) e argila não floculada (dispersa apenas em água destilada) foram quantificados pelo método da pipeta (Day, 1965). Os teores de silte foram determinados a partir da diferença entre os teores de areia total mais argila total. A partir dos resultados foram calculados o grau de floculação de argila [(argila total – argila dispersa em água) x 100/ argila total], e as relações areia fina/areia grossa e silte/argila.

As análises dos atributos químicos do solo foram realizadas em TFSA de acordo com Teixeira et al. (2017). Foram quantificados: a) valores de pH, tanto em água, quanto em KCl 1 mol L⁻¹, ambos na proporção de 1:2,5; b) teores de Ca, Mg e Al utilizando solução extratora de KCl 1 mol L⁻¹, sendo Ca e Mg quantificados por complexometria titulados com solução EDTA e Al por titulação com NaOH; c) teores de Na, K e P utilizando solução extratora duplo ácido (HCl e H₂SO₄), sendo Na e K quantificados por fotometria de chama, e P por colorimetria; excepcionalmente para as amostras de pH alcalino (pH > 6,5), d) os teores de P foram determinados de acordo com Olsen et al. (1954), utilizando solução extratora de NaCO₃ 0,5 mol L⁻¹ a pH ajustado para 8,5, quantificados por colorimetria; e) teores de H+Al utilizando solução extratora acetado de cálcio 0,5 mol L⁻¹, quantificado por titulação com NaOH; f) teores de CaCO₃ a partir da solubilização dos carbonatos com solução HCl 0,5 mol L⁻¹ e posterior titulação com NaOH 0,25 mol L⁻¹. A partir dos resultados obtidos foram calculados ΔpH (pH KCl – pH H₂O), soma de bases (S), capacidade de troca catiônica do solo (T), saturação por bases (V%) e atividade da fração argila (CTC argila).

Para quantificação dos teores de carbono orgânico total as amostras foram maceradas e passadas por peneira com malha de diâmetro de abertura de 60 mesh (0,250 mm). Foi utilizada solução de dicromato de potássio (K₂Cr₂O₇) 0,167 mol L⁻¹ como agente oxidante em meio ácido, titulando-se o excesso com solução de sulfato ferroso amoniacal 0,20 mol L⁻¹ na presença do indicador ferroin (Yeomans e Bremner, 1988).

Para extração dos teores de SiO₂, Fe₂O₃ (Fet), Al₂O₃, e TiO₂ (óxidos pedogenéticos), as amostras de TFSA foram solubilizadas em solução de H₂SO₄ 1:1, levadas à placa aquecedora para fervura com posterior resfriamento e filtragem. A partir da solução filtrada foram determinados os valores de ferro, alumínio e titânio, e a determinação de sílica a partir dos

resíduos. A partir dos resultados obtidos foram calculados os índices Ki $[(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)*1,7]$ e Kr $\{(\text{SiO}_2/0,6)/[(\text{Al}_2\text{O}_3/1,02)+(\text{Fe}_2\text{O}_3/1,60)]\}$ (Teixeira et al., 2017).

As formas livres de ferro foram quantificadas de acordo com Teixeira et al. (2017), sendo realizada extração com solução de ditionito-citrato-bicarbonato de sódio, para quantificação das formas cristalinas somadas às formas amorfas (Fed). Enquanto a extração realizada com solução de oxalato ácido de amônio foi utilizada na quantificação apenas das formas amorfas (Feo). A partir dos extratos, os valores de Fed e Feo foram quantificados por espectrometria de absorção atômica. Os resultados foram utilizados para o cálculo das razões Feo/Fed e Fed/Fet, a fim de estimar, respectivamente, as relações entre formas amorfas de ferro (Feo) e o total de ferro livre (Fed) e entre o total de ferro livre (Fed) e o ferro na fração argila (Fet).

Os teores totais de Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Ti e Zr foram quantificados usando um espectrômetro de fluorescência de raios-X dispersiva de energia de bancada (EDXRF) (Shimadzu model 720, Japan), equipado com um tubo de raio-X 50 W Rh e um detector de Si(Li). As análises foram realizadas em amostras de pó com granulometria inferior a 270 mesh, as quais foram alocadas em um copo de amostra de raio-X selado com fina película de polipropileno de 4 μm de espessura. As condições instrumentais consistiram em tubo de raio-X configurado a 50 kV, corrente auto ajustada para que o dead time não excedesse 30%, tempo de permanência de 200 s e análise realizada sob vácuo. Foi utilizada uma calibração empírica utilizando materiais padrão de referência com teores conhecidos dos elementos de interesse. A qualidade do modelo foi verificada utilizando o material de referência BCR-2 da *United States Geological Survey* (USGS), a qual foi analisada junto as demais amostras e apresentou recuperações de 99,10; 98,30; 88,28; 87,02; 106,51; 113,05; 109,44 e 101,44% para Al, Si, Fe, Ca, Mg, K, Ti e Zr, respectivamente.

Com os teores dos elementos determinados foram calculados a razão titânio/zircão (Ti/Zr); razão cálcio/titânio (CTR = CaO/TiO_2) (Betard, 2012); razão sílica/titânio (STI = $(\text{SiO}_2/\text{TiO}_2) / (\text{SiO}_2/\text{TiO}_2 + \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2)$) (Jayawardena e Izawa, 1994); razão sílica/sesquióxidos (SSR = $\text{Si}/\text{Al}+\text{Fe}$) (Ruxton, 1968); índice de produtos da intemperização (WPI = $[(\text{SiO}_2/(\text{SiO}_2+\text{TiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3))\times 100]$) (Reiche, 1943).

2.4.3 Espectroscopia de Reflectância Vis-NIR e Mid-IR

Espectros vis-NIR foram obtidos com o FieldSpec Pro spectrometer (Analytical Spectral Devices, Inc., ASD, USA), que opera na faixa espectral de 350 a 2.500 nm com resolução espectral de 3 nm de 350 a 1100 nm e 10 nm de 1101 a 2500 nm. Como fonte de radiação foram utilizadas duas lâmpadas de halogênio de 50 W (MugLight®, Analytical Spectral Accessory, Inc., ASD, USA), posicionadas num ângulo de 90° entre si e distantes 35 cm da amostra com um ângulo zenital de 30°. O sensor utilizado capta a luz refletida por meio de um cabo de fibra óptica, o qual foi posicionado verticalmente a uma distância de 8 cm da superfície da amostra. A leitura espectral foi realizada em sala escura, para evitar interferência de luz natural. Antes do início da aquisição de dados, o sensor foi calibrado usando uma placa de espectro (sulfato de bário) com 100% de reflectância. Após isso, recalibrações foram feitas a cada 20 amostras. Para cada amostra, foram realizadas três leituras em posições diferentes (girando a amostra em 90°), onde cada uma resultou da média de 100 escaneamentos feitos pelo sensor. A partir destas três leituras, foi calculada a média dos espectros que representou aquela amostra nas análises subsequentes.

Os espectros de solo na região do infravermelho médio (mid-IR) foram obtidos com o Alpha FTIR Spectrometer (Bruker Optik GmbH, Germany) com um acessório de reflectância difusa na faixa de comprimento de onda de 4000 a 600 cm^{-1} , com resolução espectral de 2 cm^{-1} . Utilizou-se um placa de ouro difusa como referência de fundo. As leituras espectrais foram realizadas em duplicata, sendo cada uma composta pela média de 32 escaneamentos

consecutivos. A média destas medidas representaram cada uma das amostras nas análises subsequentes.

Os mesmos sistemas de sensores e protocolo de aquisição de dados utilizados neste estudo foram descritos por Santos et al. (2020). Os espectros de cada perfil foram submetidos à análise descritiva de modo a caracterizar a intensidade, forma e feições de absorção presentes nas curvas espectrais (Demattê et al., 2004; Demattê e Terra, 2014; Terra et al., 2018).

2.4.4 Classificação de Solos

De acordo com os atributos morfológicos, físicos e químicos, os perfis de solo foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (Santos et al., 2018) e com o *World Reference Base for Soil Resources* – WRB (IUSS Working Group WRB, 2015).

2.5 RESULTADOS

2.5.1 Atributos Morfológicos e Físicos

De maneira geral, foi observada uma grande variabilidade nos atributos morfológicos ao longo da toplotossequência (Tabela 2). A profundidade efetiva dos perfis variou de 73 a 201 cm, sendo os perfis mais profundos aqueles localizados na parte mais baixa (terço médio e inferior). Verificou-se o predomínio de matizes avermelhados (2.5YR e 10R) com cromas altos em subsuperfície, especialmente em P3 e P4, enquanto que em P1, o matiz 7.5YR foi observado em todos os horizontes.

Tabela 2. Atributos morfológicos de perfis de solos em uma toplotossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe.

Hor.	Prof. cm	Cor úmida	Estrutura	Classe textural	Efervescência HCl 10%
P1 (Topo) – <i>Dystric Cambisol (Loamic, Magnesian)</i>					
A	0-9	7,5YR 4/4	fr, mpe, bsa e fr, pe, gr.	Areia franca	Ausente
BA	9-26	7,5YR 5/4	fr, pe, ba	Areia franca	Ausente
Bi1	26-50	7,5YR 5/4	fr, pe, ba	Francoarenosa	Ausente
Bi2	50-85	7,5YR 5/4	fr, pe, ba	Francoarenosa	Ausente
C	85-109	7,5YR 5/4	Grão simples	Franco-argiloarenosa	Ausente
P2 (Terço superior) – <i>Abruptic Luvisol (Clayic, Magnesian)</i>					
A	0-3	7,5YR 4/4	fr a mo, pe, ba	Areia franca	Ausente
2Bt1	3-12	2,5YR 4/6	fo, gra, pr cp fo, pe, ba	Argila	Ausente
2Bt2	12-27	2,5YR 4/6	fo, gra, pr cp fo, pe, ba	Argila	Ausente
2Bt3	27-42	2,5YR 5/6	fo, gra, pr cp fo, pe, ba	Muito argilosa	Ausente
2C1	42-61	7,5YR 6/1	mo, pe, ba	Muito argilosa	Ausente
3C2	61-73	7,5YR 7/1	massive	Muito argilosa	Ausente
P3 (Terço médio) – <i>Eutric Fluvisol (Protocalcic)</i>					
A	0-18	2,5YR 3/3	mo a fo, pq, bsa	Argila	Ausente
2AC	18-33	2,5YR 3/4	mo a fo, pq, bsa	Franco-argilosa	Ausente
3CA	33-57	2,5YR 4/4	mo, gra, ba	Franca	Ausente
3Ck1	57-75	2,5YR 3/6	mo, mpe e pe, ba e bsa	Franco-siltosa	Ausente
4Ck2	75-91	2,5YR 4/6	mo, mpe e pe, ba e bsa	Franca	Ausente
4Ck3	91-121	2,5YR 4/6	fr, mpe e pe, ba e bsa	Franca	Ligeira
5Ck4	121-141	2,5YR 4/4	mo, gra, ba	Franca	Ausente
6Ck5	141-167	2,5YR 3/6	mo, me, ba	Franca	Forte
P4 (Terço inferior) – <i>Calcic Fluvisol (Alcalic, Clayic, Protovertic)</i>					
A	0-19	2,5YR 3/2	mo, pe, gr e mo, mpe e pe, bsa	Argila	Ligeira
2AC1	19-28	2,5YR 3/6	fo, me, pr cp mo a fo, pe, ba	Muito argilosa	Forte
3AC2	28-37	2,5YR 4/4	fo, me, pr cp mo a fo, pe, ba	Argila	Forte
3CA	37-57	2,5YR 4/4	fo, gra, pr cp fo, pe e me, ba	Argila	Forte
4Ck1	57-74	2,5YR 4/4	fo, gra, pr cp fo, pe e me, ba	Argila	Forte
4Ck2	74-87	2,5YR 4/4	fo, mgra, pr cp fo, me e gra, ba	Muito argilosa	Forte
4Ck3	87-111	2,5YR 4/4	fo, mgra, pr cp fo, me e gra, ba	Argila	Forte
5Ck4	111-121	2,5YR 4/6	fo, gra, pr cp fo, me, ba	Argilossiltosa	Forte
6Ck5	121-135	2,5YR 4/6	fo, gra, pr cp fo, me, ba	Argila	Forte
7Ck6	135-161	2,5YR 4/6	fo, gra, pr cp fo, pe e me, ba	Argila	Forte
8Ck7	161-187	10R 4/4	mo, pe, ba	Argilossiltosa	Forte
9Ck8	187-201 ⁺	10R 4/8	mo, me, ba	Argilossiltosa	Forte

Legenda: Hor. = horizonte; Prof. = profundidade fr = fraca; mo = moderada; fo = forte; mpe = muito pequena; pe = pequena; me = média; gra = grande; mgra = muito grande; gr = granular; ba = blocos angulares; bsa = blocos subangulares; pr = prismática; cp = composta por.

Quanto a estrutura, apenas os horizontes A de P1 e P4 apresentaram estrutura do tipo granular. Nos demais houve predomínio de blocos angulares com desenvolvimento variando de moderado a forte. Em subsuperfície, P2 e P4 foi observada, ainda, estrutura do tipo prismática fortemente desenvolvida. Por sua vez, P1 apresentou estrutura tipo blocos com fraco desenvolvimento no horizonte B e do tipo grão simples no horizonte C. Cerosidade pouca e fraca foi observada em ambos horizontes 2Bt1 e 2Bt2 de P2. A reação à efervescência a HCl foi observada em todos os horizontes de P4 e nos horizontes subsuperficiais de P3. Fendas desde a superfície até 100 cm de profundidade foram observadas em P4.

Houve grande variabilidade na granulometria ao longo da topossequência. Os maiores teores de areia total ($\geq 756 \text{ g kg}^{-1}$) foram observados em P1 (topo), predominando as classes texturais francoarenosa e areia franca (Tabela 3). Em todos os perfis estudados, os teores de areia fina foram superiores aos de areia grossa, com grande variação da relação areia fina/areia grossa (oscilando de 1,8 a 210,0) especialmente no P3. Os maiores teores de argila foram observados nos perfis P2 e P4, variando de 522 a 720 g kg^{-1} , enquanto os maiores teores de silte ocorrem em P3, chegando a 495 g kg^{-1} . Apenas em P3 os teores de silte foram superiores aos de argila. Com exceção de P1, os valores de atividade de argila foram altos ($\geq 27,5 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$), especialmente em P3, os quais alcançaram $201,1 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila, indicando a presença de argilas 2:1.

Tabela 3. Atributos físicos de perfis de solos em uma topossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe.

Hor ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾ cm	Areia			Silte	Argila			Areia fina Areia grossa	GF ⁽⁴⁾ %	CTC argila cmol _c kg ⁻¹
		Total	Fina	Grossa		Total	Nat ⁽³⁾	Silte Argila			
-----g kg ⁻¹ -----											
P1 (Topo) – <i>Dystric Cambisol (Loamic, Magnesian)</i>											
A	0-9	863	784	79	1	136	9	0,0	9,9	93	-
BA	9-26	836	765	71	22	142	14	0,2	10,8	90	19,2
Bi1	26-50	823	711	112	22	155	33	0,1	6,3	79	17,0
Bi2	50-85	796	702	94	28	176	59	0,2	7,5	66	14,4
C	85-109	756	628	128	15	229	102	0,1	4,9	55	18,4
P2 (Terço superior) – <i>Abruptic Luvisol (Clayic, Magnesian)</i>											
A	0-3	746	640	106	57	197	58	0,3	6,0	71	-
2Bt1	3-12	421	350	71	29	550	303	0,1	4,9	45	27,5
2Bt2	12-27	306	232	74	118	576	382	0,2	3,1	34	40,9
2Bt3	27-42	201	145	56	108	691	406	0,2	2,6	41	48,5
2C1	42-61	81	67	14	199	720	430	0,3	4,8	40	55,2
3C2	61-73	161	144	17	190	649	321	0,3	8,5	51	52,8
P3 (Terço médio) – <i>Eutric Fluvisol (Protocalcic)</i>											
A	0-18	317	261	56	203	480	210	0,4	4,7	56	-
2AC	18-33	322	316	6	354	324	89	1,1	52,7	73	-
3CA	33-57	422	420	2	346	232	37	1,5	210,0	84	135,6
3Ck1	57-75	292	290	2	495	213	79	2,3	145,0	63	170,8
4Ck2	75-91	371	366	5	386	243	67	1,6	73,2	72	143,2
4Ck3	91-121	391	385	6	384	225	62	1,7	64,2	72	153,8
5Ck4	121-141	415	411	4	414	171	24	2,4	102,7	86	201,1
6Ck5	141-167	409	391	18	415	176	96	2,4	21,7	45	197,2

Continua...

Continuação Tabela 3.

Hor. ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾ cm	Areia			Silte	Argila		Silte Argila	Areia fina Areia grossa	GF ⁽⁴⁾ %	CTC argila cmol _c kg ⁻¹
		Total	Fina	Grossa		Total	Nat ⁽³⁾				
P4 (Terço inferior) – <i>Calcic Fluvisol (Alcalic, Clayic, Protovertic)</i>											
A	0-19	335	214	121	143	522	284	0,3	1,8	46	-
2AC1	19-28	68	52	16	290	642	400	0,5	3,3	38	-
3AC2	28-37	105	70	35	310	585	366	0,5	2,0	37	-
3CA	37-57	104	76	28	305	591	390	0,5	2,7	34	59,3
4Ck1	57-74	97	62	35	326	577	389	0,6	1,8	33	59,0
4Ck2	74-87	75	54	21	323	602	381	0,5	2,6	37	56,0
4Ck3	87-111	80	56	24	347	573	375	0,6	2,3	35	58,4
5Ck4	111-121	56	48	8	404	540	316	0,7	6,0	41	60,7
6Ck5	121-135	62	58	4	382	556	362	0,7	14,5	35	58,9
7Ck6	135-161	66	55	11	379	555	375	0,7	5,0	32	61,0
8Ck7	161-187	24	22	2	438	538	378	0,8	11,0	30	60,6
9Ck8	187- 201+	26	20	6	446	528	371	0,8	3,3	30	63,7

Legenda: (1) Hor = horizonte; (2) Prof. = profundidade; (3) Nat.= argila natural; (4) GF – grau de flocculação = (argila total – argila natural) x 100 / argila total.

2.5.2 Atributos Químicos

Verificou-se grande variabilidade nos atributos químicos dos solos ao longo da topossequência (Tabela 4). De maneira geral, os valores de pH foram baixos nos perfis localizados na parte mais alta da paisagem, variando de moderado a fortemente ácido em P1 e P2, enquanto em P3 e P4, os valores de pH foram considerados fortemente alcalinos em quase todos os horizontes.

Apenas em P1 os teores de Ca²⁺ e Mg²⁺ foram considerados baixos, nos demais perfis os teores foram altos, podendo atingir valores de 28,8 e 25,8 cmol_c kg⁻¹, respectivamente. Em quase todos os horizontes de P1, P2 e em subsuperfície de P4 os valores de Mg²⁺ foram superiores aos de Ca²⁺. Com exceção de P1, os teores de K⁺ foram altos, contudo, inferiores aos teores de Na⁺. Apesar da maior quantidade de Na⁺, o teor máximo foi de 1,08 cmol_c kg⁻¹, refletindo em baixa saturação por sódio em todos os perfis.

Os valores de H+Al variaram de 1,3 a 3,1 cmol_c kg⁻¹ em P1 e P2, enquanto que em P3 e P4 foram nulos em quase todos os horizontes. Quanto a saturação por bases, apenas em P1 foi observado valor de V% < 50, nos demais perfis, a saturação variou entre 75 e 100%. Em todos os perfis, os valores de P foram muito baixos, atingindo teor máximo de 7 mg kg⁻¹ no horizonte BCK de P4. A presença de carbonatos foi evidenciada nos perfis do terço médio e inferior, variando de 49 a 100 g kg⁻¹ em P3 e de 53 a 249 g kg⁻¹ em P4. Em todos os perfis, o carbono orgânico total foi baixo, especialmente em P1, com apenas 7,1 g kg⁻¹ no horizonte superficial.

Tabela 4. Atributos químicos de perfis de solos em uma topossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe.

Hor ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾ cm	pH		Δ pH	Al	Ca	Mg	Na	K	H+Al	S ⁽³⁾	T ⁽⁴⁾	V ⁽⁵⁾ %	P		CaCO ₃ eq. ⁽⁸⁾ g kg ⁻¹	COT ⁽⁹⁾ g kg ⁻¹	
		H ₂ O	KCl											M ⁽⁶⁾ mg kg ⁻¹	O ⁽⁷⁾ mg kg ⁻¹			
<i>P1 (Topo) – Dystric Cambisol (Loamic, Magnésic)</i>																		
A	0-9	5,52	4,35	-1,17	0,0	2,1	1,1	0,04	0,03	2,5	3,27	5,75	57	3	-	-	7,1	
BA	9-26	5,23	3,91	-1,32	0,2	0,5	0,7	0,02	0,02	1,5	1,25	2,73	46	1	-	-	2,4	
Bi1	26-50	5,24	3,88	-1,36	0,3	0,4	0,7	0,02	0,02	1,5	1,15	2,63	44	1	-	-	2,5	
Bi2	50-85	5,16	3,78	-1,38	0,6	0,3	0,7	0,02	0,02	1,5	1,05	2,53	41	1	-	-	2,8	
C	85-109	5,53	3,96	-1,57	0,0	1,4	1,4	0,05	0,04	1,3	2,89	4,21	69	1	-	-	1,5	
<i>P2 (Terço superior) – Abruptic Luvisol (Clayic, Magnésic)</i>																		
A	0-3	6,32	5,16	-1,16	0,0	3,7	3,2	0,13	0,08	2,3	7,11	9,42	75	5	-	-	15,0	
2Bt1	3-12	5,67	3,86	-1,81	0,1	3,8	7,7	0,32	0,19	3,1	12,01	15,15	79	1	-	-	7,9	
2Bt2	12-27	5,35	3,51	-1,84	0,5	5,5	14,0	0,58	0,35	3,1	20,43	23,57	87	0	-	-	7,9	
2Bt3	27-42	4,97	3,36	-1,61	0,7	8,8	20,7	0,87	0,51	2,6	30,88	33,52	92	1	-	-	7,1	
2C1	42-61	4,73	3,51	-1,22	0,2	10,1	25,8	1,08	0,64	2,1	37,62	39,76	95	3	-	-	6,7	
3C2	61-73	4,76	3,69	-1,07	0,0	9,0	22,0	0,92	0,54	1,8	32,47	34,28	95	2	-	-	6,1	
<i>P3 (Terço médio) – Cambic Eutric Fluvisol (Protocalcic)</i>																		
A	0-18	8,21	6,72	-1,49	0,0	24,3	8,0	0,33	0,20	0,3	32,83	33,16	99	-	3	49	10,3	
2AC	18-33	8,37	6,75	-1,62	0,0	25,6	10,2	0,42	0,26	0,0	36,48	36,48	100	-	2	85	3,2	
3CA	33-57	8,30	6,57	-1,73	0,0	21,0	9,8	0,41	0,25	0,0	31,45	31,45	100	-	1	43	1,5	
3Ck1	57-75	8,18	6,35	-1,83	0,0	22,3	13,2	0,55	0,33	0,0	36,38	36,38	100	-	2	80	0,8	
4Ck2	75-91	8,14	6,15	-1,99	0,0	20,5	13,4	0,56	0,33	0,0	34,79	34,79	100	-	2	67	0,6	
4Ck3	91-121	8,09	6,13	-1,96	0,0	20,1	13,6	0,57	0,34	0,0	34,61	34,61	100	-	3	94	0,6	
5Ck4	121-141	8,17	6,12	-2,05	0,0	18,7	14,7	0,61	0,37	0,0	34,38	34,38	100	-	3	53	0,5	
6Ck5	141-167	8,91	7,37	-1,54	0,0	18,7	15,0	0,63	0,37	0,0	34,70	34,70	100	-	4	100	0,5	
<i>P4 (Terço inferior) – Cambic Calcic Fluvisol (Alcalic, Clayic, Protovertic)</i>																		
A	0-19	8,24	6,92	-1,32	0,0	27,1	4,4	0,18	0,11	0,0	31,79	31,79	100	-	5	53	16,5	
2AC1	19-28	8,67	7,16	-1,51	0,0	28,8	9,3	0,39	0,23	0,0	38,72	38,72	100	-	6	195	8,3	

Continua...

Continuação Tabela 4.

Hor ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾ cm	pH		Δ pH	Al	Ca	Mg	Na	K	H+Al	S ⁽³⁾	T ⁽⁴⁾	V ⁽⁵⁾ %	P		CaCO ₃ eq. ⁽⁸⁾ g kg ⁻¹	COT ⁽⁹⁾ g kg ⁻¹
		H ₂ O	KCl											M ⁽⁶⁾ mg kg ⁻¹	O ⁽⁷⁾ mg kg ⁻¹		
3AC2	28-37	8,74	7,19	-1,55	0,0	24,7	10,6	0,44	0,26	0,0	36,01	36,01	100	-	4	204	6,2
3CA	37-57	8,92	7,28	-1,64	0,0	21,4	12,8	0,53	0,32	0,0	35,05	35,05	100	-	5	206	5,0
4Ck1	57-74	8,98	7,31	-1,67	0,0	18,8	14,3	0,60	0,36	0,0	34,05	34,05	100	-	4	215	3,3
4Ck2	74-87	9,03	7,34	-1,69	0,0	17,4	15,3	0,64	0,38	0,0	33,72	33,72	100	-	4	209	2,8
4Ck3	87-111	9,02	7,37	-1,65	0,0	16,1	16,3	0,68	0,40	0,0	33,49	33,49	100	-	4	218	2,3
5Ck4	111-121	9,05	7,39	-1,66	0,0	15,2	16,5	0,69	0,41	0,0	32,80	32,80	100	-	4	229	2,1
6Ck5	121-135	9,00	7,40	-1,60	0,0	14,7	16,9	0,71	0,42	0,0	32,73	32,73	100	-	5	225	1,8
7Ck6	135-161	8,87	7,43	-1,44	0,0	13,9	18,7	0,78	0,46	0,0	33,85	33,85	100	-	7	221	1,2
8Ck7	161-187	8,72	7,42	-1,30	0,0	13,3	18,1	0,76	0,45	0,0	32,61	32,61	100	-	4	249	0,8
9Ck8	187-201	8,93	7,43	-1,50	0,0	12,3	20,0	0,84	0,50	0,0	33,63	33,63	100	-	4	249	0,8

Legenda: (1) Hor = horizonte; (2) Prof. = profundidade (3) S = soma de bases; (4) T = capacidade de troca catiônica à pH 7.0; (5) V% (saturação por bases = (S/T) x 100; (6) M = P Mehlich-1; (7) O = P Olsen; (8) equivalente de carbonato de cálcio; (9) carbono orgânico total.

2.5.3 Óxidos Pedogenéticos, Formas de Ferro Livre e Química Total

Os menores teores de óxidos pedogenéticos foram observados em P1, onde o valor máximo de SiO_2 foi de 72 g kg^{-1} (Figura 3), o que está associado ao baixo teor de argila nesse perfil. Os maiores teores ocorrem em P2, havendo incremento em profundidade em todos os óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2) até o horizonte C1. Em P3 e P4, os teores de SiO_2 , Al_2O_3 e TiO_2 foram similares e próximos de 200, 90 e 4 g kg^{-1} , respectivamente, com pequena variação em profundidade. Em todos os solos, os valores dos índices Ki e Kr foram altos, indicando uma maior proporção de sílica em detrimento ao alumínio e ferro na fração argila, especialmente nos horizontes subsuperficiais de P3 e P4, onde os valores de Ki e Kr foram superiores a 4,0 e 3,0, respectivamente.

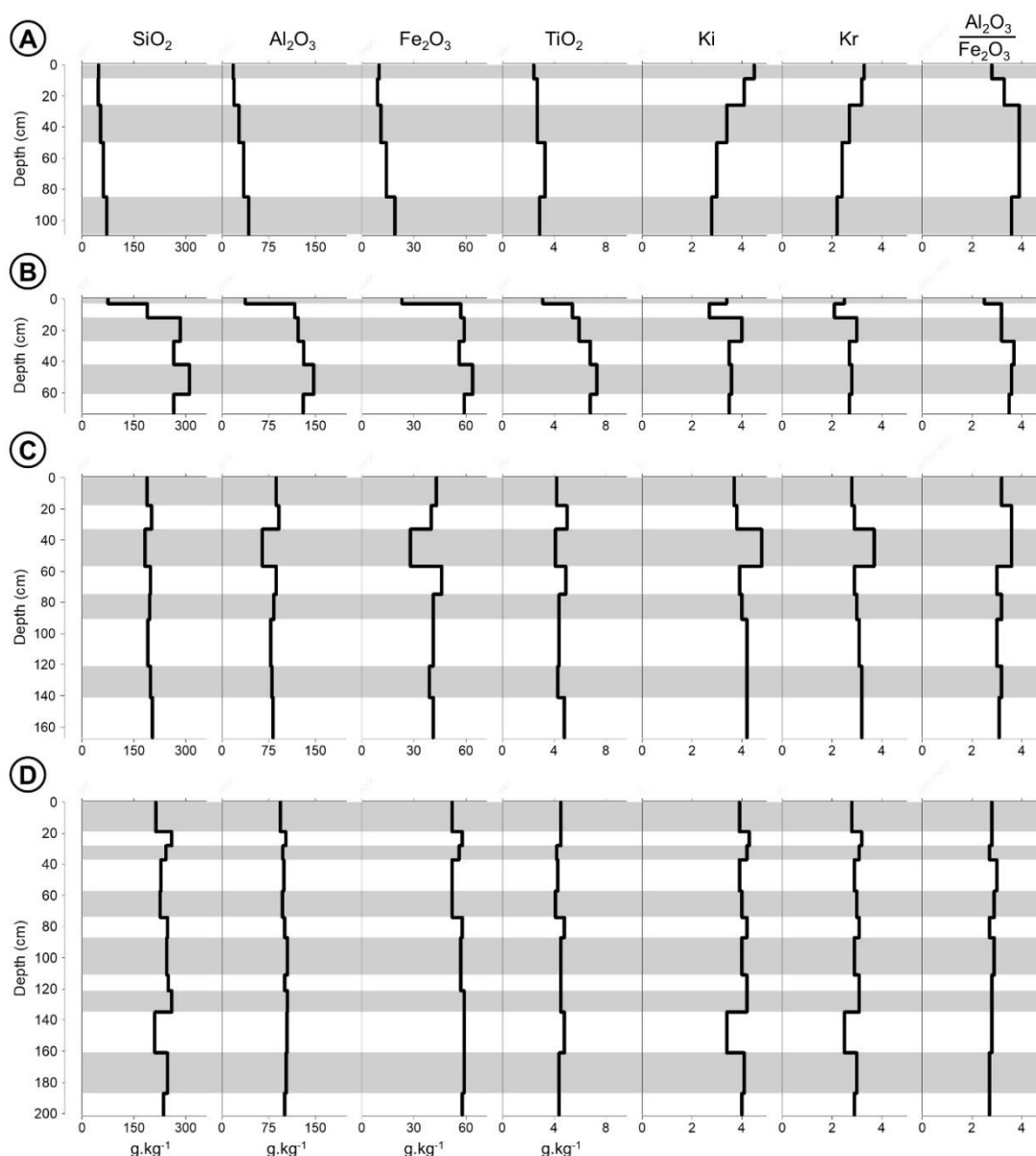


Figura 3. Conteúdo de óxidos pedogenéticos de perfis de solos de uma toplotossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe em P1 (A), P2 (B), P3 (C) e P4 (D).

O teor total das formas livres de ferro (Fed) e das formas amorfas (Feo) foi baixo, variando de $3,0$ a $21,2 \text{ g kg}^{-1}$ e de $0,1$ a $2,1 \text{ g kg}^{-1}$, respectivamente (Figura 4). Os menores

valores de Fed e Feo foram registrados o P1, sendo o Fed menor nos horizontes superficiais (A e BA). Os maiores teores de Fed foram observados nos horizontes subsuperficiais de P2 (2Bt1 e 2Bt2) e os de Feo no horizonte A de P4. Os valores da relação Feo/Fed foram muito baixos em todos os solos, indicando o predomínio de formas bem cristalizadas. Além disso, os baixos valores da relação Fed/Fet evidenciam uma pequena proporção de ferro livre (Fed) em detrimento ao conteúdo total de Fe_2O_3 pedogenético (Fet). No entanto, os maiores valores de Fed/Fet foram observados nos perfis da parte mais alta da paisagem (P1 e P2).

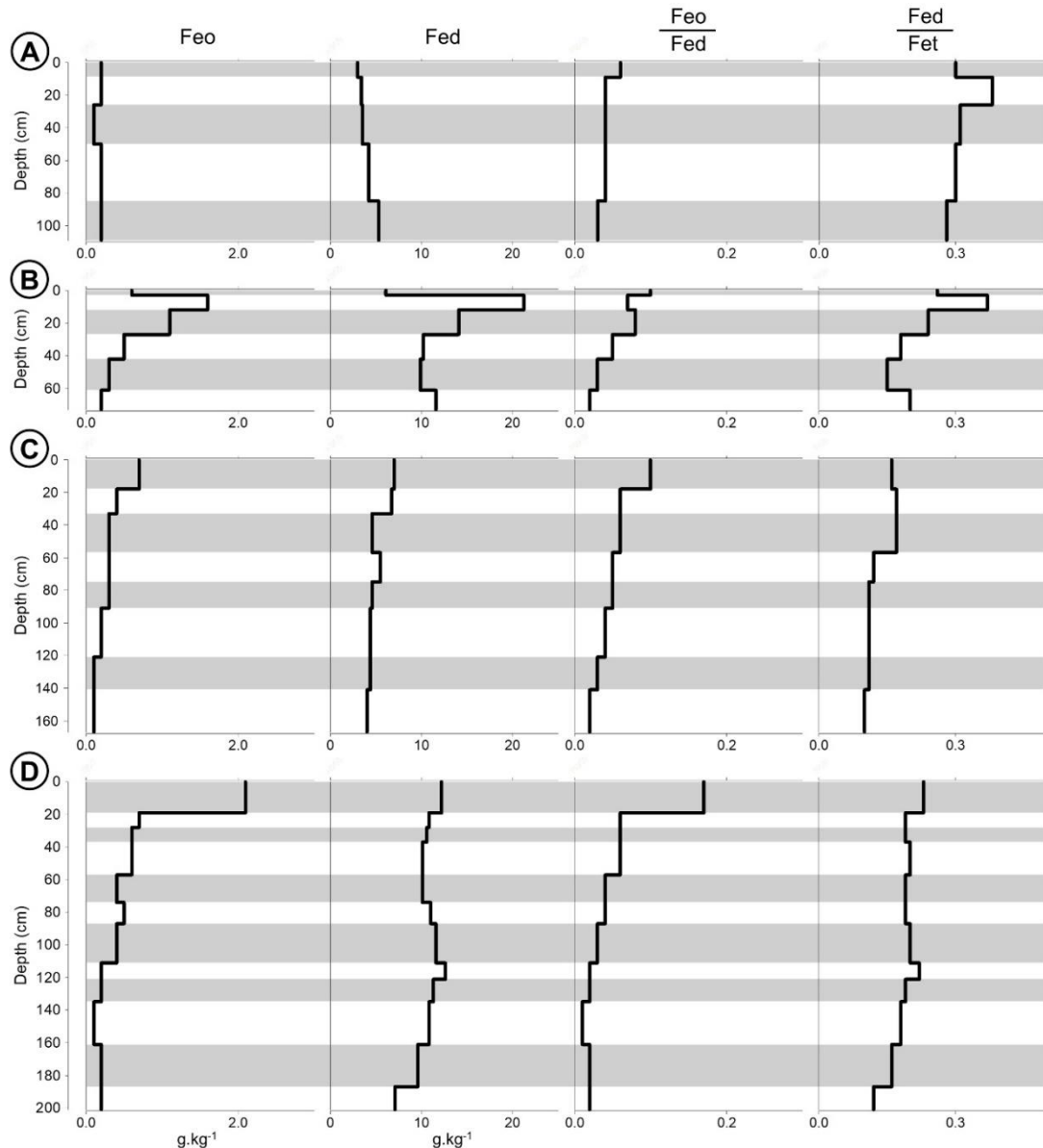


Figura 4. Formas de ferro livre em perfis de solos em uma toplotossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe em P1 (A), P2 (B), P3 (C) e P4 (D).

Os teores totais obtidos por fluorescência de raios-X mostram que em todos os perfis houve dominância de Si, Al e Fe (Figuras 5 e 6). O perfil P1, desenvolvido sobre arenitos, diferencia-se por possuir, em geral, os maiores teores de Si (407,8 a 442,5 g kg⁻¹) e os menores de Al (57,7 a 96,4 g kg⁻¹), Fe (87,9 a 98,5 g kg⁻¹), Mg (3,3 a 9,4 g kg⁻¹) e K (11,6 a 15,0 g kg⁻¹). O horizonte A de P2 possui composição similar ao P1, o que sugere uma relação genética entre estes materiais. Verifica-se uma tendência de aumento tanto de Al-Fe (Figura 6a) e K-Fe

(Figura 6b) da alta a baixa vertente. Esses resultados, em conjunto com a alta atividade da argila no P2, P3 e P4, sugerem que o Fe está relacionado principalmente a argilominerais 2:1 enriquecidos em Al e K. Os teores de Fe são maiores nos horizontes subsuperficiais de P2 (2Bt2, 2Bt3, 2C2, 3C2), no A de P3 e no 4Ck1 de P4, atingindo até $151,1 \text{ g kg}^{-1}$ (Figura 5; Figuras 6a e 6b).

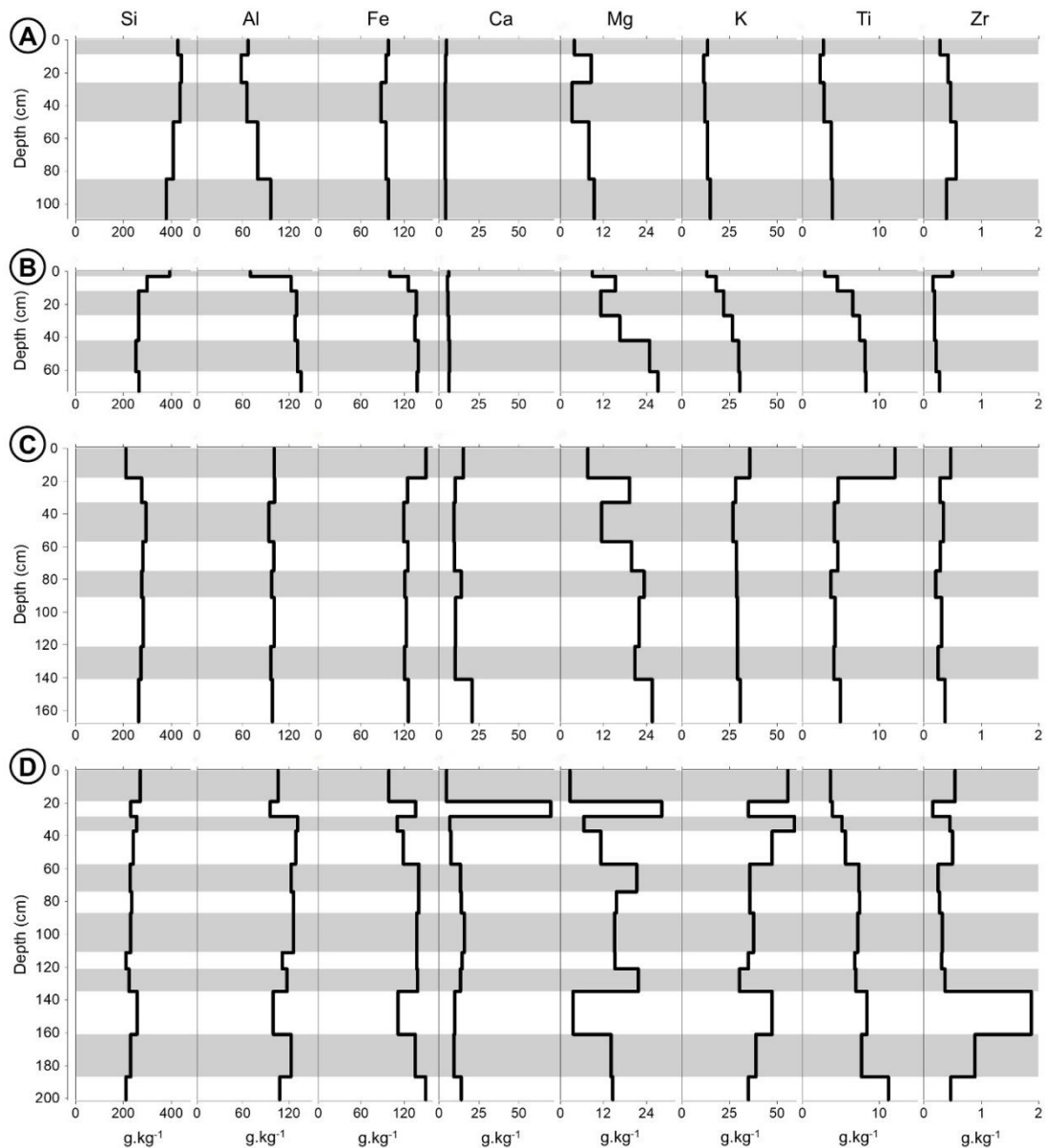


Figura 5. Química total de perfis de solos em uma toplotossequência no Vale do Cariri, bacia do Ararape em P1 (A), P2 (B), P3 (C) e P4 (D).

O Mg é abundante nos horizontes profundos de P2 (2C1, 3C2), na maioria dos horizontes do P3 (com exceção do A e 3CA) e em alguns horizontes do P4 (2AC1, 4Ck1, 6Ck5), com teores que chegam a $28,2 \text{ g kg}^{-1}$ (Figura 5; Figuras 6b e 6d). Já os valores de K são maiores nos horizontes mais profundos do P2 (2Bt3, 2C1 e 3C2), no P3 e, principalmente, no P4, perfazendo entre $26,6$ e $59,0 \text{ g kg}^{-1}$ nessas profundidades (Figura 5; Figuras 6c e 6e). De maneira geral, em P2, P3 e P4 houve grande variabilidade no comportamento químico em profundidade, especialmente em P4, onde se observam abruptas variações dos teores de Ca, Mg e K. Os teores

de Mg total foram superiores aos de Ca total em quase todos os horizontes dos perfis estudados, com diferença mais marcante em P2.

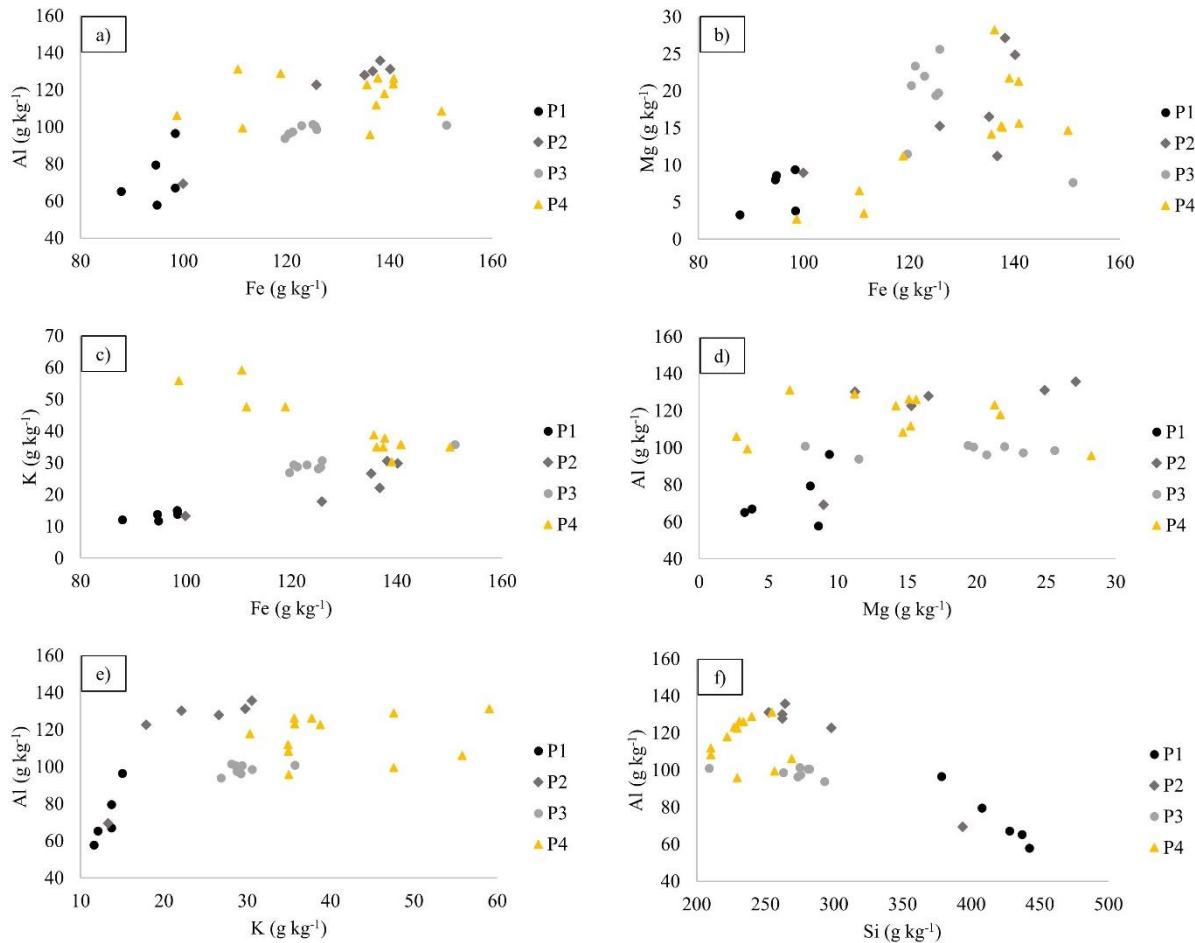


Figura 6. Relação entre o conteúdo dos principais elementos químicos de perfis de solos em uma toplotossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe.

2.5.4 Razão Ti/Zr e Índices de Intemperismo

Uma grande variabilidade nos valores da razão Ti/Zr foi observada nos perfis estudados, especialmente em P3 e P4 (Figura 7). Quanto aos índices de intemperismo, os menores valores da razão cálcio/titânio (CTR) foram observados em P1 e P2 havendo redução dos valores em profundidade. Os maiores valores das razões sílica/titânio (STI), sílica/sesquióxidos (SSR) e do índice de produtos da intemperização (WPI) foram observados no perfil P1, o que está relacionado aos maiores teores de silício oriundos da fração areia, predominantemente quartzosa. Em P1 e P2, observa-se uma tendência de redução em profundidade dos valores de STI, SSR e WPI. Enquanto em P3 e P4 houve variação errática em profundidade em todos os índices de intemperismo.

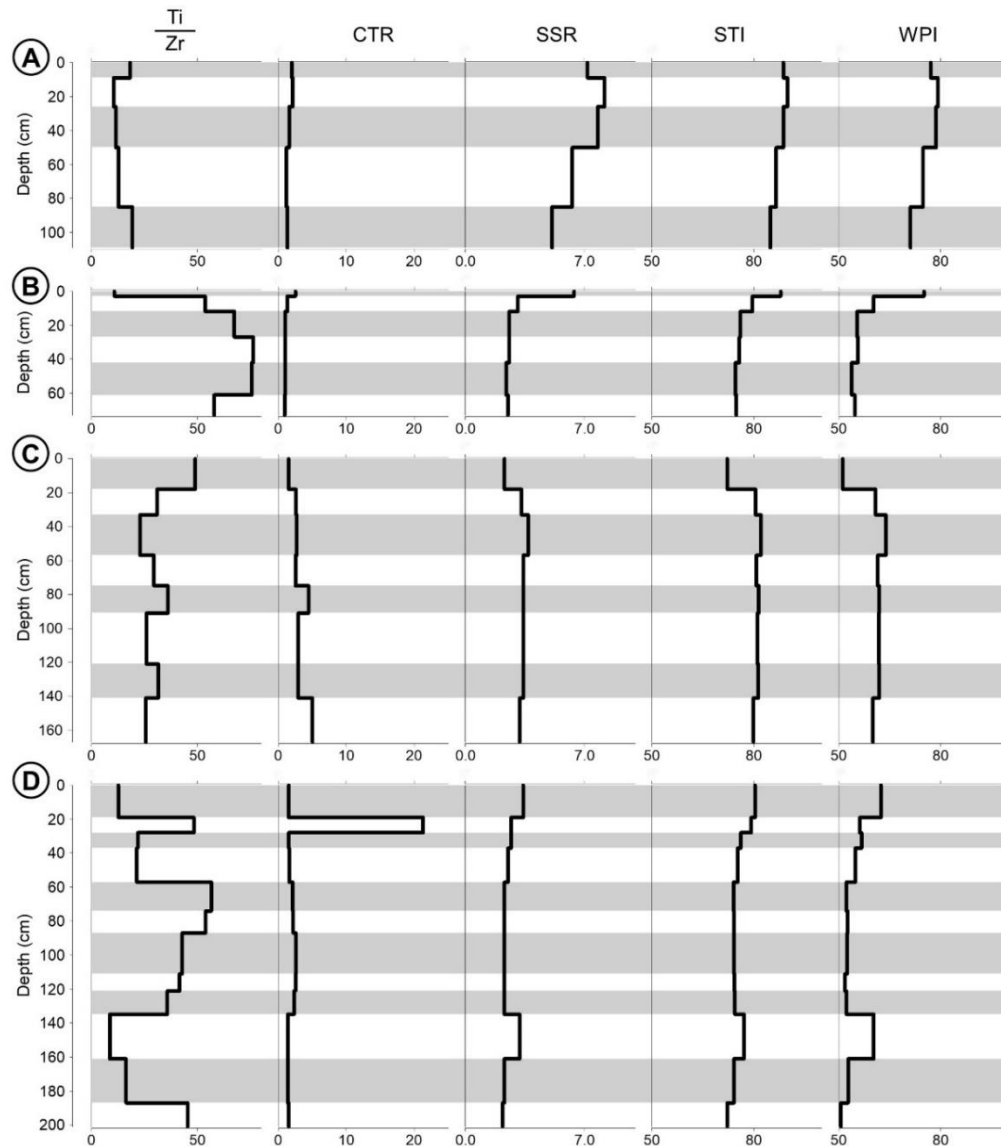


Figura 7. Razão titânio/zircão e índices de intemperismo de perfis em topolitossequência no Vale do Araripe, bacia do Araripe, P1 (A), P2 (B), P3 (C) e P4 (D).

2.5.5 Espectros de Vis-NIR e Mid-IR

Os espectros vis-NIR de todos os perfis mostraram feições de absorção de óxidos de ferro, centradas em 450, 560 e 900 nm (Figura 8) (Demattê et al., 2014; Fang et al., 2018). De maneira geral, observa-se pequena absorção na faixa de 800-1000 nm, com suave concavidade, principalmente em P1, onde apenas feições suaves de goethita foram observadas (450 nm) (Figura 8a). A concavidade mais pronunciada foi verificada apenas nos horizontes 2Bt1 e 2Bt2 de P2 (Figura 8b), onde ocorrem os maiores valores de Fed e da razão Fed/Fet.

As feições em 1400 e 1900 nm são pouco específicas, podendo estar relacionadas ao grupo hidroxila (O-H) oriundo tanto de água residual quanto de minerais filossilicatados de argila (Terra et al., 2018). De todas as formas, em 1400 nm, feições de ombro a direita e ombro a esquerda são relacionadas a argilas 2:1 e 1:1, respectivamente. Além disso, absorções elevadas em 1900 nm, mesmo em amostras previamente secas, relacionam-se com presença de argilas 2:1. A absorção em 2200 nm está associada ao grupamento aluminol (Al-OH) de minerais de argila (Demattê e Terra, 2014; Terra et al., 2018; Coblinski et al., 2020) (Figura 8).

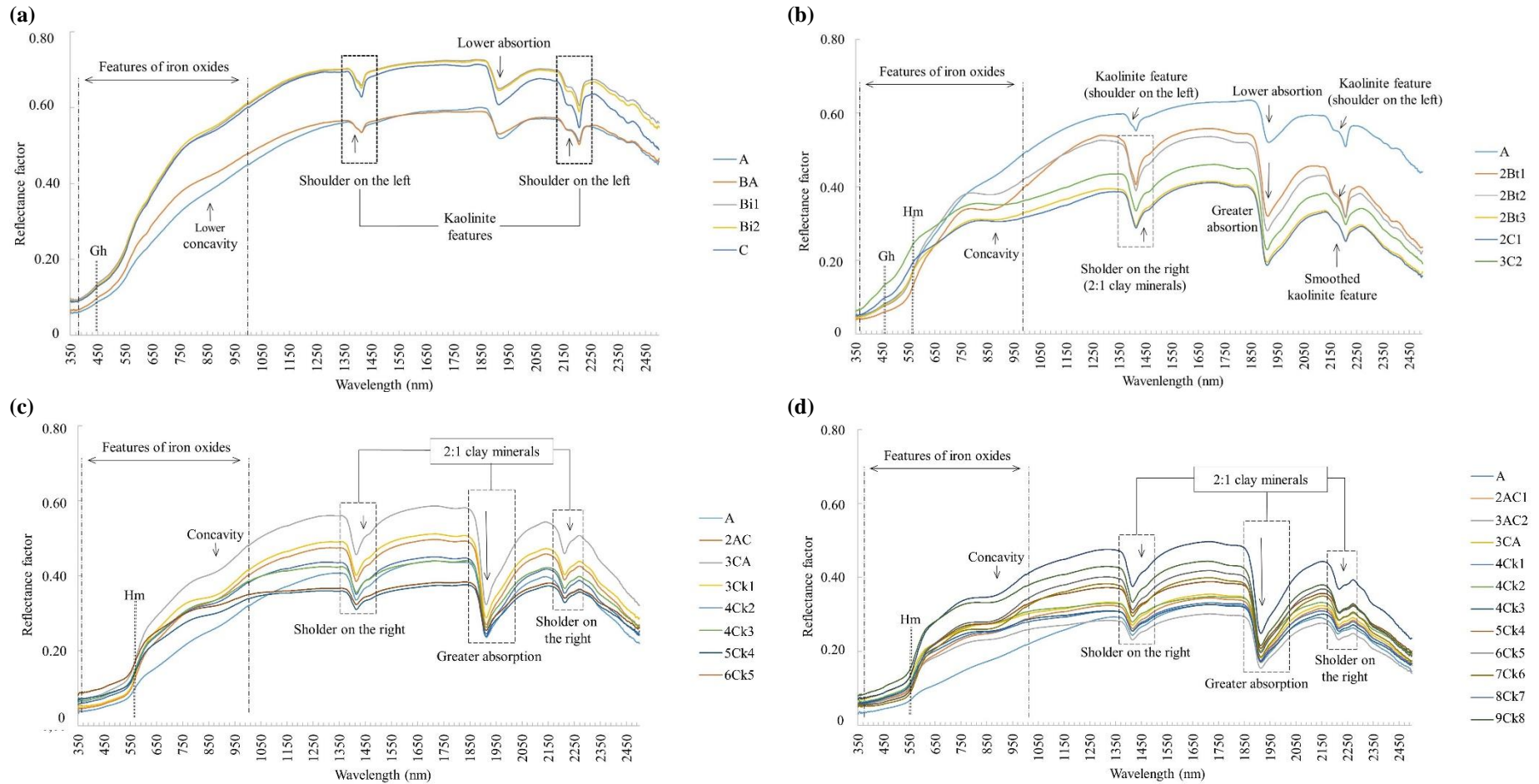


Figura 8. Comportamento espectral (Vis-NIR) de perfis de solos em uma toplotossequência no Vale do Cariri, bacia do Araripe. (a) P1- topo; (b) P2 – terço superior; (c) P3 – terço médio; (d) P4 – terço inferior. Hm = hematita; Gh = goethita.

Em todos os horizontes de P1 e no horizonte A de P2 foram observadas feições típicas de caulinita, caracterizada pelo ombro a esquerda em 1400 e 2200 nm, assim como menor absorção em 1900 nm (Demattê et al., 2014; Terra et al., 2018). Feições de caulinita também podem ser observadas nos demais horizontes de P2, entretanto, de maneira suavizada em 2200 nm. Todos os horizontes B e C de P2 mostram feição de ombro a direita em 1400 nm e maior absorção em 1900 nm, ambas indicando a presença de argilas 2:1 (Viscarra Rossel et al., 2006; Fang et al., 2018). Em todos os horizontes de P3 e P4 feições de ombro a direita também foram verificadas em 1400 e 1900 nm, indicando presença de argilas 2:1. Esses resultados corroboram com a ocorrência de argila de atividade baixa em P1 e de atividade alta nos demais perfis (Tabela 4).

O comportamento espectral do mid-IR foi muito diferente entre os perfis de solo estudados, especialmente P1 (Figura 9), tanto nas faixas de 3700-3500 cm^{-1} e 950-600 cm^{-1} , associadas respectivamente aos grupos OH-Al e O-Si de minerais de argila, quanto na maior intensidade de vibrações Si-O associadas a presença de quartzo (2233, 2133, 1975, 1867, 1790, 1678, 1527, 1222 e 1150 cm^{-1}).

As bandas em 3694, 3669, 3652 e 3622 cm^{-1} , típicas de caulinita, foram observadas em todos os horizontes de P1 e nos horizontes A e 2Bt1 de P2 (Figura 10). Nestes horizontes também se observaram feições em 935 e 915 cm^{-1} , relacionadas a vibrações Al-OH de caulinita, alongamentos em 814 e 702 cm^{-1} de Si-O de quartzo, e em 632 cm^{-1} no horizonte C de P1 de Fe-O relacionados a presença de goethita. Nos demais horizontes de P2 também observou-se feições de absorção em 3694 cm^{-1} de caulinita; em 3660 cm^{-1} em 2Bt2 e 2Bt3, e 3644 e 666 cm^{-1} em 2C1 de vibrações $\text{Mg}_2\text{Fe}^{2+}\text{OH}$ relacionadas presença de talco com uma pequena quantidade de ferro; em 3638 cm^{-1} em 3C2 de vibrações OH de argilas 2:1 expansíveis; em 3624 cm^{-1} em 2Bt3 e 2C1 de grupos OH coordenados com $\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}$; em 3605 cm^{-1} em 2C1 de Fe-OH relacionados a illita; em 685 cm^{-1} em 2C1 de vibrações Fe-O; em 645 cm^{-1} de vibrações de grupos Mg_3OH ; e 640 cm^{-1} em 2Bt1 e 2C1 de Si-O-Si relacionadas a argilas 2:1.

Apesar dos baixos teores de carbono orgânico, feições relacionadas a grupamentos alifáticos (C-H) foram observadas na faixa de 3000-2800 cm^{-1} em todos os perfis, porém com maior absorção em P1 e P4. Nos perfis P3 e P4 foi identificada presença de carbonatos, nas bandas em 2514 (com ombro em 2602 cm^{-1}), 1796, 876 e 713 cm^{-1} (Figuras 11 e 12) com maior intensidade em P4, onde foram observados os maiores teores de CaCO_3 .

Em geral, no P3 e P4 notou-se predomínio de vibrações OH coordenadas com Mg e/ou Mg e Fe, com grande variação na intensidade de absorção nos diferentes horizontes. Esses dados são corroborados pelo FRX, que mostra domínio de maiores teores de Mg e Fe nestes perfis. As bandas em 3662, 3644 e 666 cm^{-1} , todas de $\text{Mg}_2\text{Fe}^{2+}\text{OH}$ e em 3623 cm^{-1} de Fe_3OH foram observadas em quase todos os horizontes de P3 e P4 e estão relacionados a presença de talco. Feições de absorção em 916 cm^{-1} (Al_2OH) e 831 cm^{-1} (AlMgOH) também ocorrem em quase todos os horizontes, e em 3597 cm^{-1} (Fe-OH) em 2AB de P3 e são associadas a illita.

A banda em 3632 cm^{-1} , observada nos horizontes 5Ck4 de P3 e 2AC1, 3CA, 4Ck1, 6Ck5, 7Ck6 e 9Ck8 de P4, sendo relacionados com interestratificação de esmectita/illita. A presença de illita pura e/ou interestratificada está em acordo com teores comparativamente altos de K total principalmente nos perfis P3 e P4. A banda em 3616 cm^{-1} , nos horizontes 2AC1, 4Ck2 e 4Ck3 de P4, está associada a OH coordenada com Mg do mineral palygorskita. A banda em 3638 cm^{-1} ocorre nos horizontes 2AC e 4Ck2 de P3 de vibrações OH de argilas 2:1 expansíveis. Outras vibrações Mg_3OH ocorrem em 603 e 615 cm^{-1} em 5Ck4 de P4, em 645 cm^{-1} nos horizontes 5Ck4 de P3 e 4Ck2 de P4; e vibrações em 765 cm^{-1} ($\text{Fe}^{3+}\text{MgOH}$) em 3Ck1 de P3.

As feições de mid-IR identificadas estão de acordo com as encontradas por Suárez e García-Romero (2006), Zimmermann e Fuhrer (2007), Bruckman e Wriessnig (2013), Terra et al. (2015), Madejová et al. (2017), Comstock et al. (2019), Asgari et al. (2020), Bertrand et al. (2020), Silveiro et al. (2020), e Unsalan et al. (2020).

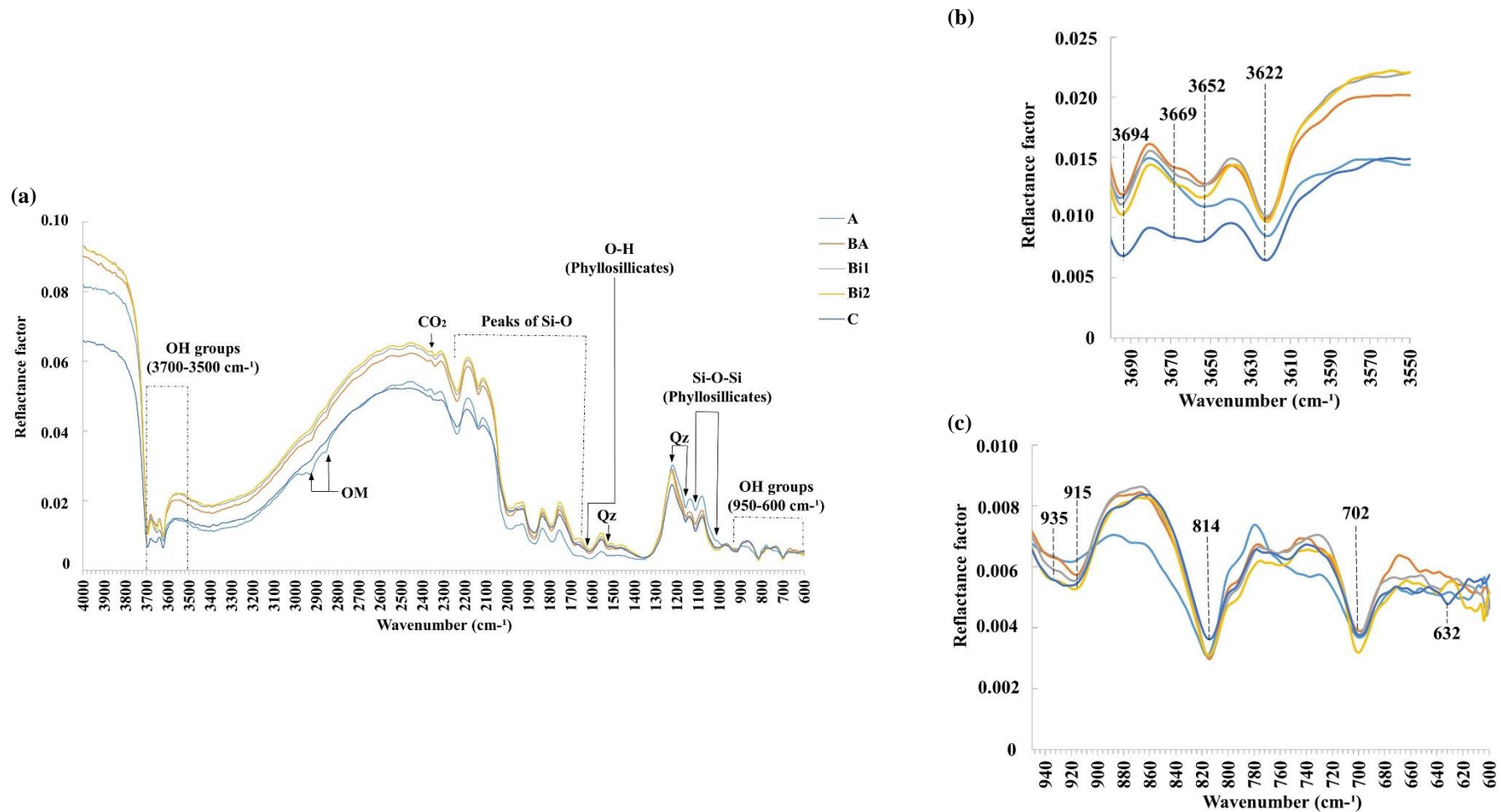


Figura 9. Comportamento espectral (Mid-IR) de P1 na posição de topo da paisagem. OM = matéria orgânica; Qz = quartzo

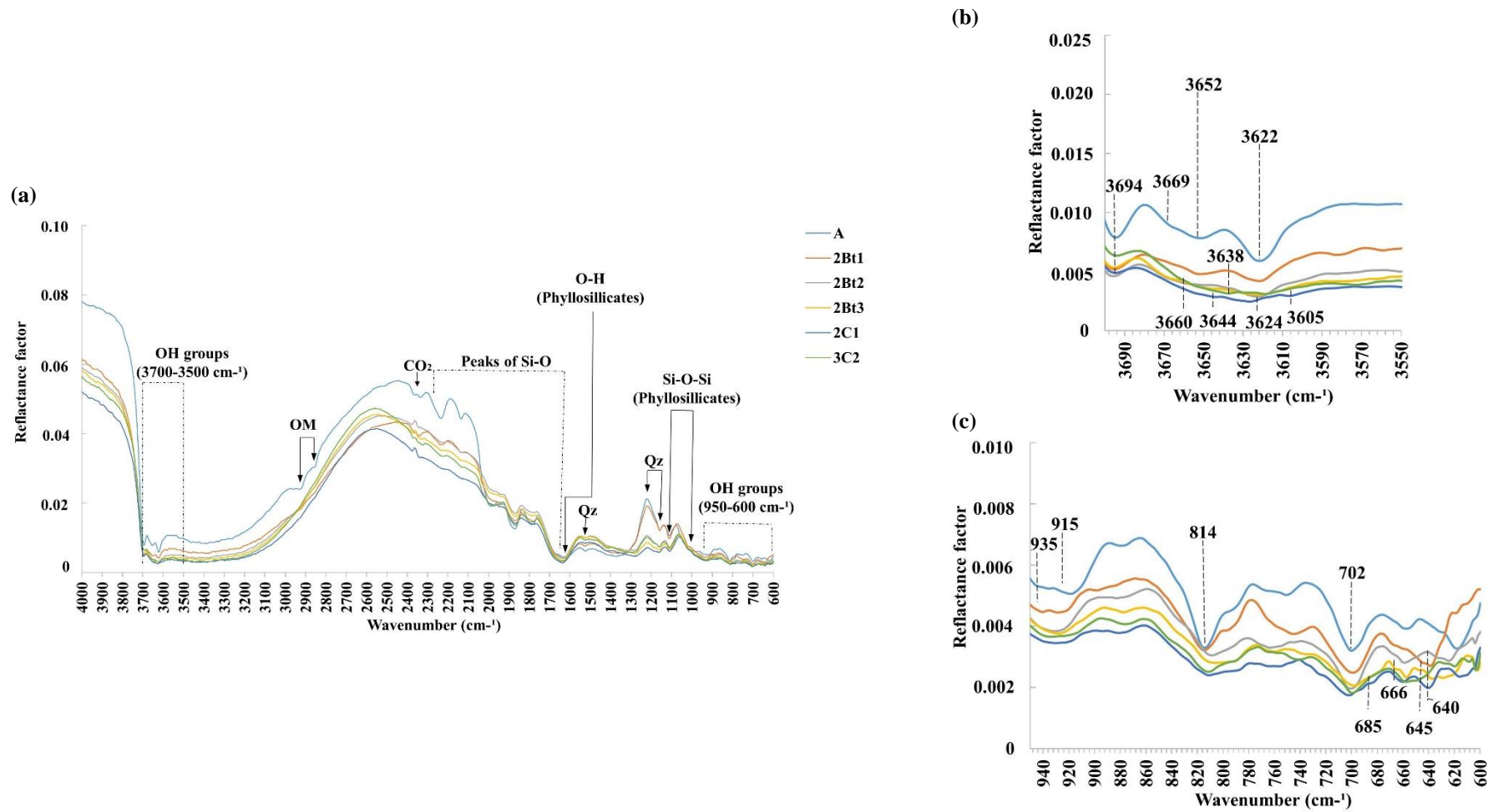


Figura 10. Comportamento espectral (Mid-IR) de P2 na posição de terço superior da paisagem. OM = matéria orgânica; Qz = quartzo

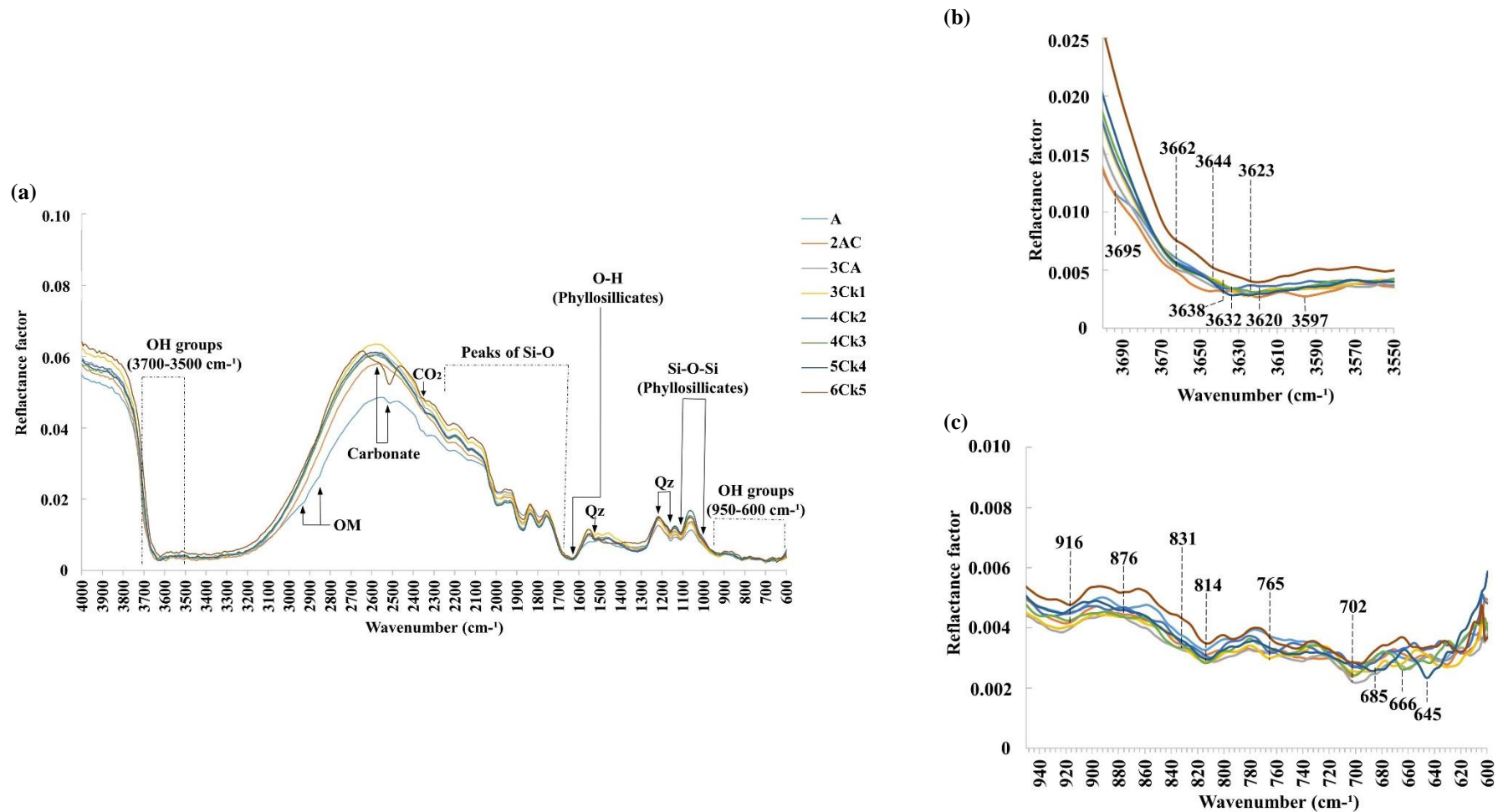


Figura 11. Comportamento espectral (Mid-IR) de P3 na posição de terço médio da paisagem. OM = matéria orgânica; Qz = quartzo

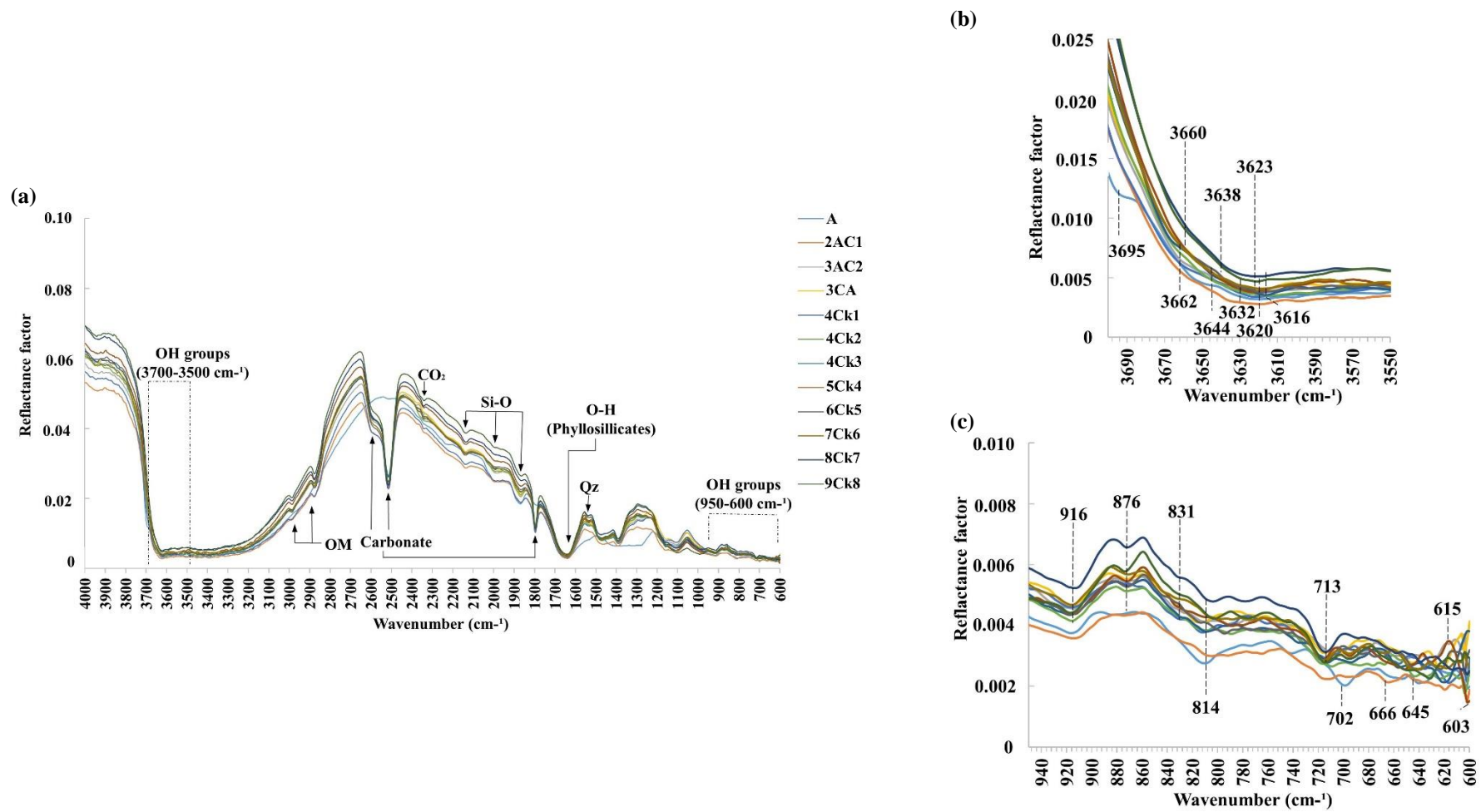


Figura 12. Comportamento espectral (Mid-IR) de P4 na posição de terço inferior da paisagem. OM = matéria orgânica; Qz = quartzo.

2.5.6 Classificação de Solos

Quanto a classificação, P1 foi classificado como *Dystric Cambisol (Loamic, Magnesian)* de acordo com o WRB (IUSS Working Group WRB, 2015) e como Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico de acordo com o SiBCS (Santos et al., 2018), pela presença do *cambic horizon* (B incipiente), baixa saturação por bases ($V < 50\%$) e argila de baixa atividade, textura franca nos horizontes Bi1, Bi2 e C e, teores trocáveis de magnésio superiores aos de cálcio.

O perfil P2 foi classificado como *Abruptic Luvisol (Clayic, Magnesian)* no WRB e como Luvisolo Crômico Órtico abrupto no SiBCS, pela presença do *argic horizon* (B textural no SiBCS) associada à alta saturação por bases ($V > 50\%$), mudança textural abrupta, argila de alta atividade (Ta), predomínio da classe textural argila e cores com cromas altos, além de teores trocáveis de magnésio superiores aos de cálcio.

O perfil P3 foi classificado como *Eutric Fluvisol (Protocalcic)* no WRB e como Neossolo Flúvico Ta Eutrófico hipocarbonático, pela presença do caráter flúvico, alta saturação por bases (eutrófico), argila de alta atividade (Ta) e presença de carbonato secundário superior a 5%.

O perfil P4 foi classificado como *Calcic Fluvisol (Alcalic, Clayic, Protovertic)* no WRB e como Neossolo Flúvico Carbonático vertissólico no SiBCS, pela presença de material flúvico, *calcic horizon* (horizonte cálcico), predomínio da classe textural argila e $pH > 8,5$ e, presença de fendas ao longo de todo perfil.

2.6 DISCUSSÃO

A composição química dos solos e os índices de intemperismo ao longo da topolitossequência refletem predominantemente a natureza do material de origem, tendo pequena influência das variações do relevo. A variação dos atributos morfológicos, físicos e químicos ao longo da topossequência mostra-se intimamente relacionada a diversidade geológica do Grupo Vale do Cariri. A partir dos teores de óxidos pedogenéticos, formas de ferro livre, química total e comportamento espectral na região do vis-NIR e mid-IR pôde-se evidenciar uma baixa atuação de processos pedogenéticos e de intemperismo. A condição de clima semiárido com alta temperatura e baixo índice pluviométrico, predominante em todo Vale do Cariri, confere uma baixa taxa de intemperismo químico nesses ambientes (Bétard et al., 2012; Eze et al., 2021) e, como consequência, uma maior influência do material de origem nos atributos dos solos (Câmara et al., 2021).

2.6.1 Influência da Formação Missão Velha

A ocorrência de arenitos finos da Formação Missão Velha na parte mais alta da paisagem condiciona o predomínio de cores amareladas em P1, devido aos menores teores de ferro do material de origem, favorecendo a formação da goethita em detrimento da hematita (Medeiros et al., 2013). Além da cor, o material de origem também é o principal responsável pela textura arenosa e pelas características químicas do perfil, como baixo pH e baixa saturação por bases. A estrutura é fracamente desenvolvida, tendo em vista os baixos teores de agentes cimentantes (argila e matéria orgânica) (Rabbot et al., 2018). Apesar do relevo suave ondulado no topo da paisagem, essa fragilidade estrutural somada ao predomínio de areia fina, aumenta a susceptibilidade a erosão, favorecendo a remoção e transporte de material em P1 e sua provável deposição vertente abaixo. Esses processos provavelmente possibilitaram a gênese de um horizonte A a partir de depósitos coluvionares em P2, o que é evidenciado pela sua textura mais arenosa, menor CTC e presença marcante de caulinita, características típicas do P1.

O baixo teor de todos os óxidos pedogenéticos e os menores teores totais de Fe, Mg e K (Figura 5) em P1 são relacionados à textura arenosa, predominantemente quartzosa, conferida pelo arenito pouco ferruginoso da Formação Missão Velha. A dominância de quartzo é corroborada tanto pelos teores muito altos de Si total (Figuras 5 e 6f) quanto pelos espectros de mid-IR, com grande quantidade de feições de absorção na região entre 1600-2300 cm^{-1} e da maior reflectância em 1222 cm^{-1} (Figura 9), associada a vibrações Si-O (Salisbury, 1988; Thomsom e Salisbury, 1998; Silvero et al., 2020). Essa elevada quantidade de quartzo dificulta seu desenvolvimento pedogenético, tendo em vista a alta resistência ao intemperismo, conferindo uma taxa de dissolução muito baixa (Liu et al., 2016).

Os altos valores do índice Ki ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), superior a 2,8 em todos os horizontes do P1, não necessariamente sugerem uma maior contribuição do silício na estrutura de argilominerais, apesar de frequentemente ser usado como indicativo da atuação dos processos de monobissialitização (Bétard, 2012; Guimarães et al., 2021). Os espectros de vis-NIR (Figura 8a) e mid-IR (Figura 9) revelaram feições típicas de caulinita neste perfil, não tendo sido observadas feições de minerais 2:1. Em P1, o alto Ki está provavelmente relacionado a valores relativamente mais baixos de Al_2O_3 , decorrentes de uma menor disponibilidade no material de origem.

As condições geoquímicas do P1 parecem adequadas para manutenção e/ou formação de caulinita, tais como baixo pH, alta atividade de $\text{Si}(\text{OH})_4$ e baixa disponibilidade de K (Velde, 1995; Bohn et al., 2001). A disponibilidade de Si solúvel é provavelmente decorrente da dissolução das areias quartzosas abundantes e de feldspatos, presentes em menores quantidades, observados em campo, ambos herdados do arenito subjacente. Tal dissolução é facilitada pelo pH ácido em todos os horizontes (Tabela 4) (Kohler et al., 2003), além de fatores que permitem

a rápida passagem da água das precipitações sazonais pelo perfil e a consequente remoção parcial da Si, como a alta posição na paisagem e boa drenagem do solo (Tabela 1) (Kämpf et al., 2009).

2.6.2 Influência da Formação Brejo Santo

Os horizontes subsuperficiais de P2 e os perfis P3 e P4 apresentam cores avermelhadas, maiores teores de argila e silte, maiores valores de pH, alta saturação em bases e argila de atividade alta, características que estão associadas aos folhelhos da Formação Brejo Santo. As abruptas variações em profundidade na razão Ti/Zr nestes perfis, especialmente no P3 e P4, indicam mudanças no material de origem (Zhang e Hartemink, 2019), originadas a partir dos diferentes eventos de deposição de sedimentos finos, típico dos processos de baixa energia da formação dos depósitos lacustres (Scherer et al., 2014). Essa grande estratificação é a principal responsável pelo comportamento geoquímico nesses perfis, onde também se observa grandes variações em profundidade em praticamente todos os elementos avaliados, refletindo, consequentemente, na intercalação dos espectros de mid-IR dos diferentes horizontes (Figuras 11 e 12). Além disso, os valores muito altos de Ki, a baixa razão Fed/Fet, a pequena intensidade de processos de intemperismo, evidenciada pelos valores e pela pequena e/ou errática variação dos índices SSR, STI e WPI em profundidade, sugerem uma forte semelhança destes perfis (especialmente do P3 e P4) com o folhelho.

O comportamento geoquímico e espectral (mid-IR) (Jayawardena et al., 1994) sugere pequena alteração da assembleia mineralógica dos solos em relação ao material de origem e, portanto, uma herança de grande parte dos minerais dos horizontes superficiais de P2, P3 e P4. Os depósitos lacustres da Formação Brejo Santo foram depositados principalmente sob clima árido a semi-árido, caracterizado por estação seca bem definida responsável por fortes variações sazonais no nível d'água dos lagos (Fambrini et al., 2017). O ambiente deposicional era majoritariamente do tipo *playa-lake*, com aporte de rios intermitentes e com altas taxas de evapotranspiração (Fambrini et al., 2013; 2017). A assembleia mineralógica dos solos desenvolvidos sobre o folhelho, composta por carbonatos, silicatos de Mg e argilominerais 2:1 (ilita, interestratificação ilita-esmectita (I-S)), é típica de sistemas lacustres de sistemas altamente evaporatórios (Jones, 1986; Deocampo, 2005; Furquim et al., 2008; Furquim et al., 2010a, b; Pozo e Calvo, 2018; Tutolo e Tosca, 2018). Assim, é provável que tais minerais tenham sido formados *in situ* nos lagos durante a deposição, pela concentração evaporativa das águas, principalmente durante períodos mais secos.

Os carbonatos são comumente os primeiros a se precipitarem das águas em evaporação, por serem pouco solúveis (Eugster e Hardie, 1978). Nos perfis P3 e P4, os carbonatos mostram laminação provavelmente herdada da rocha, evidenciando uma precipitação pretérita, durante a sedimentação lacustre. As feições carbonáticas observadas no horizonte 6Ck5 de P3 em laminações (Figura 13a) indicam a origem geológica desse material. Enquanto nos horizontes 8Ck7 e 9Ck8 de P4 a segregação dos carbonatos na forma de nódulos (Figura 13b) é típica de origem pedogenética (Zamanian et al., 2016). No entanto, esses nódulos podem ter sua origem interpretada como paleossolos carbonáticos (Ray e Chakraborty, 2002; Scherer et al., 2014), principalmente pela sua ocorrência em camadas mais profundas, com menor atuação da pedogênese mais recente.

Apesar dos teores totais de Mg serem superiores aos de Ca em praticamente todos os horizontes de P3 e P4, as feições de carbonatos observadas nos espectros de mid-IR destes perfis são típicas da presença de calcita (CaCO_3) (Ji et al., 2009; Bruckman e Wriessnig, 2013). Mesmo em condições de altas concentrações de magnésio, a cinética de formação de dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) e/ou magnesita (MgCO_3) em condições de temperatura ambiente são

dificultadas (Boggs Jr e Boggs, 2009; Case et al., 2011), favorecendo com isso, a precipitação da calcita nos estágios iniciais de evaporação (Deocampo e Jones, 2014).

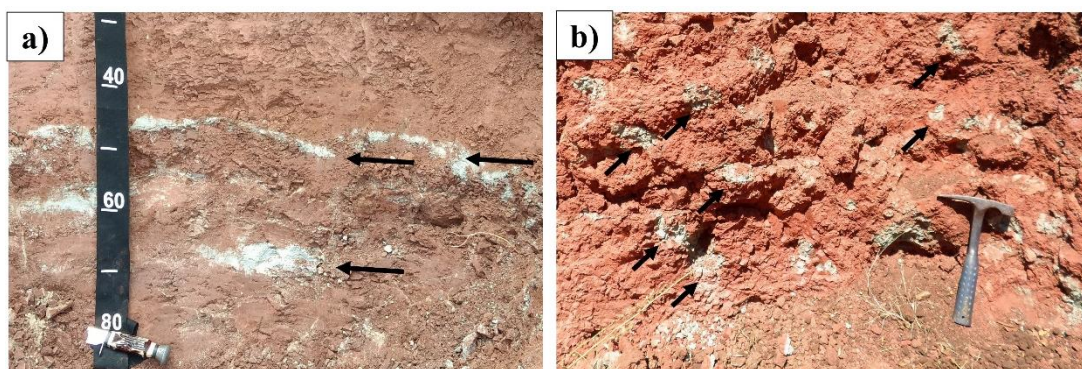


Figura 13. Feições de carbonatos no horizonte 6Ck5 de P3 (a) e no horizonte 8Ck7 e 9Ck8 de P4.

Em águas ou soluções alcalinas com níveis intermediários de $\text{HCO}_3^-/(\text{Ca}+\text{Mg})$, mas com leve dominância de HCO_3^- e atividades relativamente altas de HSiO_2 e Mg, a continuação da concentração evaporativa das águas pode conduzir à formação de silicatos de Mg, como talco, Mg-esmectitas e palygorskitas (Siffert et al.; 1962; Eugster e Hardie, 1978; Singer, 2002). Essas condições, somadas ao enriquecimento de Fe e K, favorecem, ainda, a precipitação, pela evaporação dos lagos, de ilita e de I-E (Furquim et al., 2010; Claes et al., 2021).

Os espectros de mid-IR mostram, nos horizontes subsuperficiais de P2, no P3 e P4, a presença de Mg-silicatos, ilitas e I-E, o que é corroborado pela alta atividade da fração argila, altos valores de Ki e maiores teores totais de Fe, Mg e K. Nos perfis P3 e P4, ilita e/ou I-E estão presentes principalmente no horizonte 2C1 do P2, no P3 e no P4, onde geralmente há maiores teores totais de Mg e/ou K (Figuras 6c e 6d), o que corrobora com a presença destes minerais. Feições de absorção associadas a presença de talco e palygorskita também são encontradas nos espectros de mid-IR geralmente coincidindo com maiores teores totais de Mg (Figura 5). Uma tendência ao aumento de Fe – Al (Figura 6a) e Fe – K (Figura 6c) vertente abaixo sugere que o Fe está associado majoritariamente às argilas 2:1, estando presente em suas estruturas cristalinas.

Assim, as condições evaporativas de deposição da Formação Brejo Santo foram provavelmente responsáveis pela concentração das soluções com a consequente produção de águas salobras ou salinas e a gênese de um ambiente alcalino ao menos em parte do tempo, com a formação autigênica do total ou parte destas fases minerais. Como o ambiente de deposição dos sedimentos era predominantemente de clima árido e semi-árido (Fambrini et al., 2017), com a provável ocorrência de solos nas adjacências submetidos às mesmas condições climáticas, também é possível que parte destes minerais, como alguns filossilicatos (esmectitas, ilitas e I-E), tenham sido alogênicos no ambiente de deposição, transportados pelos rios efêmeros que alimentavam os lagos.

Fambrini et al. (2013) apontam, ainda, que a ocorrência de folhelhos avermelhados na Formação Brejo Santo foram frutos de períodos de exposição subaérea que possibilitaram a oxidação dos sedimentos e a formação de *red beds*. Nos solos estudados há pequena presença tanto de Fed quanto de Feo, mas a dominância de baixos valores de Feo/Fed indicam o predomínio de formas cristalinas de óxidos de ferro em detrimento a amorfos, apontadas pelos espectros de vis-NIR principalmente como hematita em P2, P3 e P4. Assim, esse mineral também deve ser majoritariamente uma herança do material de origem. Os maiores valores de Feo e da razão Feo/Fed observado no horizonte A de P4 ocorrem devido ao maior teor de COT,

tendo em vista a complexação de ferro pela matéria orgânica, o que reduz a cristalização de hematita e goethita (Kämpf e Curi, 2000; Van Ranst et al., 2016).

Os baixos valores da razão Fed/Fet (Figura 4), que relaciona o teor total de ferro livre (Fed) e o total de ferro pedogenético (Fe_2O_3), corroboram os baixos índices de intemperismo (Jaworska et al., 2016) e uma maior proporção de ferro presente na estrutura de argilominerais como, por exemplo, ilitas e esmectitas, já apontada pela tendência de aumento concomitante de Al-Fe e K-Fe vertente abaixo (Figuras 6a e 6c). Além da condição de clima semiárido, que reduz consideravelmente a taxa de intemperismo, a alta concentração de sílica em P2, P3 e P4, onde os valores de Ki podem atingir 4,3, inibe a formação de óxidos de ferro (Schwertmann e Taylor, 1989), favorecendo a formação de filossilicatos.

2.6.3 Evidências Incipientes de Pedogênese

A maior taxa de intemperismo ao longo da topossequência ocorre no horizonte 2Bt1 de P2, onde se observam maior teor de Fed e maior razão Fed/Fet. Isso também é evidenciado pela concavidade mais acentuada próximo a 900 nm no espectro de vis-NIR (Figura 8b), indicando maior concentração de óxidos de ferro (Demattê et al., 2014; Fang et al., 2018). Além disso, os menores valores de Ki (2,7) e atividade de argila ($27,5 \text{ cmolc kg}^{-1}$) também ocorrem em 2Bt1 (P2), sugerindo um empobrecimento de sílica, o que explica o comportamento espectral típico da presença de caulinita, tanto na região do vis-NIR (Figura 8b), devido a feição de ombro a esquerda próximo a 2200 nm (Demattê et al., 2014), quanto na região mid-IR (Figura 9b) nas bandas 3694, 3669, 3652 e 3622 cm^{-1} (Madejová et al., 2017).

Adicionalmente, a cerosidade, mesmo que pouca e fraca, nos horizontes 2Bt1 e 2Bt2 de P2 (*Luvisol*), indica uma maior atuação de processos pedogenéticos neste perfil, especificamente de translocação de argila (eluviação e iluviação). Embora o clima seco condicione uma baixa precipitação pluviométrica, o baixo grau de flocculação das argilas favorece sua mobilização (Pinheiro Junior et al., 2021).

Em geral, a influência do fator relevo mostra-se mais evidente em P2 (*Luvisol*). A maior atuação de processos de perda de Si e translocação de argila neste perfil estão provavelmente relacionados a sua localização no terço superior da vertente, em declividades superiores a 10%. Estas características geomorfológicas são capazes de potencializar a maior atuação de fluxos hídricos superficiais e subsuperficiais e o conseqüente carregamento de matéria em solução e suspensão. Assim, as taxas de intemperismo aumentam, possibilitando a transformação de minerais primários em secundários, como caulinita e goethita.

2.7 CONCLUSÕES

A diversidade geológica do Grupo Vale do Cariri (material de origem) é o principal responsável pela variabilidade dos atributos dos solos, havendo baixa influência do fator relevo e pequeno grau de alteração devido ao clima semiárido.

O baixo grau de intemperismo dos solos é identificado pelos altos valores do índice Ki ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), baixos valores da razão Fed/Fet e baixa variação em profundidade nos índices SSR (razão sílica/sesquióxidos), STI (razão sílica/titânio) e WPI (índice de produtos da intemperização). Entretanto, o maior grau de alteração é observado em P2 (*Luvisol*) que, apesar da alta atividade de argila no topo do horizonte subsuperficial, possui feições bem marcadas de caulinita e maior concentração de óxidos de ferro, identificadas nos espectros de vis-NIR.

O P1, localizado na parte mais alta da paisagem e caracterizado pela textura arenosa, baixa atividade de argila e saturação por bases, dominância de quartzo e argila de atividade baixa, com presença marcante de caulinita, reflete principalmente as características dos arenitos da Formação Missão Velha. Já o P2 (especialmente em subsuperfície), P3 e P4, localizados nos terços superior, médio e inferior da vertente e caracterizados por maiores valores de silte e argila, alta atividade de argila e saturação por bases, e presença de calcita, silicatos de Mg, ilitas e I-E, refletem predominantemente uma herança dos folhelhos da Formação Brejo Santo, de origem lacustre sob condições evaporatórias.

Entretanto, é importante ressaltar que a autigênese de minerais nos solos, sob condições atuais, pode estar ocorrendo em menor grau, especialmente no *Luvisol* (P2), onde as maiores taxas de intemperismo foram registradas. Pesquisas mineralógicas mais detalhadas, são necessárias para identificar possíveis processos de formação de minerais nos solos estudados.

2.8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALENCAR, M. L.; CORREIA FILHO, O. J.; DE MIRANDA, T. S.; BARBOSA, J. A.; CELESTINO, M. A. L.; RAMOS, G. M. S.; ARAÚJO, A. F. L.; NEUMANN, V. H.; TOPAN, J. G. O.; ROEMERS-OLIVEIRA, E. Soft-sediment deformation structures in Aptian lacustrine laminites: Evidence of post-rift paleoseismicity in the Araripe basin, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102955, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102955>.
- ASGARI, N.; AYOUBI, S.; DEMATTÊ, J. A. M.; DOTTO, A. C. Carbonates and organic matter in soils characterized by reflected energy from 350–25000 nm wavelength. *Journal of Mountain Science*, 17(7), 1636-1651, 2020. <https://doi.org/10.1007/s11629-019-5789-9>.
- ASSINE, M. L. Análise Estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 3, 1992.
- ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, n. 2, 2007.
- BERTRAND, I.; JANIK, L. J.; HOLLOWAY, R. E.; ARMSTRONG, R. D.; MCLAUGHLIN, M. J. The rapid assessment of concentrations and solid phase associations of macro- and micronutrients in alkaline soils by mid-infrared diffuse reflectance spectroscopy. *Soil Research*, 40(8), 1339-1356, 2002. <https://doi.org/10.1071/SR01104>.
- BETARD, F. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturite massif and its piedmont (Ceara, NE Brazil). *Catena* 93, 18–28, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.01.013>.
- BOGGS JR, S.; BOGGS, S. *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge university press. 2009.
- BOHN, H.L.; MCNEAL, B.L.; O'CONNOR, G.A. *Soil Chemistry*. John Wiley and Sons, 3rd edition, New York, 322 p., 2001.
- BRUCKMAN, V. J.; WRIESSNIG, K. Improved soil carbonate determination by FT-IR and X-ray analysis. *Environmental chemistry letters*, 11(1), 65-70, 2013. <https://doi.org/10.1007/s10311-012-0380-4>.
- BUOL, S. W.; SOUTHARD, R. J.; GRAHAM, R. C.; MCDANIEL, P. A. *Soil genesis and classification*. John Wiley & Sons. 2011.
- CÂMARA, E. R. G.; DOS SANTOS, J. C. B.; DE ARAUJO FILHO, J. C.; SCHULZE, S. M. B. B.; CORREA, M. M.; FERREIRA, T. O.; SOUSA, J. E. S.; SOUZA JUNIOR, V. S. Parent rock–pedogenesis relationship: How the weathering of metamorphic rocks influences the genesis of Planosols and Luvisols under a semiarid climate in NE Brazil. *Geoderma*, 385, 114878, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114878>.
- CASE, D. H.; WANG, F.; GIAMMAR, D. E. Precipitation of magnesium carbonates as a function of temperature, solution composition, and presence of a silicate mineral substrate. *Environmental Engineering Science*, 28(12), 881-889, 2011. <https://doi.org/10.1089/ees.2010.0341>.
- CATTO, B.; JAHNERT, R. J.; WARREN, L. V.; VAREJAO, F. G.; ASSINE, M. L. The microbial nature of laminated limestones: Lessons from the Upper Aptian, Araripe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.05.007>.
- CORTI, G.; COCCO, S.; HANNACHI, N.; CARDELLI, V.; WEINDORF, D. C.; MARCELLINI, M.; AGNELLI, A. Assessing geomorphological and pedological processes in the genesis of pre-desert soils from southern Tunisia. *Catena*, 187, 104290, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104290>.

- CLAES, H.; MIRANDA, T.; FALCÃO, T. C.; SOETE, J.; MOHAMMADI, Z.; ZIEGER, L.; ERTHAL, M. M.; AGUILLAR, J.; SCHMATZ, J.; SWENNEN, R. Model for calcite spherulite formation in organic, clay-rich, lacustrine carbonate shales (Barbalha Formation, Aptian, Araripe Basin, NE Brazil). *Marine and Petroleum Geology*, 128, 104988, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104988>.
- COBLINSKI, J. A.; GIASSON, É.; DEMATTÊ, J. A.; DOTTO, A. C.; COSTA, J. J. F.; VAŠÁT, R. Prediction of soil texture classes through different wavelength regions of reflectance spectroscopy at various soil depths. *Catena*, 189, 104485, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104485>.
- COMSTOCK, J. P.; SHERPA, S. R.; FERGUSON, R.; BAILEY, S.; BEEM-MILLER, J. P.; LIN, F.; LEHMANN, J.; WOLFE, D. W. Carbonate determination in soils by mid-IR spectroscopy with regional and continental scale models. *Plos one*, 14(2), e0210235, 2019. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0210235>.
- CORRÊA, M.M.; KER, J.C.; MENDONÇA, E.S.; RUIZ, H.A.; BASTOS, R.S. Atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos da região das Várzeas de Sousa (PB). *Rev. Bras. Ciência do Solo* 27, 311–327, 2003. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832003000200011>.
- DAY, P.R. Particle fractionation and particle size analysis. In: Black, C.A. (Ed.) *Methods of soil analysis*. American Society of Agronomy, Madison, pp. 545–567, 1965.
- DEOCAMPO, D. M. Evaporative evolution of surface waters and the role of aqueous CO₂ in magnesium silicate precipitation: Lake Eyasi and Ngorongoro Crater, northern Tanzania. *South African Journal of Geology*, 108(4), 493-504, 2005. <https://doi.org/10.2113/108.4.493>.
- DEOCAMPO, D. M.; JONES, B. F. *Geochemistry of saline lakes*. 2014.
- DEMATTÊ, J. A.; CAMPOS, R. C.; ALVES, M. C.; FIORIO, P. R.; NANNI, M. R. Visible–NIR reflectance: a new approach on soil evaluation. *Geoderma*, 121(1-2), 95-112, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.09.012>.
- DEMATTÊ, J. A. M.; BELLINASSO, H.; ROMERO, D. J.; FONGARO, C. T. Morphological interpretation of reflectance Spectrum (MIRS) using libraries looking. *Science in Agriculture*, 71(6), 509-520, 2014. <https://doi.org/10.1590/0103-9016-2013-0365>.
- DEMATTÊ, J. A.; TERRA, F. S. Spectral pedology: a new perspective on evaluation of soils along pedogenetic alterations. *Geoderma*, 217, 190-200, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.11.012>.
- DI IORIO, E.; CIRCELLI, L.; LORENZETTI, R.; COSTANTINI, E. A.; EGENDORF, S. P.; COLOMBO, C. Estimation of andic properties from Vis-NIR diffuse reflectance spectroscopy for volcanic soil classification. *Catena*, 182, 104109, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104109>.
- EUGSTER, H.P.; HARDIE, L.A. *Saline Lakes*. Pp. 237-294 in: *Lakes: chemistry, geology and physics* (A. Lerman, ed.). Springer-Verlag. Berlin, 1978.
- EZE, P. N.; MOLWALEFHE, L. N.; KEBONYE, N. M. Geochemistry of soils of a deep pedon in the Okavango Delta, NW Botswana: Implications for pedogenesis in semi-arid regions. *Geoderma Regional*, 24, e00352, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00352>.
- FAMBRINI, G. L.; NEUMANN, V. H. D. M. L.; DE BARROS, C. L.; DA SILVA, S. M. O. A.; GALM, P. C.; DE MENEZES FILHO, J. A. B. Análise estratigráfica da Formação Brejo Santo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: implicações paleogeográficas. *Geologia USP. Série Científica*, 13(4), 3-28, 2013. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201300040001>.
- FAMBRINI, G. L.; NEUMANN, V. H. M. L.; MENEZES-FILHO, J. A. B.; SILVA-FILHO, W.F.; OLIVEIRA, E.V. Fácies architecture of the fluvial Missão Velha Formation (late

jurassic–early cretaceous), Araripe Basin, northeast Brazil: paleogeographic and tectonic implications. *Acta Geol. Pol.* 67, 515–545, 2017.

FANG, Q.; HONG, H.; ZHAO, L.; KUKOLICH, S.; YIN, K.; WANG, C. Visible and near-infrared reflectance spectroscopy for investigating soil mineralogy: A review. *Journal of Spectroscopy*, 2018. <https://doi.org/10.1155/2018/3168974>.

FURQUIM, S.A.C.; BARBIÉRO, L.; GRAHAM, R.C.; QUEIROZ NETO, J.P.; FERREIRA, R.P.D.; FURIAN, S. Neof ormation of micas in soils surrounding an alkaline-saline lake of Pantanal wetland, Brazil. *Geoderma* 158, 331–342, 2010a. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.05.015>.

FURQUIM, S. A. C.; GRAHAM, R. C.; BARBIÉRO, L.; NETO, J. Q.; VIDAL-TORRADO, P. Soil mineral genesis and distribution in a saline lake landscape of the Pantanal Wetland, Brazil. *Geoderma*, 154(3-4), 518-528, 2010b. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.03.014>.

FURQUIM, S.A.C.; GRAHAM, R.; BARBIERO, L.; QUEIROZ NETO, J.P.; VALLÈS, V. Mineralogy and genesis of smectites in an alkaline-saline environment of Pantanal wetland, Brazil. *Clay. Clay Miner.* 56, 580–596, 2008. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2008.0560511>.

GUIMARÃES, C. C. B.; DEMATTÊ, J. A.; DE AZEVEDO, A. C.; DALMOLIN, R. S. D.; TEN CATEN, A.; SAYÃO, V. M.; CRIPIANO-SILVA, R.; POPPIEL, R. R.; MENDES, W. S.; SALAZAR, D. F. U.; SOUZA, A. B. Soil weathering behavior assessed by combined spectral ranges: Insights into aggregate analysis. *Geoderma*, 402, 115154, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115154>.

IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome, 2015.

JAWORSKA, H.; DAŃKOWSKA-NASKRĘT, H.; KOBIERSKI, M. Iron oxides as weathering indicator and the origin of Luvisols from the Vistula glaciation region in Poland. *Journal of Soils and Sediments*, 16(2), 396-404, 2016. <https://doi.org/10.1007/s11368-015-1201-8>.

JAYAWARDENA, U.D.S.; IZAWA, E. A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: a study from Sri Lanka. *Eng. Geol.* 36, 303–310, 1994. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(94\)90011-6](https://doi.org/10.1016/0013-7952(94)90011-6).

Jl, J.; GE, Y.; BALSAM, W.; DAMUTH, J. E.; CHEN, J. Rapid identification of dolomite using a Fourier Transform Infrared Spectrophotometer (FTIR): A fast method for identifying Heinrich events in IODP Site U1308. *Marine Geology*, 258(1-4), 60-68, 2009. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.11.007>.

JONES, B.F. Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. In: F.A. Mumpton (Editor), *Studies in Diagenesis*. United States Geological Survey Bulletin, 1578, 291-300, 1986.

KALININ, P. I.; KUDREVATYKH, I. Y.; MALYSHEV, V. V.; PILGUY, L. S.; BUHONOV, A. V.; MITENKO, G. V.; ALEKSEEV, A. O. Chemical weathering in semi-arid soils of the Russian plain. *Catena*, 206, 105554, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105554>.

KÄMPF, N.; CURI, N. Oxidos de ferro: Indicadores de atributos e ambientes pedogeneticos e geoquimicos. In: NOVAIS, R.F., ALVAREZ V., V.H., SCHAEFER, C.E.G.R. (Eds.) *Tópicos em ciência do solo*. Sociedade Brasileira de Ciencia do Solo, Vicosa, pp.107-138, 2000.

KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J.J. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo, in: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.), *Química e mineralogia do solo parte I - conceitos básicos*. SBCS, Viçosa, pp. 333–379, 2009.

KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: KER, J.C., SHAEFER, C.E.G.R., VIDAL-TORRADO, P. Pedologia: fundamentos. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Viçosa, pp.207-302, 2012.

KÖHLER, S. J.; DUFAUD, F.; OELKERS, E. H. An experimental study of illite dissolution kinetics as a function of pH from 1.4 to 12.4 and temperature from 5 to 50 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(19), 3583-3594, 2003. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00163-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00163-7).

LIU, W.; LIU, C.; BRANTLEY, S. L.; XU, Z.; ZHAO, T.; LIU, T.; YU, C.; XUE, D.; ZHAO, Z.; CUI, L.; ZHANG, Z.; FAN, B.; GU, X. Deep weathering along a granite ridgeline in a subtropical climate. *Chemical Geology*, 427, 17-34, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.02.014>.

MADEJOVÁ, J.; GATES, W. P.; PETIT, S. IR spectra of clay minerals. In *Developments in clay science* (Vol. 8, pp. 107-149). Elsevier, 2017. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100355-8.00005-9>.

MARQUES, K. P.; RIZZO, R.; DOTTO, A. C. E.; SOUZA, A. B.; MELLO, F. A.; NETO, L. G.; ANJOS, L. H. C.; DEMATTÊ, J. A. How qualitative spectral information can improve soil profile classification?. *Journal of Near Infrared Spectroscopy*, 27(2), 156-174, 2019. <https://doi.org/10.1177/0967033518821965>.

MARTILL, D. M.; LOVERIDGE, R. F.; MOHR, B. A. R.; SIMMONDS E. A wildfire origin for terrestrial organic debris in the Cretaceous Santana Formation Fossil Lagerstätte (Araripe Basin) of north-east Brazil. *Cretaceous Research*, 34, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2011.10.011>.

MOURA-BUENO, J. M.; DALMOLIN, R. S. D.; TEN CATEN, A.; DOTTO, A. C.; DEMATTÊ, J. A. Stratification of a local VIS-NIR-SWIR spectral library by homogeneity criteria yields more accurate soil organic carbon predictions. *Geoderma*, 337, 565-581, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.10.015>.

NEAMAN, A.; SINGER, A. The effects of palygorskite on chemical and physico-chemical properties of soils: a review. *Geoderma*, 123(3-4), 297-303, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.02.013>.

OLIVEIRA, D. P.; SARTOR, L. R.; JÚNIOR, V. S.; CORREA, M. M.; ROMERO, R. E.; ANDRADE, G. R. P.; FERREIRA, T. O. Weathering and clay formation in semi-arid calcareous soils from Northeastern Brazil. *Catena*, 162, 325-332, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.10.030>.

OLSEN, S.R.; COLE, C.V.; WATENABE, F.S.; DEAN, L.A. Estimation of available phosphorus in soils by extraction with sodium bicarbonate. Circular 939. USDA, Washington. 1954.

OKEWALE, I. A. Applicability of chemical indices to characterize weathering degrees in decomposed volcanic rocks. *Catena*, 189, 104475, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104475>.

OSAT, M.; HEIDARI, A.; EGHBAL, M. K.; MAHMOODI, S. Impacts of topographic attributes on Soil Taxonomic Classes and weathering indices in a hilly landscape in Northern Iran. *Geoderma*, 281, 90-101, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.06.020>.

PEI, X.; SUDDUTH, K. A.; VEUM, K. S.; LI, M. Improving in-situ estimation of soil profile properties using a multi-sensor probe. *Sensors*, 19(5), 1011, 2019. <https://doi.org/10.3390/s19051011>.

- PEULVAST, J. P.; SALES, V. C.; BÉTARD, F.; GUNNELL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Global and Planetary Change*, 62(1-2), 39-60, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.005>.
- PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. *Geomorphology*, 233, 20-40, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.009>.
- PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F. Morphostratigraphic constraints and low temperature thermochronology: Lessons from a review of recent geological and geomorphological studies in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 103464, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103464>.
- PETIT, S.; MARTIN, F.; WIEWIORA, A.; DE PARSEVAL, P.; DECARREAU, A. Crystal-chemistry of talc: A near infrared (NIR) spectroscopy study. *American Mineralogist*, 89(2-3), 319-326, 2004. <https://doi.org/10.2138/am-2004-2-310>.
- PINHEIRO JUNIOR, C.R.; PEREIRA, M.G.; DE AZEVEDO, A.C.; VAN HUYSSTEEN, C.; ANJOS, L.H.C.; FONTANA, A.; SILVA NETO, E.C.; VIEIRA, J.N.; SANTOS, T.G. Genesis and classification of carbonate soils in the State of Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103183, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103183>.
- POZO, M.; CALVO, J. P. An overview of authigenic magnesian clays. *Minerals*, 8(11), 520, 2018. <https://doi.org/10.3390/min8110520>.
- RABOT, E.; WIESMEIER, M.; SCLÜTER, S.; VOGEL, H. J. Soil structure as an indicator of soil functions: A review. *Geoderma*, 314, 122-137, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.11.009>.
- RAMOS, P. V.; INDA, A. V.; BARRÓN, V.; SIQUEIRA, D. S.; JÚNIOR, J. M.; TEIXEIRA, D. D. B. Color in subtropical brazilian soils as determined with a Munsell chart and by diffuse reflectance spectroscopy. *Catena*, 193, 104609, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104609>.
- RAY, S.; CHAKRABORTY, T. Lower Gondwana fluvial succession of the Pench-Kanhan valley, India: stratigraphic architecture and depositional controls. *Sediment. Geol.* 151, 243e271, 2002. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00260-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00260-3).
- REICHE, P. Graphic representation of chemical weathering. *J. Sediment. Petrol.* 13 (2), 58–68, 1943. <https://doi.org/10.1306/D4269198-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- RIZZO, R.; DEMATTÊ, J. A.; TERRA, F. D. S. Using numerical classification of profiles based on Vis-NIR spectra to distinguish soils from the Piracicaba Region, Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 38(2), 372-385, 2014. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832014000200002>.
- RUXTON, B.P. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *The Journal of Geology* 76, 518–527, 1968. <https://doi.org/10.1086/627357>.
- SALISBURY, J. Mid-Infrared (2.1-2.5 um) Spectra of Minerals. Second edition. 1988.
- SANTOS, H.G.; JACOMINE, P.K.T.; ANJOS, L.H.C.; OLIVEIRA, V.A.; LUMBRERAS, J.F.; COELHO, M.R.; ALMEIDA, J.A.; ARAÚJO FILHO, J.C.; OLIVEIRA, J.B.; CUNHA, T.J.F. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 5. ed. Embrapa, Brasília. 2018
- SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 7.ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa. 2015.

- SANTOS, U. J.; DEMATTE, J. A. M.; MENEZES, R. S. C.; DOTTO, A. C.; GUIMARÃES, C. C. B.; ALVES, B. J. R.; PRIMO, D. C.; SAMPAIO, E. V. D. S. B. Predicting carbon and nitrogen by visible near-infrared (Vis-NIR) and mid-infrared (MIR) spectroscopy in soils of Northeast Brazil. *Geoderma Regional*, 23, e00333, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00333>. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00333>.
- SCHERER, C. M. S.; DE SÁ, E. F. J.; CÓRDOBA, V. C.; DO CARMO SOUSA, D.; AQUINO, M. M.; CARDOSO, F. M. C. Tectono-stratigraphic evolution of the Upper Jurassic–Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 49, 106-122, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.10.007>.
- SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B., WEED, S.B. (Eds.), *Minerals in soil environments*, 2. ed. Soil Science Society of America, Madison, pp. 380–427, 1989.
- SIFFERT, B. Quelques réactions de la silice en solution: la formation des argiles. *Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, 21, 86 pp. 1962.
- SILVA, J. P.; ALVES, G. B.; ROSS, J. L. S.; DE OLIVEIRA, F. S.; DO NASCIMENTO, M. A. L.; FELINI, M. G.; MONOSSO, F. C.; PEREIRA, D. Í. The Geodiversity of Brazil: Quantification, Distribution, and Implications for Conservation Areas. *Geoh Heritage*, 13(3), 1-21, 2021. <https://doi.org/10.1007/s12371-021-00598-0>.
- SILVERO, N. E. Q.; DI RAIMO, L. A. D. L.; PEREIRA, G. S.; DE MAGALHÃES, L. P.; DA SILVA TERRA, F.; DASSAN, M. A. A.; SALAZAR, D. F. U.; DEMATTÊ, J. A. Effects of water, organic matter, and iron forms in mid-IR spectra of soils: Assessments from laboratory to satellite-simulated data. *Geoderma*, 375, 114480, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114480>.
- SINGER, A. Palygorskite and Sepiolite. In: Dixon, J.B., Schulze, D.G. (Eds.), *Soil Mineralogy with Environmental Applications*. SSSA Book Series, vol. 7. Soil Science Society of America, Madison, WI, pp. 555–583, 2002.
- SINGER, A.; NORRISH, K. Pedogenic palygorskite occurrence in Australia. *Am. Mineral.* 59, 508–517, 1974.
- SOUZA, A. B.; DEMATTÊ, J. A.; MELLO, F. A.; SALAZAR, D. F.; MENDES, W. S.; SAFANELLI, J. L. Ratio of Clay Spectroscopic Indices and its approach on soil morphometry. *Geoderma*, 357, 113963, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113963>.
- SUÁREZ, M.; GARCIA-ROMERO, E. FTIR spectroscopic study of palygorskite: influence of the composition of the octahedral sheet. *Applied Clay Science*, 31(1-2), 154-163, 2006. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2005.10.005>.
- TABOADA, T.; RODRÍGUEZ-LADO, L.; FERRO-VÁZQUEZ, C.; STOOPS, G.; CORTIZAS, A. M. Chemical weathering in the volcanic soils of Isla Santa Cruz (Galápagos Islands, Ecuador). *Geoderma*, 261, 160-168, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.07.019>.
- TEIXEIRA, P.C.; DONAGEMMA, G.K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W.G. *Manual de métodos de análise de solo*. Embrapa, Brasília, 2017.
- TERRA, F. S.; DEMATTÊ, J. A.; ROSSEL, R. A. V. Proximal spectral sensing in pedological assessments: vis–NIR spectra for soil classification based on weathering and pedogenesis. *Geoderma*, 318, 123-136, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.10.053>.
- THOMSON, J.L.; SALISBURY, J.W. The mid-infrared reflectance of mineral mixtures (7–14 μm). *Remote Sens. Environ.* 45, 1–13, 1993. <https://doi.org/10.1016/0034-4257>.

- TURMAN, V. Q.; PEIXOTO, B. D. C. M.; MARINHO, T. D. S.; FERNANDES, M. A. A new trace fossil produced by insects in fossil wood of Late Jurassic–Early Cretaceous Missão Velha Formation, Araripe Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103266, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103266>.
- TUTOLO, B. M.; TOSCA, N. J. Experimental examination of the Mg-silicate-carbonate system at ambient temperature: Implications for alkaline chemical sedimentation and lacustrine carbonate formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 225, 80-101, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.01.019>.
- ÜNSALAN, O.; ALTUNAYAR-UNŞALAN, C.; KUZUCUOĞLU, A. Kaolinite based risk assessment of traffic-related pollution for selected historical libraries in Istanbul: Insights from urban topsoils studied by DRIFTS. *Journal of Spectroscopy and Molecular Sciences*, 2(1), 1-43, 2020. <https://dergipark.org.tr/en/pub/jsms/issue/56957/801474>.
- VELDE, B. *Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment*. Springer, New York. 1995.
- VAN RANST, E.; PADMANABHAN, E.; VANDENBERGHE, R.E.; GRAVE, E.; MEES, F. Yellowing of a Red South African Kandiudult, Studied by Means of Mössbauer Spectroscopy. *Soil Sci.* 181, 75–81, 2016. <https://doi.org/10.1097/SS.0000000000000143>.
- VASQUES, G. M.; DEMATTÊ, J. A. M.; ROSSEL, R. A. V.; RAMÍREZ-LÓPEZ, L.; TERRA, F. S. Soil classification using visible/near-infrared diffuse reflectance spectra from multiple depths. *Geoderma*, 223, 73-7, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.01.019>.
- VISCARRA ROSSEL, R.; MCGLYNN, R. N.; MCBRATNEY, A. B. Determining the composition of mineral-organic mixes using UV–vis–NIR diffuse reflectance spectroscopy. *Geoderma*, 137(1-2), 70-82, 2006. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.07.004>.
- YEOMANS, J.C.; BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 19, 1467–1476, 1988. <https://doi.org/10.1080/001036288009368027>.
- WIJEWARDANE, N. K.; HETRICK, S.; ACKERSON, J.; MORGAN, C. L.; GE, Y. VisNIR integrated multi-sensing penetrometer for in situ high-resolution vertical soil sensing. *Soil and Tillage Research*, 199, 104604, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104604>.
- ZAMANIAN, K.; PUSTOVOYTOV, K.; KUZYAKOV, Y. Pedogenetic carbonates: Forms and formation processes. *Earth-Sciences Reviews*. 157, 1-17, 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.003>.
- ZIMMERMANN, M.; LEIFELD, J.; FUHRER, J. Quantifying soil organic carbon fractions by infrared-spectroscopy. *Soil Biology and Biochemistry*, 39(1), 224-231, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.07.010>.
- ZHANG, Y.; HARTEMINK, A. E. Digital mapping of a soil profile. *European Journal of Soil Science*, 70(1), 27-41, 2019. <https://doi.org/10.1111/ejss.12699>.

3. CAPÍTULO II

***BLACK SOILS NA BACIA DO ARARIPE, NE BRAZIL: ACUMULAÇÃO
DE CARBONO ORGÂNICO E INORGÂNICO EM UMA SEQUÊNCIA
CHERNOZEM-KASTANOZEM-PHAEOZEM***

3.1 RESUMO

Solos classificados como *Chernozem*, *Kastanozem* e *Phaeozems* são incluídos no conceito da FAO *Global Soil Partnership* como *black soils*. Esses solos são caracterizados pela elevada fertilidade natural, horizontes superficiais escuros enriquecidos em matéria orgânica, e acumulação de carbonatos, que ocorre especificamente nos *Chernozems* e *Kastanozems*. Na bacia do Araripe, nordeste do Brasil, os *black soils* formados a partir de calcários são observadas nas escarpas da chapada do Araripe e apesar da sua importância especialmente em regiões de clima seco, não há estudos de caracterização desses solos na região. O objetivo desse estudo foi caracterizar os atributos macro e micromorfológicos, físicos e químicos dos *black soils* da bacia sedimentar do Araripe, buscando identificar os principais mecanismos de acumulação de carbono orgânico e inorgânico. Foi selecionada uma topossequência composta por três perfis: *Chernozem* (P5) no terço superior; *Kastanozem* (P6) no terço médio; e *Phaeozem* (P7) no terço inferior. Foram realizadas as seguintes análises: granulométrica; complexo sortivo e carbonato de cálcio equivalente; carbono orgânico do solo; carbono orgânico associado aos minerais; carbono orgânico lábil; fracionamento das substâncias húmicas; carbono e nitrogênio total; micromorfológica e; análise espectral (mid-IR). Os altos teores de carbono orgânico associado aos minerais (MAOC), alta razão MAOC/SOC e baixa razão C/N indicam um elevado grau de transformação e estabilização da matéria orgânica dos solos. Os altos teores de argilas 2:1 e Ca^{2+} trocável favorecem os mecanismos de estabilização por interação organo-mineral. O predomínio de carbonatos de origem geogênica (fragmentos de calcário na fração areia) indica uma baixa dissolução dos mesmos. Entretanto, através da avaliação micromorfológica, carbonatos pedogenéticos podem ser observados no topo do horizonte B dos solos, onde a pressão de CO_2 é menor. A variação do relevo parece ter influência no carbono inorgânico apenas no *Phaeozem*, localizado no terço inferior, que favoreceu maior umidade e maior atividade de raízes em profundidade, elevando a pressão de CO_2 e dificultando a reprecipitação dos carbonatos apesar dos altos valores de pH e Ca^{2+} trocáveis.

Palavras-chave: Solos carbonáticos. Micromorfologia de solos. Carbono orgânico associada a minerais. Interação organo-mineral. Mudanças climáticas.

3.2 ABSTRACT

The Global Soil Partnership, Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), includes soils classified as Chernozem, Kastanozem, and Phaeozems as black soils. These soils are characterized by high natural fertility and dark surface horizons enriched in organic matter. The soil groups Chernozems and Kastanozems are also characterized by carbonate accumulation. In the Araripe basin located in northeastern Brazil, black soils formed from limestones are present in the scarps of the Araripe Plateau. Despite their importance, particularly in dry climatic regions, there are no studies characterizing the soils of this region. Thus, our study aimed to characterize the macro and micromorphological, physical, and chemical attributes of three soil profiles (Chernozem, Kastanozem, and Phaeozem, respectively in the upper, middle, and lower third) in a toposequence of soils of the Araripe sedimentary basin, to identify the main mechanisms of accumulation of organic and inorganic carbon. The following analyses were performed: particle size; sorptive complex and calcium carbonate equivalent; soil organic carbon; mineral-associated organic carbon; labile organic carbon; humic substances fractionation; total carbon and nitrogen; micromorphological and; spectral analysis (mid-IR). In addition, we identified the main mechanisms of organic and inorganic C accumulation in these profiles. Our results showed that the combination of high mineral-associated organic carbon (MAOC) content, high MAOC/SOC ratio, and low C/N ratio indicates a high degree of transformation and stabilization of the organic matter in these soils. The high 2:1 clays and exchangeable Ca^{2+} levels benefit the stabilization of organic C by means of organic–mineral interactions. The dominance of carbonates of geogenic origin (limestone particles in the sand fraction) is indicative of the low dissolution of these carbonates. Through micromorphological evaluation, pedogenic carbonates were observed at the top of the B horizon of these soils, where the carbon dioxide (CO_2) pressure is lower. The variation in relief seems to have influenced inorganic C only in the Phaeozem (lower third). This location favored high humidity and root activity at depth, increasing the CO_2 pressure and hindering the re-precipitation of carbonates despite the high pH and abundance of exchangeable Ca^{2+} .

Keywords: Carbonate soils. Soil micromorphology. Mineral-associated organic carbon. Organo-mineral interaction. Climate change.

3.3 INTRODUÇÃO

Os grupos de solos identificados como *Chernozems*, *Kastanozems* e *Phaeozems* no WRB são caracterizados pela pronunciada acumulação de matéria orgânica no horizonte mineral superficial, possuem cores escuras, alta saturação por bases e, nos dois primeiros grupos, acumulação de carbonato secundário (IUSS Working Group WRB, 2015). Juntos, esses grupos de solos ocupam área de aproximadamente 885 milhões de hectares em todo o mundo, e apesar da pequena extensão territorial, estima-se que o armazenamento de carbono orgânico nesses solos seja na ordem de 82,05 ton 10⁹ (Kögel-Knabner e Amelung, 2021).

De acordo com o *Global Soil Partnership* (GSP) da *Food and Agriculture Organization of the United States* (FAO), esses grupos de solos são definidos como *black soils* e devido a sua elevada fertilidade natural e acumulação de matéria orgânica, são mundialmente importantes, tendo em vista sua relevância nas discussões sobre segurança alimentar e mudanças climáticas. As estimativas da FAO apontam para alta pressão de uso destes solos nas próximas décadas, merecendo atenção especial ao planejamento de uso e manejo.

Além da significativa acumulação de carbono orgânico, a presença de carbonatos (especificamente nos *Chernozems* e *Kastanozems*) nos *black soils* também faz destes acumuladores de carbono inorgânico. Devido a maior sensibilidade a mudanças no manejo e ações antrópicas, o número de estudos sobre o armazenamento de carbono orgânico no solo é muito maior quando comparado as formas inorgânicas. Apesar da formação dos carbonatos estar associada a ciclos geogênicos e pedogênicos, havendo, portanto, uma troca mais lenta de CO₂ com a atmosfera (Zamanian et al., 2016), processos que levam a acidificação do solo são responsáveis por aumento significativo na emissão de CO₂ (Raza et al., 2021) sobretudo em ambientes com elevados teores de carbonatos (Shi et al., 2012; Yang et al., 2012).

Essas formas inorgânicas desempenham um importante papel no sequestro de carbono, tendo em vista que as estimativas apontam que 40% do carbono do solo encontra-se armazenado como minerais carbonáticos (Stanbery et al., 2017). No entanto, apesar da grande importância do ponto de vista ambiental, segundo Monger et al. (2015), o sequestro de carbono através da precipitação de carbonato pedogenético ocorre apenas quando a fonte de Ca é oriunda de minerais silicatados, não havendo, com isso, sequestro líquido em ambientes calcários, mas sim uma reação de equilíbrio.

Na bacia do Araripe, considerada a maior bacia sedimentar do interior do nordeste do Brasil, *black soils* podem ser observados em *drylands* nas escarpas da chapada do Araripe, formados a partir de calcários do Membro Crato da Formação Santana (Assine 2007; Salgado-Campos et al., 2021).

Apesar da grande importância dos *black soils*, especialmente em *drylands*, onde o déficit hídrico e a sazonalidade tendem a afetar o ciclo de nutrientes e mineralização da matéria orgânica (Delgado-Barquerizo et al., 2013; Sun et al., 2021), até o momento não há registros na literatura de estudos de caracterização desses solos na bacia do Araripe.

Diante do exposto, o objetivo desse estudo foi caracterizar os atributos macro e micromorfológicos, físicos e químicos dos *black soils* da bacia sedimentar do Araripe, buscando identificar os principais mecanismos de acumulação de carbono orgânico e inorgânico.

3.4 MATERIAL E MÉTODOS

3.4.1 Localização, Área do Estudo e Amostragem

A área de estudo está localizada no município de Santana do Cariri, região Sul do estado do Ceará (NE, Brasil) (Figura 14), nas escarpas da Chapada do Araripe com altitude variando entre 500 e 580 metros. A geologia da região é composta por calcários laminados alternados com rochas siliciclásticas (principalmente siltitos) pertencentes ao Membro Crato da Formação Santana (Assine, 2007).

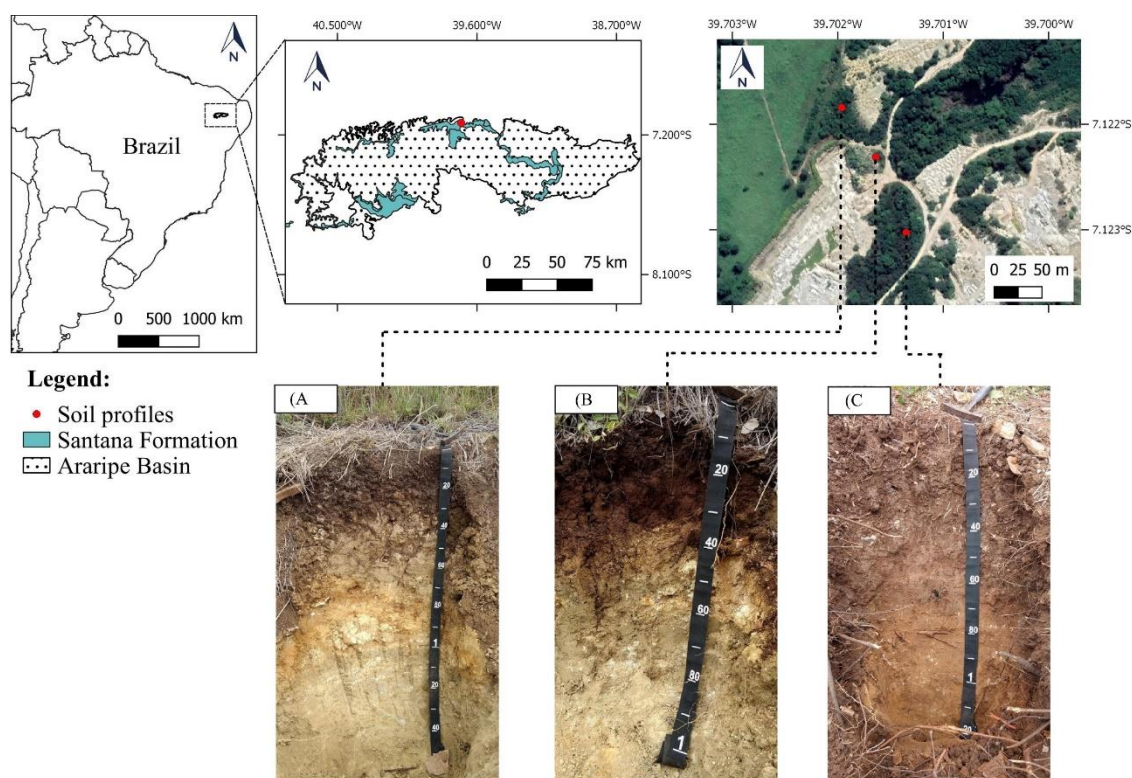


Figura 14. Representação esquemática da localização da área de estudo, geologia e perfis de solo. P5 (A); P6 (B); P7 (C).

A área está inserida em uma transição vegetacional de Caatinga hipoxerófila e Cerrado caducifólio, composta por espécies xerófilas arbórea-arbustiva densa, conhecida como vegetação de “carrasco” (FUNCEME, 2012). Devido a relação com a fitogeografia, a classificação climática de Gaussen melhor caracteriza a região, sendo do tipo 4bTh, tropical quente de seca média, com seca de inverno durando em torno de 5 a 6 meses e índice xerotérmico entre 100 e 150 (FUNCEME, 2012).

Uma topossequência foi selecionada e abertas trincheiras nas posições de terço superior (P5), terço médio (P6) e terço inferior (P7), seguida da descrição morfológica (Santos et al., 2015) e coleta de amostras deformadas para realização das análises físicas e químicas. Amostras indeformadas foram coletadas com auxílio de caixas de papel cartão no topo do horizonte de cada perfil para análises micromorfológicas (Castro e Cooper, 2019).

P5 foi classificado como *Haplic Chernozem (Clayic)* de acordo com o *World Reference Base for Soil Resources – WRB* (IUSS Working Group, 2015), e como Chernossolo Háplico Carbonático típico de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (Santos et al., 2018). P6 foi classificado como *Endoleptic Kastanozem (Clayic)* pelo WRB e como Chernossolo Háplico Carbonático leptofragmentário pelo SiBCS; e P7 classificado como

Chernic Phaeozem (Clayic) pelo WRB e como Chernossolo Háplico Órtico típico pelo SiBCS. Informações gerais da área de coleta encontram-se na Tabela 5.

Tabela 5. Informações gerais da paisagem e dos perfis de solos coletados.

Prof ⁽¹⁾	Classificação de Solos		Coordenadas	Posição na paisagem / elevação	Relevo local / declividade	Material de origem	Drenagem
	WRB ⁽²⁾	SiBCS ⁽³⁾					
P5	<i>Haplic Chernozem (Clayic)</i>	Chernossolo Háplico Carbonático típico	7°7'17.56"S 39°42'7.48"E	Terço superior / 536 m	Suave ondulado / 7%	Calcário, Formação Santana	Bem drenado
P6	<i>Endoleptic Kastanozem (Clayic)</i>	Chernossolo Háplico Carbonático leptofragmentário	7°7'20.19"S 39°42'7.26"E	Terço médio / 530 m	Forte ondulado / 22%	Calcário, Formação Santana	Bem drenado
P7	<i>Chernic Phaeozem (Clayic)</i>	Chernossolo Háplico Órtico típico	7°7'21.20"S 39°42'6.71"E	Terço inferior / 523 m	Ondulado / 10%	Sedimentos coluviais de calcário, Formação Santana	Moderadamente drenado

Legenda: (1) Prof = perfil; (2) WRB = *World Reference Base for Soil Resources* (IUSS Working Group, 2015); (2) SiBCS = Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Santos et al., 2018).

3.4.2 Análises Físicas e Químicas

Os teores de areia grossa e areia fina foram quantificados por tamisação (0,2 e 0,053 mm, respectivamente) e os teores de argila total quantificados pelo método da pipeta (Day, 1965), utilizando hexametáfosfato de sódio como agente dispersante. Os teores de silte foram determinados a partir da diferença entre os teores de areia total (areia fina + areia grossa) mais argila total.

As análises dos atributos químicos do solo foram realizadas de acordo com Teixeira et al. (2017). Foram quantificados: a) valores de pH em água e KCl 1 mol L⁻¹ nas proporções 1:2,5; b) teores de Ca²⁺, Mg²⁺ e Al³⁺ trocáveis utilizando solução extratora de KCl 1 mol L⁻¹, sendo Ca²⁺ e Mg²⁺ quantificados por complexometria titulados com solução EDTA e Al³⁺ por titulação com NaOH; c) teores de Na⁺ e K⁺ utilizando solução extratora duplo ácido (HCl e H₂SO₄), e quantificados por fotometria de chama; e) teores de P de acordo com Olsen et al. (1954), utilizando solução extratora de NaCO₃ 0,5 mol L⁻¹ a pH ajustado para 8,5, quantificados por colorimetria; f) teores de H+Al utilizando solução extratora acetado de cálcio 0,5 mol L⁻¹, quantificado por titulação com NaOH. A partir dos resultados obtidos foram calculados ΔpH (pH KCl – pH H₂O), soma de bases (S = Ca²⁺ + Mg²⁺ + Na⁺ + K⁺), capacidade de troca catiônica do solo (T = Ca²⁺ + Mg²⁺ + Na⁺ + K⁺ + H+Al), saturação por bases (V% = S/T x 100) e atividade da fração argila [CTC argila = (T x 1000)/argila total].

A quantificação dos teores de carbonato de cálcio equivalente (CaCO₃), foi realizada a partir da adição de HCl 0,5 mol L⁻¹ as amostras de TFSA que foram levadas a chapa aquecedora e posteriormente resfriadas e filtradas. Titulou-se o excesso de ácido com solução de NaOH 0,25 mol L⁻¹ na presença do indicador fenolftaleína (Teixeira et al., 2017).

Os teores (pseudototais) de Ca e Mg foram quantificados por digestão ácida de acordo com USEPA (1996). As amostras de terra fina seca ao ar foram levadas a bloco digestor, onde foram adicionados HNO₃, H₂O₂ e HCl em diferentes estágios. Os extratos foram filtrados e os teores de Ca e Mg quantificados em espectrômetro de absorção atômica.

Para extração dos teores de SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃ e TiO₂ (óxidos pedogenéticos), as amostras de terra fina seca ao ar (TFSA) foram solubilizadas em solução de H₂SO₄ 1:1, levadas placa aquecedora para fervura e posterior resfriamento e filtragem. A partir da solução filtrada foram determinados os valores de ferro, alumínio e titânio, e a determinação de sílica a partir dos resíduos. A partir dos resultados obtidos foram calculados os índices: $K_i = [(SiO_2/Al_2O_3) \times 1.7]$ e $K_r = \{(SiO_2/0.6)/[(Al_2O_3/1.02)+(Fe_2O_3/1.60)]\}$ (Teixeira et al., 2017).

3.4.3 Análises de Carbono do Solo e Nitrogênio Total

Os teores de carbono total (TC) e nitrogênio total (TN) foram quantificados por combustão em analisador elementar. Para quantificação dos teores totais de carbono orgânico do solo (SOC) as amostras foram maceradas e passadas por peneira com malha de diâmetro de abertura de 60 mesh. Foi utilizada solução de dicromato de potássio (K₂Cr₂O₇) 0,167 mol L⁻¹ como agente oxidante em meio ácido, titulando-se o excesso com solução de sulfato ferroso amoniacal 0,20 mol L⁻¹ na presença do indicador ferroin (Yeomans e Bremner, 1988).

As substâncias húmicas foram separadas em: fração ácido fúlvico (FAF), fração ácido húmico (HAF) e humina (HUM), a partir da técnica de solubilidade diferencial estabelecida pela Sociedade Internacional de Substância Húmicas, modificado por Benites et al. (2003). Os teores de carbono orgânico lábil (LOC) foram obtidos com base na resistência a oxidação (Loginow et al., 1987), através do contato de amostras de terra com solução de KMnO₄ e quantificados a partir da variação da concentração da solução usando espectrômetro em 565 nm. Enquanto o carbono orgânico associado aos minerais (MAOC) foi separado por hidrólise ácida de acordo com Wang et al. (2017) e quantificado por oxidação com uso de K₂Cr₂O₇ (Yeomans e Bremner, 1988). Os teores de carbono inorgânico do solo (SIC) foram obtidos a partir da diferença entre o carbono total e carbono orgânico do solo (SIC = TC – SOC).

3.4.4 Espectros de Mid-IR

Espectros de solo na região do infravermelho médio (mid-IR) foram obtidos com um Alpha FTIR Spectrometer (Bruker Optik GmbH, Germany) com um acessório de reflexão difusa no intervalo de comprimento de onda de 4000 a 600 cm⁻¹, com resolução espectral de 2 cm⁻¹. Utilizou-se uma placa de ouro difusa como referência de fundo. As leituras espectrais foram realizadas em duplicata, sendo cada replicata composta pela média de 32 escaneamentos consecutivos. A média dessas medidas representaram cada uma das amostras nas análises subsequentes.

Os mesmos sistemas de sensores e protocolo de aquisição de dados utilizados neste estudo foram descritos por Santos et al. (2020). Os espectros de cada perfil foram submetidos à análise descritiva de modo a caracterizar a intensidade, forma e feições de absorção presentes nas curvas espectrais (Demattê e Terra, 2014; Terra et al., 2015).

3.4.5 Micromorfologia do Solo

A caracterização micromorfológica foi realizada a partir da coleta de amostras indeformadas com auxílio de caixas de papel cartão, que foram posteriormente secas e impregnadas com resina de poliéster, cortadas e polidas para preparo das lâminas finas. Os procedimentos de amostragem e preparo das lâminas foram realizados de acordo com Castro e Cooper (2019). As lâminas foram observadas em microscópio petrográfico e a descrição micropedológica realizada de acordo com Stoops (2003).

3.5 RESULTADOS

3.5.1 Atributos Morfológicos e Físicos

A profundidade efetiva dos solos variou de moderadamente profundos a profundo, sendo o perfil mais raso localizados no terço médio da paisagem (P6 - *Kastanozem*). Nos horizontes superficiais foram observadas cores muito escuras, especialmente em P5 (*Chernozem*) com valor e croma igual a 2/1 (Tabela 6).

Tabela 6. Atributos morfológicos e físicos de *black soils* na bacia do Araripe.

Hor ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾	Cor	Estrutura ⁽³⁾	Areia		Silte	Argila	CTC argila cmol _c kg ⁻¹	Classe textural
	cm	úmida		Fina	Grossa				
P5 - <i>Chernozem</i> (terço superior)									
Ak	0-27	10YR 2/1	fo, pe, ba e fo, pe e me, gr	102	94	234	570	-	Argila
Bik1	27-47	10YR 4/4	mo a fo, gra, pr cp fo, pe, ba	45	63	254	638	85,1	Muito argilosa
Bik2	47-67	10YR 4/6	mo, pe, ba	49	37	241	673	79,6	Muito argilosa
BC	67-85	10YR 5/6	fr, pe, ba	136	105	458	301	165,5	Franco- argilosa
Ck1	85-97	10YR 5/4	maciça	148	94	418	340	206,9	Franco- argilosa
Ck2	97-145 ⁺	10YR 7/2	maciça	226	40	461	273	117,0	Franca
P6 - <i>Kastanozem</i> (terço médio)									
Ak	0-8	10YR 3/1	fo, mpe e pe, gr	95	65	264	576	-	Argila
ABk	8-20	10YR 3/2	fo, pe, ba	80	54	199	667	-	Muito argilosa
Bik	20-31	2,5YR 3/3	mo, gra, pr cp mo, pe e me, ba	74	47	190	689	72,0	Muito argilosa
BCk	31-48	10YR 6/3	mo, pe e me, ba	29	54	232	685	78,9	Muito argilosa
Ck1	48-66	10YR 7/3	maciça	37	36	240	687	81,6	Muito argilosa
Ck2	66-89 ⁺	10YR 7/2	maciça	268	92	435	205	213,4	Franca
P7 - <i>Phaeozem</i> (terço inferior)									
Ak1	0-10	7,5YR 3/2	fo, mpe, ba e fo, mpe e pe, gr	136	53	236	575	-	Argila
Ak2	10-31	7,5YR 3/2	fo, mpe, ba e fo, mpe e pe, gr	115	54	205	626	-	Muito argilosa
ABk	31-47	7,5YR 3/2	fo, pe, ba	105	50	213	632	-	Muito argilosa
Bik1	47-70	7,5YR 4/3	fo, pe, pr cp fo, pe, ba	81	31	189	699	86,4	Muito argilosa
Bik2	70-85	7,5YR 4/4	mo, pe, ba e bsa	305	46	226	423	130,6	Argila
BCk	85-108	7,5YR 5/4	mo, pe, ba e bsa	317	43	231	409	134,1	Argila
Ck	108- 121 ⁺	7,5YR 5/4	fr a mo, pe, ba	275	68	323	334	160,1	Franco- argilosa

Legend: (1) Hor = horizonte; (2) Prof. = profundidade; (3) fr = fraça; mo = moderate; fo = forte; mpe = muito pequena; pe = pequena; me = média; gra = grande; gr = granular; ba = blocos angulares; bsa = blocos subangulares; pr = prismática; cp = composta por; CTC argila = [(T x 1000)/argila].

Estrutura fortemente desenvolvida com tamanho variando de muito pequeno a médio, dos tipos granular e blocos angulares foi observada nos horizontes superficiais de todos perfis. Nos horizontes B, observou-se estrutura do tipo prismática, refletindo o predomínio de argilas de alta atividade. Reação de efervescência a HCl foi observada em todos os horizontes, variando

de moderada a forte nos horizontes subsuperficiais de P5 e P6 e, fraca em todos os horizontes de P7 e nos horizontes superficiais de P5 e P6. Na avaliação macromorfológica, feições de nódulos carbonáticos foram observados apenas nos horizontes Bik1 de P5. Raízes muito finas e finas em quantidade comum foram observadas em P5 e P6, concentradas no horizonte superficial. Em P7, muitas raízes com diâmetro variando de muito fina a grossa foram observadas até o horizonte Bik2, e em quantidade comum em BCK e Ck variando de médias a grossas.

Quanto a granulometria, houve predomínio das classes texturais argila e muito argilosa, especialmente em P6 e P7. Os teores de argila nos horizontes superficiais foram muito altos e variaram de 570 a 667 g kg⁻¹. Em subsuperfície, os teores de argila também foram altos, reduzindo apenas nos horizontes C, já a fração areia grossa dos solos é composta basicamente por concreções de ferro e carbonatos, enquanto na fração areia fina observou-se feldspato e quartzo.

3.5.2 Atributos Químicos

Os valores de pH dos perfis estudados variaram de 7,75 a 8,36, com classe de reação moderada a fortemente alcalino, resultando em valores de Al³⁺ nulos em todos os perfis de solo estudados (Tabela 7). Os teores de Ca²⁺ foram considerados muito altos variando de 29,3 a 53,5 cmol_c kg⁻¹, enquanto os teores de Mg²⁺ variaram de 1,9 a 8,5 cmol_c kg⁻¹. Os teores de Na⁺ foram superiores aos de K⁺ em todos os perfis estudados, contudo, ambos foram considerados baixos. A acidez potencial (H+Al) foi baixa, com valor máximo de 0,8 cmol_c kg⁻¹, refletindo em uma saturação por bases (V%) muito alta, variando de 98 a 100%. Os teores de P foram muito baixos em todos os solos, o que está associado aos altos teores de cálcio trocável e aos valores de pH que condicionam a formação de fosfato de cálcio, reduzindo portando a disponibilidade de P.

Os teores de CaCO₃ equivalente variam entre 11 e 267 g kg⁻¹, com maior variação em profundidade no *Chernozem*. Em geral, os menores teores foram observados no *Phaeozem* (P7), com teor máximo de 41 g kg⁻¹ no horizonte Bik1. Os teores de Ca quantificados por digestão ácida variam de 3,7 a 68,9 g kg⁻¹, com valores de R² para correlação com os teores de CaCO₃ igual a 0,9883 (Figura 15a). Os teores de Mg foram menores, variando de 3,9 a 10,3 g kg⁻¹, com valores de R² para correlação com os teores de CaCO₃ igual a 0,6624 (Figura 15b).

SiO₂ foi o principal componente da fração argila (óxidos pedogenéticos), com teores variam de 173 a 274 g kg⁻¹ entre os horizontes estudados (Tabela 8). Além disso, os valores do índice Ki (SiO₂/Al₂O₃) foram altos, superiores a 3,1, sugerindo maior atuação do processo de bissialitização, que somado aos altos valores de CTC de argila, indicam o predomínio de argilas 2:1. Os teores de Fe₂O₃ e TiO₂ foram considerados baixos, com teores máximos de 73 e 4,5 g kg⁻¹, respectivamente.

Tabela 7. Atributos químicos de *black soils* na bacia do Araripe.

Hor ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾ cm	pH		Δ pH	Al ³⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	H+Al	S ⁽³⁾	T ⁽⁴⁾	V ⁽⁵⁾ %	P mg kg ⁻¹	CaCO ₃ Eq. g kg ⁻¹
		H ₂ O	KCl												
P5 - <i>Chernozem</i> (terço superior)															
Ak	0-27	8,00	6,88	-1,12	0,0	39,7	3,8	0,15	0,10	0,3	43,75	44,08	99	5	22
Bik1	27-47	8,26	6,71	-1,55	0,0	52,3	1,9	0,07	0,05	0,0	54,33	54,33	100	3	154
Bik2	47-67	8,31	6,68	-1,63	0,0	50,9	2,5	0,10	0,07	0,0	53,57	53,57	100	4	158
BC	67-85	8,16	6,62	-1,54	0,0	32,8	2,3	0,09	0,06	0,0	35,25	35,25	100	4	18
Ck1	85-97	8,23	6,50	-1,73	0,0	29,3	1,9	0,07	0,05	0,3	31,33	31,66	99	2	11
Ck2	97-145 ⁺	8,34	6,90	-1,44	0,0	29,8	2,0	0,08	0,05	0,0	31,93	31,93	100	3	222
P6 - <i>Kastanozem</i> (terço médio)															
Ak	0-8	8,01	6,84	-1,17	0,0	44,5	3,2	0,13	0,08	0,3	47,91	48,24	99	5	34
ABk	8-20	7,89	6,55	-1,34	0,0	46,5	4,2	0,17	0,11	0,3	50,98	51,31	99	5	38
Bik	20-31	7,90	6,42	-1,48	0,0	46,1	3,0	0,12	0,08	0,3	49,30	49,63	99	4	154
BCK	31-48	8,35	6,83	-1,52	0,0	50,8	2,9	0,12	0,08	0,2	53,89	54,06	100	3	240
Ck1	48-66	8,34	6,70	-1,64	0,0	52,2	3,6	0,15	0,09	0,0	56,04	56,04	100	3	196
Ck2	66-89 ⁺	8,36	6,69	-1,67	0,0	41,3	2,3	0,09	0,06	0,0	43,75	43,75	100	4	267
P7 - <i>Phaeozem</i> (terço inferior)															
Ak1	0-10	7,98	6,87	-1,11	0,0	43,1	4,7	0,19	0,12	0,5	48,11	48,61	99	6	23
Ak2	10-31	7,75	6,52	-1,23	0,0	46,1	6,2	0,26	0,16	0,8	52,10	53,54	98	5	23
ABk	31-47	7,94	6,76	-1,18	0,0	45,3	4,7	0,19	0,12	0,5	50,31	50,81	99	5	21
Bik1	47-70	7,90	6,33	-1,57	0,0	53,5	6,0	0,25	0,15	0,5	59,90	60,39	99	4	41
Bik2	70-85	7,87	6,20	-1,67	0,0	48,8	5,9	0,24	0,15	0,2	55,09	55,26	100	3	22
BCK	85-108	7,82	6,02	-1,80	0,0	49,2	5,0	0,20	0,13	0,3	54,53	54,86	99	2	20
Ck	108-121 ⁺	7,76	5,69	-2,07	0,0	50,7	2,6	0,10	0,07	0,0	53,47	53,47	100	3	19

Legenda: (1) Hor. = horizonte (2) Prof. = profundidade; (3) S = soma de bases; (4) T = capacidade de troca catiônica à pH 7.0; (5) V% (saturação por bases) = (S/T) x 100.

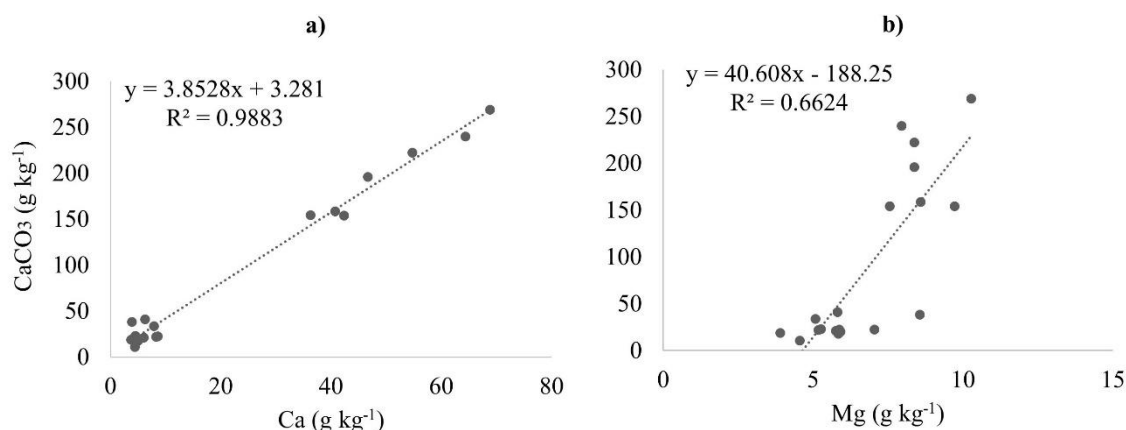


Figura 15. Relação entre os teores de CaCO_3 a Ca (a) e Mg (b) dos solos estudados.

Tabela 8. Conteúdo de óxidos pedogenéticos de *black soils* na bacia do Araripe.

Horizonte	Profundidade cm	g kg ⁻¹				K _i ⁽¹⁾	K _r ⁽²⁾	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂			
P5 - <i>Chernozem</i> (terço superior)								
Ak	0-27	234	127	73	4,0	3,1	2,3	2,7
Bik1	27-47	268	135	63	3,9	3,4	2,6	3,4
Ck2	97-145 ⁺	173	88	41	4,4	3,3	2,6	3,4
P6 - <i>Kastanozem</i> (terço médio)								
Ak	0-8	256	140	68	4,5	3,1	2,4	3,2
Bik	20-31	244	127	44	3,6	3,3	2,7	4,5
Ck2	66-89 ⁺	270	128	65	3,8	3,6	2,7	3,1
P7 - <i>Phaeozem</i> (terço inferior)								
Ak1	0-10	272	133	61	3,8	3,5	2,7	3,4
Bik1	47-70	274	118	50	3,8	3,9	3,1	3,7
Ck	108-121 ⁺	217	92	45	3,8	4,0	3,1	3,2

Legenda: (1) $K_i = (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) \times 1,7$; (2) $K_r = (\text{SiO}_2/0,6)/[(\text{Al}_2\text{O}_3/1,02)+(\text{Fe}_2\text{O}_3/1,60)]$.

3.5.3 Carbono Orgânico e Inorgânico do Solo

Os teores totais de carbono orgânico do solo (SOC) foram considerados altos, sendo superiores a $30,6 \text{ g kg}^{-1}$ no primeiro subhorizonte A dos solos estudados, com redução dos valores em profundidade (Figura 16). A maior acumulação de carbono orgânico foi observada em P7, que possui horizonte chernic com espessura de 47 cm e teores de SOC variando entre $24,8$ e $32,3 \text{ g kg}^{-1}$. Os teores de carbono inorgânico do solo (SIC) oscilaram entre $1,30$ e $32,3 \text{ g kg}^{-1}$, com maior variabilidade em profundidade observada em P5. Em P6, os menores teores ocorrem nos horizontes Ak e ABk ($4,0$ e $4,6 \text{ g kg}^{-1}$, respectivamente) com aumento em subsuperfície; enquanto em P7, os teores foram baixos em todos os horizontes ($\sim 2,5 \text{ g kg}^{-1}$), com leve incremento no horizonte Bik1 ($4,9 \text{ g kg}^{-1}$).

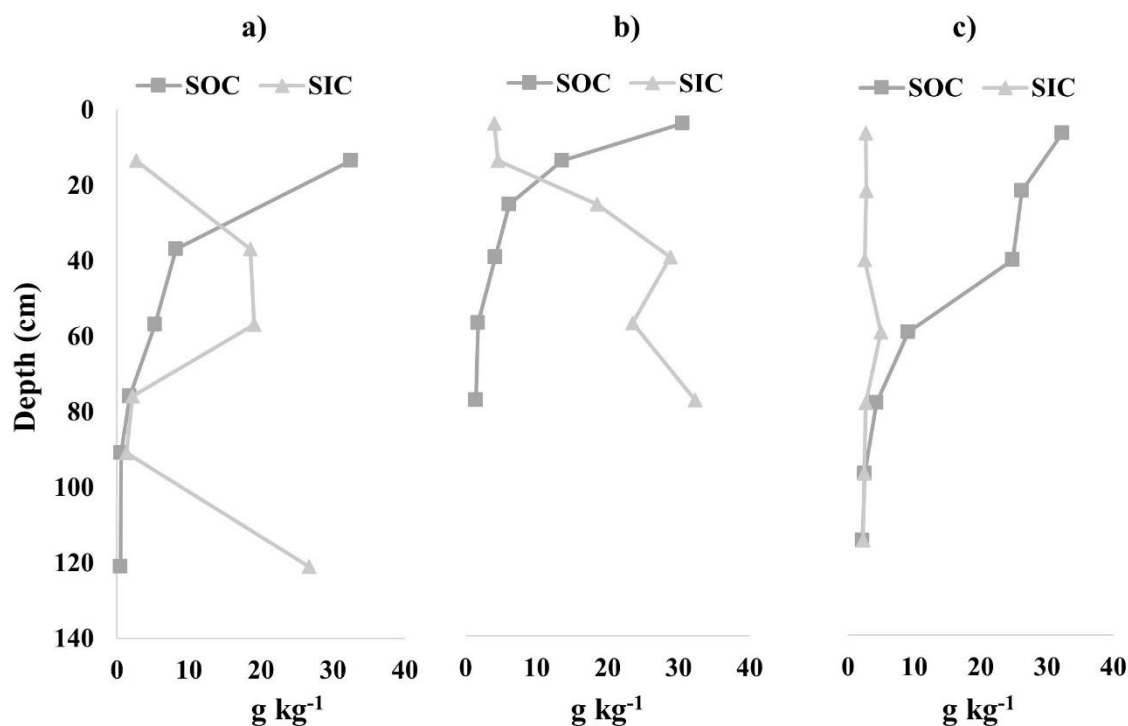


Figura 16. Distribuição em profundidade dos teores de carbono orgânico (SOC) e inorgânico (SIC) do solo em P5 (a), P6 (b) e P7 (c).

3.5.4 Frações do Carbono Orgânico do Solo e Nitrogênio Total

A partir do fracionamento das substâncias húmicas dos horizontes superficiais observa-se o grande predomínio da fração humina, com teores variando entre 12,8 e 29,7 g kg⁻¹ (Tabela 9). As demais frações possuem teores muito baixos, variando entre 0,2 e 1,0 g kg⁻¹ para fração ácido húmico (HAF), e entre 0,3 a 1,4 g kg⁻¹ para fração ácidos fúlvicos (FAF). Esses resultados refletem em valores muito baixos da razão extrato alcalino (EA = HAF+FAF) / humina, variando de 0,03 a 0,08. Quanto ao fracionamento físico, os teores de carbono orgânico associado aos minerais (MAOC), variaram entre 13,4 e 31,8 g kg⁻¹, com valores da razão MAOC/SOC igual a 0,98 em todos os horizontes. Os teores de carbono orgânico lábil (LOC), considerada a fração mais acessível a atividade microbiana, foram inferiores a 0,9 g kg⁻¹. Os teores de nitrogênio total variaram entre 1,2 e 4,1 g kg⁻¹, enquanto os valores da razão C/N oscilaram entre 6,5 e 10,6.

Tabela 9. Frações de carbono orgânico e nitrogênio total de horizontes superficiais de *black soils* na bacia do Araripe.

Profile	Hor.	Prof. cm	Humina	-----g kg ⁻¹ -----					TN	EA Hum	MAOC SOC	LOC SOC	C N
				HAF	FAF	MAOC	LOC						
P5	Ak	0-27	29,7	0,6	1,0	31,8	0,7	4,1	0,05	0,98	0,02	8,0	
P6	Ak	0-8	28,6	0,9	1,2	30,1	0,9	3,2	0,07	0,98	0,03	9,6	
	ABk	8-20	12,8	0,5	0,3	13,4	0,3	1,2	0,06	0,98	0,02	10,6	
P7	Ak1	0-10	29,2	1,0	1,4	31,7	0,7	3,8	0,08	0,98	0,02	8,5	
	Ak2	10-31	22,7	0,7	1,2	25,7	0,6	2,6	0,08	0,98	0,02	10,2	
	ABk	31-47	25,7	0,2	0,6	24,3	0,6	3,8	0,03	0,98	0,02	6,5	

Legenda: Hor. = horizonte; Prof. = profundidade; HAF = fração ácido húmico; FAF = fração ácido fúlvico; MAOC = carbono orgânico associada aos minerais; LOC = carbono orgânico lábil; TN = nitrogênio total; EA = extrato alcalino (HAF+FAF); Hum = humina; SOC = carbono orgânico do solo.

3.5.5 Espectros de Mid-IR

O comportamento espectral na região mid-IR mostram feições típicas de carbonatos, especialmente em P5 e P6 (Figuras 17a e 17b). Essas feições de absorção relacionadas a carbonatos ocorrem nas bandas 713, 876, 1798, 2512, 2873 e 2984 cm⁻¹ (Ji et al., 2009; Comstock et al., 2019; Asgari et al., 2020) e são típicas da presença de calcita (Bruckman e Wriessnig, 2013). A maior intensidade de absorção dessas bandas foi observada nos horizontes Ck2 de P5 e P6, que por sua vez, possuem os maiores teores de CaCO₃. Por outro lado, nos horizontes Ak, BC e Ck1 de P5, e Ak e ABk de P6, onde os teores foram baixos, há uma redução na absorção. Em P7, onde os teores de CaCO₃ foram muito baixos, apenas a banda 2512 cm⁻¹ mostrou uma suave absorção nos horizontes Ak1 e ABk (Figura 17c).

Quanto as feições relacionadas a matéria orgânica, em todos os horizontes A e no horizonte Bik1 de P7 foram observadas absorções nas bandas 2853 e 2924 cm⁻¹ que estão associadas a vibrações C–H de grupamentos alifáticos (Calderón et al., 2011; Nkwain et al., 2018). Em 1562 cm⁻¹ verifica-se uma redução na intensidade do pico nos horizontes com maiores teores de SOC. De acordo com Asgari et al. (2020) a redução do pico entre 1517-1590 cm⁻¹ é afetada por compostos orgânicos e estão associadas a vibrações de COO⁻ assimétricos (Nuzzo et al., 2020). Por outro lado, o teor de carbonato promove uma maior intensidade de reflectância nessa banda (Asgari et al., 2020). A absorção em 1157 cm⁻¹ ocorre devido a vibrações C–O e C–H, de polissacarídeos e grupamentos alifáticos, respectivamente, e/ou vibrações O–Al–OH de argilas 2:1 (Araújo, 2013; Terra et al., 2015). Em 940 cm⁻¹ a feição de absorção está associada a grupamentos aromáticos de vibrações =C–H (Kucha, 1980; Inanaga et al., 1995; Nkwain et al., 2018).

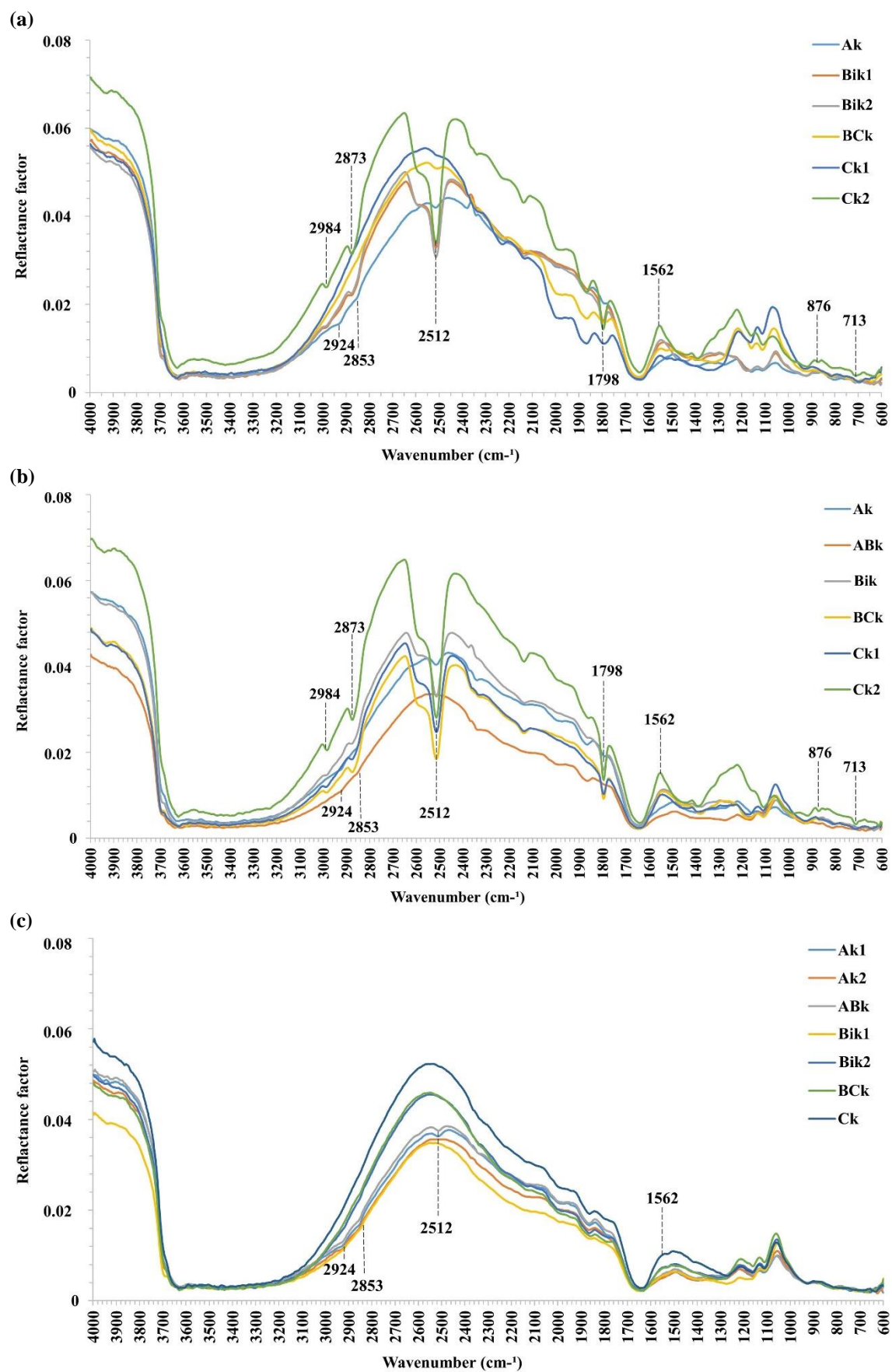


Figura 17. Comportamento espectral na região Mid-IR de P5 (a), P6 (b) e P7 (c).

3.5.6 Micromorfologia do Solo

De maneira geral, a caracterização micromorfológica foi similar para os horizontes subsuperficiais dos solos estudados, principalmente na fábrica do solo e na composição do material grosso e fino. Foi verificada microestrutura em blocos angulares com moderado desenvolvimento, em todos os horizontes, com agregados parcialmente acomodados. A distribuição relativa foi do tipo porfírica, com relação material grosso/material fino (c:f) igual a 1:3, indicando o predomínio de textura argilosa. A natureza do material grosso é composta basicamente por concreções de ferro e em menor quantidade por quartzo, que se mostra mais fraturado em P7, possivelmente associado ao retrabalhamento do material de origem coluvial no terço inferior. Enquanto o material fino é composto por argilominerais e óxidos de ferro. Foram observados poros dos tipos câmaras, cavidades e micro-planar em intragregado, e cavidades e planar em interagregado. Os principais tipos de fábricas birrefringentes foram poroestriada e granoestriada.

As principais feições pedológicas observadas foram nódulos de ferro impregnados (Figuras 18a, 18b e 18c), em quantidade comum em todas as lâminas estudadas e, preenchimentos e revestimentos de carbonatos em quantidade comum em P5, e poucos revestimentos de carbonatos em P6 e P7, além de micronódulos carbonáticos em P5 e P6 (Figuras 18d e 18e). Bioesferulitos de minhoca preenchidos com calcita foram observados em P5 e P7 (Figura 18f).

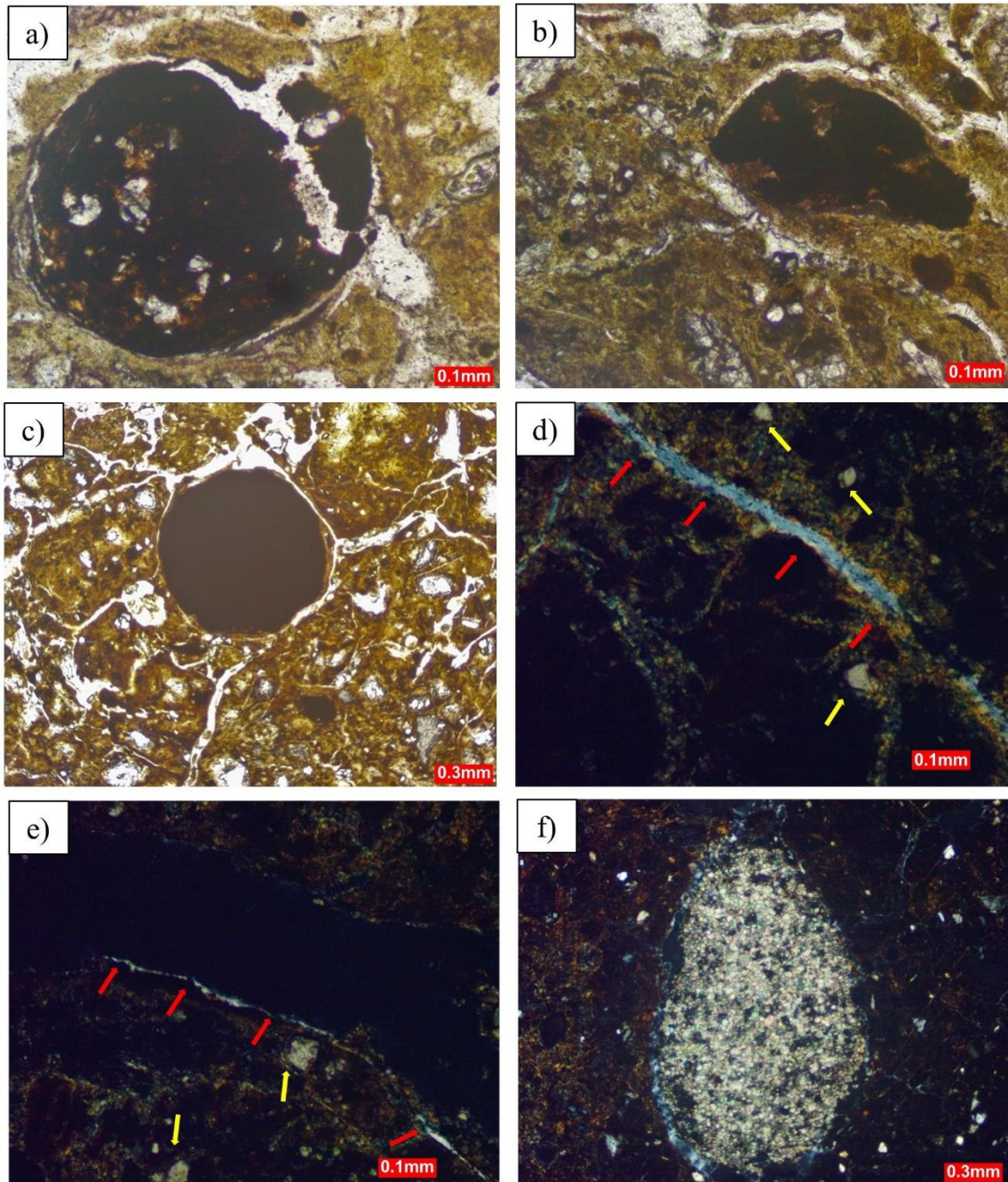


Figura 18. Nódulo de Fe impregnado (a); (b); (c); Preenchimento de carbonato com fábrica birrefringente poroestriada (setas vermelhas) e micronódulos de carbonato (setas amarelas) em Bik1-P5 (d); revestimentos de carbonatos (setas vermelhas) e micronódulos de carbonato (setas amarelas) em Bik-P6 (V: poro); (e); e bioesferulíto de minhoca preenchido com calcita in Bik1-P7 (f). Luz polarizada plana (PPL): (a); (b); (c). Luz polarizada cruzada (XPL): (d); (e); (f).

3.6 DISCUSSÃO

3.6.1 Acumulação de Carbono Orgânico

O comportamento similar dos diferentes compartimentos da matéria orgânica dos *black soils* da bacia do Araripe sugere a atuação dos mesmos mecanismos de estabilização de SOC para todos os solos.

O grande predomínio da fração humina indicado pelos valores muito baixos da razão EA/Hum evidenciam um elevado grau de humificação da matéria orgânica, conferindo alta estabilidade. Apesar de ser considerada a fração mais recalcitrante das substâncias húmicas, estudos evidenciam que essa maior resistência da humina ao ataque microbiano não necessariamente está associada à sua composição química, tendo em vista o predomínio de grupamentos funcionais alifáticos e carboxílicos (Stevenson, 1994; Hayes et al., 2017; Nuzzo et al., 2020). Segundo os autores, na realidade, essa maior resistência da humina se dá pela forte interação com a fração argila, formando complexos organo-minerais estáveis, o que corrobora com os altos teores de carbono orgânico associado aos minerais (MAOC) e a alta razão MAOC/SOC encontradas nesse estudo.

Somado a isso, os baixos valores da razão C/N observados em todos os solos desse estudo, indicam uma maior estabilização da matéria orgânica associada aos minerais e um maior grau de decomposição (Baisden et al., 2002; von Lützow et al., 2007; Kindler et al., 2011; Wang et al., 2017).

Diversos autores (Kleber et al., 2007; Kögel-Knabner et al., 2008; Tostche et al., 2018; Lavalley et al., 2019), explicam que a acumulação de carbono no solo via interação mineral ocorre tanto por ligações químicas entre a superfície de argilas e as moléculas orgânicas, quanto a oclusão em microagregados, ambas reduzindo a acessibilidade microbiana, o que explica os baixos teores de carbono orgânico lábil (LOC) verificados. Um fator que contribui para forte associação organo-mineral nos solos deste estudo são os teores muito altos de argila com predomínio de argilas de alta atividade. Salgado-Campos et al. (2021), ao estudarem a mineralogia da fração argila da geologia do Membro Crato da Formação Santana (área deste estudo), observaram o predomínio de montmorilonita, e em menor quantidade illita e caulinita. Adicionalmente, a condição de clima seco da região e a alta razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (índice Ki) sugerem baixo intemperismo e consequente manutenção dessas argilas 2:1 nos solos.

Apesar das camadas internas de filossilicatos 2:1 não interagirem com as moléculas orgânicas, a capacidade de sorção da área da superfície externa de esmectita e illita com essas moléculas é cerca de quatro vezes maior quando comparada a caulinita (Girard et al., 2005; Barré et al., 2014). Além disso, de acordo com estudo realizado por Saily et al. (2012) a mineralogia da fração argila também afeta a mineralização da matéria orgânica, que ocorre de forma mais rápida em solos caulíníticos quando comparado com solos ílíticos e esmectíticos.

Quanto aos cátions trocáveis, o predomínio e os teores muito elevados de Ca^{2+} (superiores a $40 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ em quase todos os horizontes superficiais), também contribuem para estabilização da matéria orgânica do solo. Estes altos teores de Ca^{2+} trocáveis favorecem a formação de pontes de cátions capazes de neutralizar a força de repulsão das superfícies negativamente carregadas dos compostos orgânicos e das argilas 2:1, um dos principais mecanismos de interação organo-mineral (Barré et al., 2014; Rowley et al., 2017).

Os altos teores de argila, somada a presença de grupamentos alifáticos de cadeia longa, identificados nos espectros de mid-IR, favorece a formação de agregados fortemente desenvolvidos e contribui para acumulação de carbono por oclusão física.

3.6.2 Acumulação de Carbono Inorgânico

A morfologia dos carbonatos observadas em profundidade no *Chernozem* e *Kastanozem* ocorrendo predominantemente como fragmentos de calcário na fração areia, sugerem uma origem geogênica da calcita (Zamanian et al., 2016). Essa maior quantidade de carbonato geogênico está diretamente relacionada a condição de clima seco da região que minimiza a dissolução dos carbonatos relacionados ao material de origem, e resultam em uma baixa intensidade de atuação do processo pedogenético de carbonatação (Kämpf e Curi, 2012).

Diante disso, a variação nos teores de carbono inorgânico do solo (SIC) em profundidade observada em P5 e P6, mostra relação mais próxima com a estratigrafia do Membro Crato da Formação Santana do que diferenças na taxa de dissolução dos carbonatos. No Membro Crato, intercalações de calcários laminados e siltitos podem ser observadas dentro dos primeiros 150 cm a partir da superfície (Salgado-Campos et al., 2021), o que possivelmente explica a drástica redução nos teores de SIC observadas em BC e Ck1 de P5. Além disso, observa-se um aumento considerável no teor de silte nesses horizontes, sugerindo que possivelmente foram formados a partir de uma camada de siltito. Além das diferentes litofácies do Membro Crato, Salgado-Campos et al. (2021) também identificaram variações geoquímicas associadas a modificações paleoambientais e paleoclimáticas, reduzindo tanto os teores de CaO quanto a quantidade de calcita, o que explica as variações nos teores de SIC nos solos desse estudo. Essas mudanças climáticas nos intervalos deposicionais em ambiente lacustre do Membro Crato também foram identificados por Guerra-Sommer et al. (2021) e, possivelmente foram responsáveis pela intensificação das reações redox que resultaram na formação das concreções de ferro, observadas na fração areia e na micromorfologia (Figuras 18a, 18b e 18c).

Apesar das evidências da natureza geogênica dos carbonatos, a análise micromorfológica do topo do horizonte B de todos os solos possuem feições carbonáticas de origem pedogenética, como revestimentos, preenchimentos e micronódulos (Figuras 18d e 18e) (Zamanian et al., 2016; Durand et al., 2018), que ocorrem em maior quantidade em P5. Os baixos teores de SIC nos horizontes superficiais são resultantes da maior atividade das raízes, que por sua vez eleva a pressão parcial de CO₂ favorecendo a dissolução dos carbonatos, que re-precipitam no topo do horizonte B devido a redução da pressão de CO₂ e altos teores de Ca²⁺ trocável e pH. Carbonatos de origem biogênica também foram observados na análise micromorfológica na forma de bioesferulitos de minhoca (Figura 18f) em P5 e P7. Esses excrementos na forma de grânulos esferoidais ricos em calcita são formados por muitas espécies de minhoca que possuem glândulas calcíferas, excretando inicialmente carbonato de cálcio em formas amorfas que rapidamente cristalizam ao entrar em contato com o solo (Lee et al., 2008; Lambkin et al., 2011a) e tendem a se estabilizar em solos com elevado pH e teores de Ca²⁺ trocáveis (Lambkin et al., 2011b).

Do ponto de vista ambiental, de acordo com Monger et al. (2015), o sequestro de carbono pela formação de carbonatos pedogenéticos ocorre apenas quando o cálcio é oriundo de minerais silicatados, não havendo, portanto, sequestro líquido quando o cálcio é derivado de carbonatos preexistentes. Entretanto, a re-precipitação dos carbonatos em ambiente calcário mantém o equilíbrio entre a emissão e captação de CO₂. Apesar de pouco estudado, os minerais presentes nas rochas carbonáticas influenciam na dinâmica de formação de carbonatos pedogenéticos. Pinheiro Junior et al. (2021) ao estudarem a gênese de solos em ambiente de litologia composta por mármore dolomítico, observaram morfologia de carbonatos pedogenéticos apenas nos horizontes com alta razão CaO/MgO. Nos horizontes em que o teor de MgO foi maior que CaO, carbonatos foram observados apenas na fração areia e foram associados a carbonatos geogênicos. De acordo com Boggs Jr e Boggs (2009) e Case et al. (2011), a precipitação de dolomita e magnesita em condições de temperatura ambiente é dificultada, mesmo em condições de alta concentração de magnésio. Além disso, uma maior

concentração de magnésio dificulta a cristalização da calcita (Rodriguez-Blanco et al., 2012; Zhang et al., 2017).

Diante do exposto, a re-precipitação do carbonato no solo tende a ser facilitada em ambiente calcário calcítico, tendo em vista que o CaO é um dos mais importantes fatores que controlam a dinâmica do SIC (Zhang et al., 2019). Nesse sentido, a identificação de calcita a partir dos espectros de mid-IR e os maiores valores de Ca quantificados por digestão ácida nos solos deste estudo, associada a condição de clima seco favorecem a manutenção do SIC.

Apesar das condições químicas como elevado pH e altos teores de Ca^{2+} trocáveis em P7 serem similares a P5 e P6, os teores muito baixos de SIC em P7 podem estar relacionados a características topográficas. Mesmo sob condição de clima mais seco, a localização na parte mais baixa onde se concentra o fluxo de água associada a drenagem moderada favorecem uma maior umidade do solo e o crescimento das raízes das plantas inclusive nos horizontes subsuperficiais. Essa maior atividade de raízes ao longo de todo perfil é o principal responsável pela intensa dissolução do SIC, tendo em vista que a pressão de CO_2 pela intensa respiração do solo, especialmente na rizosfera, pode ser até 100 vezes maior que na atmosfera (Davidson, 1995; Gocke et al., 2011; Zhao et al., 2019).

3.7 CONCLUSÕES

Os altos teores de MAOC e humina, assim como alta razão MAOC/SOC e baixa razão C/N e baixa razão EA/humina indicam um elevado grau de transformação/humificação da matéria orgânica dos *black soils* da bacia do Araripe. Os resultados desse estudos sugerem que a interação organo-mineral é o principal mecanismo de estabilização de carbono orgânico dos solos, e é favorecida pelos altos teores de argila 2:1 e os elevados teores de Ca^{2+} trocáveis, atuando como ponte catiônica.

O predomínio de carbonatos de origem geogênica, ocorrendo principalmente como fragmentos de calcário na fração areia indicam uma baixa dissolução dos mesmos e são reflexos da condição de clima seco da região. A maior atividade de raízes nos horizontes superficiais do *Chernozem* e *Kastanozem* favorece a dissolução dos carbonatos e sua re-precipitação na forma de carbonato pedogenético no topo do horizonte B, onde a pressão de CO_2 é menor.

A variação do relevo ao longo da paisagem parece ter influência nos teores de SIC apenas no *Phaeozem*, pois favorece a maior umidade do solo e uma intensa atividade de raízes em todo o perfil de solo, que por sua vez, eleva a pressão de CO_2 e dificulta a re-precipitação dos carbonatos apesar dos altos valores de pH e Ca^{2+} trocáveis.

3.8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, S. R. Reflectance spectroscopy vis-NIR and mid-IR applied for soil studies. In: Thesis (Doctor in Science). Universidade de São Paulo, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba. 2015.
- ASGARI, N.; AYOUBI, S.; DEMATTÊ, J. A. M.; DOTTO, A. C. Carbonates and organic matter in soils characterized by reflected energy from 350–25000 nm wavelength. *Journal of Mountain Science*, 17(7), 1636-1651, 2020. <https://doi.org/10.1007/s11629-019-5789-9>.
- ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 15(2), 371-389, 2007. Rio de Janeiro.
- BAISDEN, W.T.; AMUNDSON, R.; COOK, A.C.; BRENNER, D.L. Turnover and storage of C and N in five density fractions from California annual grassland surface soils. *Global Biogeochemical Cycles* 16, 117–132, 2002. <https://doi.org/10.1029/2001GB001822>.
- BARRÉ, P.; FERNANDEZ-UGALDE, O.; VIRTO, I.; VELDE, B.; CHENU, C. Impact of phyllosilicate mineralogy on organic carbon stabilization in soils: incomplete knowledge and exciting prospects. *Geoderma*, 235, 382-395, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.07.029>.
- BENITES, V. D. M.; MADARI, B.; MACHADO, P. D. A. Extração e fracionamento quantitativo de substâncias húmicas do solo: um procedimento simplificado de baixo custo. Embrapa Solos-Comunicado Técnico (INFOTECA-E). 2003.
- BOGGS JR, S.; BOGGS, S. *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge university press. 2009.
- BRUCKMAN, V. J.; WRIESSNIG, K. Improved soil carbonate determination by FT-IR and X-ray analysis. *Environmental chemistry letters*, 11(1), 65-70, 2013. <https://doi.org/10.1007/s10311-012-0380-4>.
- CALDERÓN, F. J.; REEVES, J. B.; COLLINS, H. P.; PAUL, E. A. Chemical differences in soil organic matter fractions determined by diffuse-reflectance mid-infrared spectroscopy. *Soil Science Society of America Journal*, 75(2), 568-579, 2011. <https://doi.org/10.2136/sssaj2009.0375>
- CASTRO, S. D.; COOPER, M. *Fundamentos de micromorfologia de Solos*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo-SBCS. 2019.
- COMSTOCK, J. P.; SHERPA, S. R.; FERGUSON, R.; BAILEY, S.; BEEM-MILLER, J. P.; LIN, F.; LEHMANN, J.; WOLFE, D. W. Carbonate determination in soils by mid-IR spectroscopy with regional and continental scale models. *Plos one*, 14(2), e0210235, 2019. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0210235>.
- CASE, D. H.; WANG, F.; GIAMMAR, D. E. Precipitation of magnesium carbonates as a function of temperature, solution composition, and presence of a silicate mineral substrate. *Environmental Engineering Science*, 28(12), 881-889, 2011. <https://doi.org/10.1089/ees.2010.0341>.
- DAVIDSON, G. R. The stable isotopic composition and measurement of carbon in soil CO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(12), 2485-2489, 1995. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00143-3).
- DEMATTÊ, J. A.; TERRA, F. S. Spectral pedology: a new perspective on evaluation of soils along pedogenetic alterations. *Geoderma*, 217, 190-200, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.11.012>.

DELGADO-BAQUERIZO, M.; MAESTRE, F. T.; GALLARDO, A.; BOWKER, M. A.; WALLENSTEIN, M. D.; QUERO, J. L.; OCHOA, V.; GOZALO, B.; GARCÍA-GOMEZ, M.; SOLIVERES, S.; GARCÍA-PALACIOS, P.; BERDUGO, M.; VALENCIA, E.; ESCOLAR, C.; ARREDONDO, T.; BARRAZA-ZEPEDA, C.; BRAN, D.; CARREIRA, J. A.; CHAIEB, M.; CONCEIÇÃO, A. A.; DERAK, M., ELDRIDGE, D. J.; ESCUDERO, A.; ESPINOSA, C. I.; GAITAN, J.; GATICA, M. G.; GÓMEZ-GONZÁLEZ, S.; GUZMAN, E.; GUTIÉRREZ, J. R.; FLORENTINO, A.; HEPPEL, E.; HERNANDEZ, R. M.; HUBER-SANNWALD, E.; JANKJU, M.; LIU, J.; MAU, R. L.; MIRITI, M.; MONERRIS, J.; NASERI, K.; NOUMI, Z.; POLO, V.; PRINA, A.; PUCHETA, E.; RAMÍREZ, E.; RAMÍREZ-COLLANTES, D. A.; ROMÃO, R.; TIGHE, M.; TORRES, D.; TORRES-DÍAZ, C.; UNGAR, E. D.; VAL, J.; WANYOIKE, W.; WANG, D.; ZAADY, E. Decoupling of soil nutrient cycles as a function of aridity in global drylands. *Nature* 502, 672–690, 2013. <https://doi.org/10.1038/nature12670>.

DURAND, N.; MONGER, H. C.; CANTI, M. G.; VERRECCHIA, E. P. Calcium carbonate features. In *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths* (pp. 205-258). Elsevier, 2018. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63522-8.00009-7>.

FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos – Levantamento de Reconhecimento de Média Intensidade dos Solos: Mesorregião do Sul Cearense. 2012, 280p. Fortaleza.

GUERRA-SOMMER, M.; SIEGLOCH, A. M.; DEGANI-SCHMIDT, I.; DOS SANTOS, Â. C. S.; DE SOUZA CARVALHO, I.; DE ANDRADE, J. A. F. G.; DE FREITAS, F. I. Climate change during the deposition of the Aptian Santana Formation (Araripe Basin, Brazil): Preliminary data based on wood signatures. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103462, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103462>.

GIRARD, M.C.; WALTER, C.; RÉMY, J.C.; BERTHELIN, J.; MOREL, J.L. *Sols et environnement*. Dunod, p. 896, 2005.

GOCKE, M.; PUSTOVOYTOV, K.; KUZYAKOV, Y. Carbonate recrystallization in root-free soil and rhizosphere of *Triticum aestivum* and *Lolium perenne* estimated by ¹⁴C labeling. *Biogeochemistry*, 103(1), 209-222, 2011. <https://doi.org/10.1007/s10533-010-9456-z>.

HAYES, M. H.; MYLOTTE, R.; SWIFT, R. S. Humin: its composition and importance in soil organic matter. *Advances in agronomy*, 143, 47-138, 2017. <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2017.01.001>.

INANAGA, S.; OKASAKA, A.; TANAKA, S. Does silicon exist in association with organic compounds in rice plant?. *Soil science and plant nutrition*, 41(1), 111-117, 1995. <https://doi.org/10.1080/00380768.1995.10419564>

IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome. 2015.

JI, J.; GE, Y.; BALSAM, W.; DAMUTH, J. E.; CHEN, J. Rapid identification of dolomite using a Fourier Transform Infrared Spectrophotometer (FTIR): A fast method for identifying Heinrich events in IODP Site U1308. *Marine Geology*, 258(1-4), 60-68, 2009. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.11.007>.

KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: KER, J.C., SHAEFER, C.E.G.R., VIDAL-TORRADO, P. *Pedologia: fundamentos*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Viçosa, pp.207-302, 2012.

KINDLER, R.; SIEMENS, J. A. N.; KAISER, K.; WALMSLEY, D. C.; BERNHOFER, C.; BUCHMANN, N.; CELLIER, P.; EUGSTER, W.; GLEIXNER, G.; GRUNWALD, T.; HEIM,

A.; IBROM, A.; JONES, S. K.; JONES, M.; KLUMPP, K.; KURSCH, W.; LARSEN, K. S.; LEHUGER, S.; LOUBET, B.; MCKENZIE, R.; MOORS, E.; OSBORNE, B.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SAUNDERS, M.; SCHMIDT, M. W. I.; SCHRUMPF, M.; SEYFFERTH, J.; SKIBA, U.; SOUSSANA, J. F.; SUTTON, M. A.; TEFS, C.; VOWINCKEL, B.; ZEEMAN, M. J.; KAUPENJOHANN, M. Dissolved carbon leaching from soil is a crucial component of the net ecosystem carbon balance. *Global Change Biology*, 17(2), 1167-1185, 2011. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02282.x>.

KLEBER, M.; SOLLINS, P.; SUTTON, R. A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. *Biogeochemistry*, 85(1), 9-24, 2007. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9103-5>.

KÖGEL-KNABNER, I.; AMELUNG, W. Soil organic matter in major pedogenic soil groups. *Geoderma*, 384, 114785, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114785>.

KÖGEL-KNABNER, I.; GUGGENBERGER, G.; KLEBER, M.; KANDELER, E.; KALBITZ, K.; SCHEU, S.; EUSTERHUES, K.; LEINWEBER, P. Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171(1), 61-82, 2008. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700048>.

KUCHA, H. Precious metal alloys and organic matter in the Zechstein copper deposits, Poland. *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 28(1), 1-16, 1981. <https://doi.org/10.1007/BF01081847>.

LAMBKIN, D. C.; CANTI, M. G.; PEARCE, T. G.; HODSON, M. E. Dissolution rates of earthworm-secreted calcium carbonate. *Applied Geochemistry*, 26, S67-S69, 2011b. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.03.031>.

LAMBKIN, D. C.; GWILLIAM, K. H.; LAYTON, C.; CANTI, M. G.; PEARCE, T. G.; HODSON, M. E. Production and dissolution rates of earthworm-secreted calcium carbonate. *Pedobiologia*, 54, S119-S129, 2011a. <https://doi.org/10.1016/j.pedobi.2011.09.003>.

LAVALLEE, J. M.; SOONG, J. L.; COTRUFO, M. F. Conceptualizing soil organic matter into particulate and mineral-associated forms to address global change in the 21st century. *Global Change Biology*, 26(1), 261-273, 2020. <https://doi.org/10.1111/gcb.14859>.

LEE, M. R.; HODSON, M. E.; LANGWORTHY, G. N. Crystallization of calcite from amorphous calcium carbonate: earthworms show the way. *Mineralogical Magazine*, 72(1), 257-261, 2008. <https://doi.org/10.1180/minmag.2008.072.1.257>.

LOGINOW, W.; WISNIEWSKI, W.; GONET, S.S.; CIESCINSKA B. Fractionation of organic carbon based on susceptibility to oxidation. *Pol J Soil Sci.* 20:47-52, 1987.

MONGER, H. C.; KRAIMER, R. A.; SAEB, K.; COLE, D. R.; WANG, X.; WANG, J. Sequestration of inorganic carbon in soil and groundwater. *Geology* 43 (5), 375-378, 2015. <https://doi.org/10.1130/G36449.1>.

NKWAIN, F. N.; DEMYAN, M. S.; RASCHE, F.; DIGNAC, M. F.; SCHULZ, E.; KÄTTERER, T.; MÜLLER, T.; CADISCH, G. Coupling pyrolysis with mid-infrared spectroscopy (Py-MIRS) to fingerprint soil organic matter bulk chemistry. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 133, 176-184, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.jaap.2018.04.004>.

NUZZO, A.; BUURMAN, P.; COZZOLINO, V.; SPACCINI, R.; PICCOLO, A. Infrared spectra of soil organic matter under a primary vegetation sequence. *Chemical and Biological Technologies in Agriculture*, 7(1), 1-12, 2020. <https://doi.org/10.1186/s40538-019-0172-1>.

OLSEN, S.R.; COLE, C.V.; WATENABE, F.S.; DEAN, L.A. Estimation of available phosphorus in soils by extraction with sodium bicarbonate. Circular 939. USDA, 1954.

- PINHEIRO JUNIOR, C.R.; PEREIRA, M.G.; DE AZEVEDO, A.C.; VAN HUYSSTEEN, C.; ANJOS, L.H.C.; FONTANA, A.; SILVA NETO, E.C.; VIEIRA, J.N.; SANTOS, T.G. Genesis and classification of carbonate soils in the State of Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103183, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103183>.
- RAZA, S.; ZAMANIAN, K.; ULLAH, S.; KUZYAKOV, Y.; VIRTO, I.; ZHOU, J. Inorganic carbon losses by soil acidification jeopardize global efforts on carbon sequestration and climate change mitigation. *Journal of Cleaner Production*, 128036, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2021.128036>
- RODRIGUEZ-BLANCO, J. D.; SHAW, S.; BOTS, P.; ROCAL-HERRERO, T.; BENNING, L.G. The role of pH and Mg on the stability and crystallization of amorphous calcium carbonate. *Journal of Alloys and Compounds*, v. 536, p. 447-479, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.jallcom.2011.11.057>.
- ROWLEY, M. C.; GRAND, S.; VERRECCHIA, É. P. Calcium-mediated stabilisation of soil organic carbon. *Biogeochemistry*, 137(1), 27-49, 2018. <https://doi.org/10.1007/s10533-017-0410-1>.
- SAIDY, A. R.; SMERNIK, R. J.; BALDOCK, J. A.; KAISER, K.; SANDERMAN, J.; MACDONALD, L. M. Effects of clay mineralogy and hydrous iron oxides on labile organic carbon stabilisation. *Geoderma*, 173, 104-110, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.12.030>.
- SALGADO-CAMPOS, V. M. J.; DE SOUZA CARVALHO, I.; BERTOLINO, L. C.; DUARTE, T. A.; ARAÚJO, B. C.; BORGHI, L. Clay mineralogy and litho geochemistry of lutites from the Lower Cretaceous Crato Member, Araripe Basin, NE Brazil: Implications for paleoenvironmental, paleoclimatic and provenance reconstructions. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103329, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103329>.
- SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 7.ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, 2015.
- SANTOS, U. J.; DEMATTE, J. A. M.; MENEZES, R. S. C.; DOTTO, A. C.; GUIMARÃES, C. C. B.; ALVES, B. J. R.; PRIMO, D. C.; SAMPAIO, E. V. D. S. B. Predicting carbon and nitrogen by visible near-infrared (Vis-NIR) and mid-infrared (MIR) spectroscopy in soils of Northeast Brazil. *Geoderma Regional*, 23, e00333, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00333>.
- SHI, Y.; BAUMANN, F.; MA, Y., SONG, C.; KÜHN, P.; SCHOLTEN, T.; HE, J. S. Organic and inorganic carbon in the topsoil of the Mongolian and Tibetan grasslands: pattern, control and implications. *Biogeosciences*, 9(6), 2287-2299, 2012. <https://doi.org/10.5194/bg-9-2287-2012>.
- SOUZA, A. B.; DEMATTÊ, J. A.; MELLO, F. A.; SALAZAR, D. F.; MENDES, W. S.; SAFANELLI, J. L. Ratio of Clay Spectroscopic Indices and its approach on soil morphometry. *Geoderma*, 357, 113963, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113963>.
- STANBERY, C. A.; PIERCE, J. L.; BENNER, S. G.; LOHSE, K. On the rocks: Quantifying storage of inorganic soil carbon on gravels and determining pedon-scale variability. *Catena*, 157, 436-442, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.06.011>.
- STEVENSON, F.J. Humus Chemistry: Genesis, Composition and Reactions. Willey and Sons Inc., New York, 1994.

STOOPS, G. Guidelines for Analyses and Description of Soil and Regolith Thin Sections. Cambridge University Press, Madison, 2003.

SUN, W.; ZHAO, X.; GAO, X.; SHI, W.; LING, Q.; SIDDIQUE, K. H. Impacts of land use conversion on the response of soil respiration to precipitation in drylands: A case study with four-yearlong observations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 304, 108426, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2021.108426>.

TEIXEIRA, P.C.; DONAGEMMA, G.K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W.G. Manual de métodos de análise de solo. Embrapa, Brasília, 2017.

TERRA, F. S.; DEMATTÊ, J. A.; ROSSEL, R. A. V. Spectral libraries for quantitative analyses of tropical Brazilian soils: Comparing vis-NIR and mid-IR reflectance data. *Geoderma*, 255, 81-93, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.04.017>.

TOTSCHE, K. U.; AMELUNG, W.; GERZABEK, M. H.; GUGGENBERGER, G.; KLUMPP, E.; KNIEF, C.; LEHNDORFF, E.; MIKUTTA, R.; PETH, S.; PRECHTEL, A.; RAY, N.; KÖGEL-KNABNER, I. Microaggregates in soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 181(1), 104-136, 2018. <https://doi.org/10.1002/jpln.201600451>.

VON LÜTZOW, M.; KÖGEL-KNABNER, I.; EKSCHMITT, K.; FLESSA, H.; GUGGENBERGER, G.; MATZNER, E.; MARSCHNER, B. SOM fractionation methods: relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. *Soil Biology and Biochemistry*, 39(9), 2183-2207, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.03.007>.

WANG, Z.; LIU, S.; HUANG, C.; LIU, Y.; BU Z. Impact of land use change on profile distributions of organic carbon fractions in peat and mineral soils in Northeast China. *Catena*. 152:1-8, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.12.022>

YANG, Y.; FANG, J.; JI, C.; MA, W.; MOHAMMAT, A.; WANG, S.; WANG, S.; DATTA, A.; ROBINSON, D.; SMITH, P. Widespread decreases in topsoil inorganic carbon stocks across China's grasslands during 1980s–2000s. *Global Change Biology*. 18, p. 3672–3680, 2012. <https://doi.org/10.1111/gcb.12025>.

YEOMANS, J.C.; BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 19, 1467–1476, 1988. <https://doi.org/10.1080/001036288009368027>.

ZAMANIAN, K.; PUSTOVOYTOV, K.; KUZYAKOV, Y. Pedogenetic carbonates: Forms and formation processes. *Earth-Sciences Reviews*. 157, 1-17, 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.003>.

ZHANG, H.; YIN, A.; YANG, X.; WU, P.; FAN, M.; WU, J.; ZHANG, M.; GAO, C. Changes in surface soil organic/inorganic carbon concentrations and their driving forces in reclaimed coastal tidal flats. *Geoderma*, 352, 150-159, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.06.003>.

ZHANG, J.; SUN, Y.; YU, J. 2017. Qualitative discussion of prenucleation cluster role in crystallization of calcium carbonate under high concentration of magnesium based on experimental phenomena. *Journal of Crystal Growth*, v. 478, p. 77-84, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.jcrysgr.2017.07.012>.

4. CAPÍTULO III

MECANISMO DE ACUMULAÇÃO DE CARBONO ORGÂNICO EM *UMBRIC FERRALSOLS* NA CHAPADA DO ARARIPE, NE – BRASIL

4.1 RESUMO

Umbric Ferralsols são solos caracterizados pela elevada intemperização e acumulação de matéria orgânica em superfície, e possuem importante papel no sequestro de carbono e na mitigação das mudanças climáticas. Na Chapada do Araripe, sul do Ceará - Brasil, *Umbric Ferralsols* ocorrem em enclaves de Mata Atlântica circundado por vegetação de Caatinga. O objetivo desse estudo foi caracterizar os atributos morfológicos, físicos e químicos, e as frações da matéria orgânica de *Umbric Ferralsols* da Chapada do Araripe, buscando identificar os principais mecanismos de acumulação de carbono. A área de estudo está localizado na Chapada do Araripe (Crato-CE) que possui geologia composta por arenitos, sob vegetação de Mata Atlântica e clima tropical (Aw). Foi realizada a descrição morfológica de três *Umbric Ferralsols* seguida da coleta de amostras deformadas, a partir das quais foram realizadas as análises físicas, químicas, o fracionamento físico densimétrico e das substâncias húmicas e o carbono oxidável com permanganato. Fragmentos de carvão foram observados nas frações grossas, representando um importante compartimento de carbono devido a elevada recalcitrância. Os elevados teores do carbono da fração leve livre (C-FLF) sugerem elevados *inputs* de carbono pela vegetação nativa. Os altos teores de carbono orgânico particulado residual (POCres) podem ter subestimado os teores de carbono da fração leve intragregado (C-ILF), tendo em vista os baixos teores de C-ILF apesar de todos os horizontes possuírem estrutura granular fortemente desenvolvida. Devido a relevância das frações leves, mudanças no uso da terra poderiam reduzir drasticamente o teor de carbono nos *Umbric Ferralsols* da Chapada do Araripe.

Palavras-chave: Fracionamento densimétrico. Carbono leve livre. Carvão. Agregados do solo.

4.2 ABSTRACT

Umbric Ferralsols are soils characterized by high weathering and accumulation of organic matter on the surface, and play an important role in carbon sequestration and climate change mitigation. In the Chapada do Araripe, southern Ceará - Brazil, Umbric Ferralsols occur in enclaves of Atlantic Forest surrounded by Caatinga vegetation. The objective of this study was to characterize the morphological, physical and chemical attributes, and the organic matter fractions of Umbric Ferralsols from Chapada do Araripe, seeking to identify the main mechanisms of carbon accumulation. The study area is located in the Chapada do Araripe (Crato-CE), which has a geology composed of sandstones, under Atlantic Forest vegetation, and a tropical climate (Aw). The morphological description of three Umbric Ferralsols was carried out, followed by the collection of deformed samples, from which the physical, chemical, physical densimetric and humic substances fractionation and permanganate oxidizable carbon were performed. Charcoal fragments were observed in the coarse fractions, representing an important carbon compartment due to high recalcitrance. The high carbon contents of the free light fraction (C-FLF) suggest high carbon inputs by native vegetation. The high residual particulate organic carbon (POC_{res}) contents may have underestimated the carbon contents of the light intraggregate fraction (C-ILF), in view of the low C-ILF contents despite the fact that all horizons have a strongly developed granular structure. Due to the relevance of the light fractions, land use changes could drastically reduce the carbon content in the Umbric Ferralsols of the Chapada do Araripe.

Key-words: Densimetric fractionation. Light free carbon. Charcoal. Soil aggregates.

4.3 INTRODUÇÃO

Umbric Ferralsols são solos caracterizados pelo elevado grau de intemperização e presença de horizonte superficial espesso, com cores escuras e expressiva acumulação de matéria orgânica, podendo ocorrer no Brasil, sob diversas condições climáticas e topográficas (Velasco-Molina et al., 2016; Araujo et al., 2017). Devido a essa expressiva acumulação de matéria orgânica, os *Umbric Ferralsols* desempenham serviços ecossistêmicos de grande relevância com destaque no sequestro de carbono e conseqüentemente na mitigação dos efeitos das mudanças climáticas, tendo em vista que o estoque de carbono destes solos pode ser até cinco vezes maior quando comparado com outros *Ferralsols* (Andrade et al., 2005).

Na região nordeste do Brasil, a ocorrência de *Umbric Ferralsols* com horizonte superficial de até 70 cm de espessura teve seus primeiros registros no início da década de 1970 (Jacomine et al., 1973) no topo da Chapada do Araripe, sul do estado do Ceará. Esta região tem seus aspectos fisiográficos fortemente marcados por uma complexa evolução geológica no Cretáceo que resultou na formação de um relevo tabular com altitudes que podem atingir 1000 metros (Morales e Assine, 2015). Essas modificações do relevo favorece a formação chuvas orográficas na vertente norte da Chapada do Araripe, que por sua vez, atuam como cabeceira de drenagem dos rios que abastecem toda região do Cariri (Lima et al., 2021).

Além da importância hidrológica, a ocorrência dessas chuvas favoreceu o estabelecimento de uma vegetação adaptada a um ambiente mais úmido e de porte denso, criando enclaves de Cerrado e Mata Atlântica, uma área de proteção ambiental denominada Floresta Nacional do Araripe, que se destaca em uma região de clima predominantemente semiárido e de vegetação de Caatinga (Morales e Assine, 2015). Considerando a produtividade primária das florestas úmidas que proporcionam elevados *inputs* de carbono na superfície do solo (Anderson-Teixeira et al., 2016), a vegetação nativa exerce importante papel na produção de carbono em *Umbric Ferralsols* em diferentes ecossistemas em todo o mundo (Martinez et al., 2021).

Embora haja estudos sobre a caracterização e mineralização da matéria orgânica dos *Umbric Ferralsols* na Chapada do Araripe (Araujo et al., 2016; Araujo et al., 2017), os mecanismos de acumulação de carbono não são completamente elucidados. Diante disso, o fracionamento físico densimétrico da matéria orgânica, em que são quantificados os teores de carbono das frações leve livre, leve intra-agregado e fração pesada (interação organo-mineral) atua como importante ferramenta para melhor compreensão dos mecanismos de acumulação de carbono nos solos.

Diante do exposto, o objetivo desse estudo foi caracterizar os atributos morfológicos, físicos e químicos, e as diferentes frações da matéria orgânica de *Umbric Ferralsols* na Chapada do Araripe, buscando identificar os principais mecanismos de acumulação de carbono desses solos.

4.4 MATERIAL E MÉTODOS

4.4.1 Localização, Área do Estudo e Amostragem

A área de estudo está localizada no município de Crato, região sul do Estado do Ceará (NE, Brasil) e inserida na unidade geomorfológica da Chapada do Araripe com altitude próximas a 950 metros (Figura 19). A geologia é composta por arenitos fluviais da Formação Exu de idade Cretácea. O clima da região é do tipo Aw', tropical quente e chuvoso com precipitação média anual próxima de 1200 mm, e vegetação nativa do tipo Floresta Tropical Subperenifólia (FUNCEME, 2012).

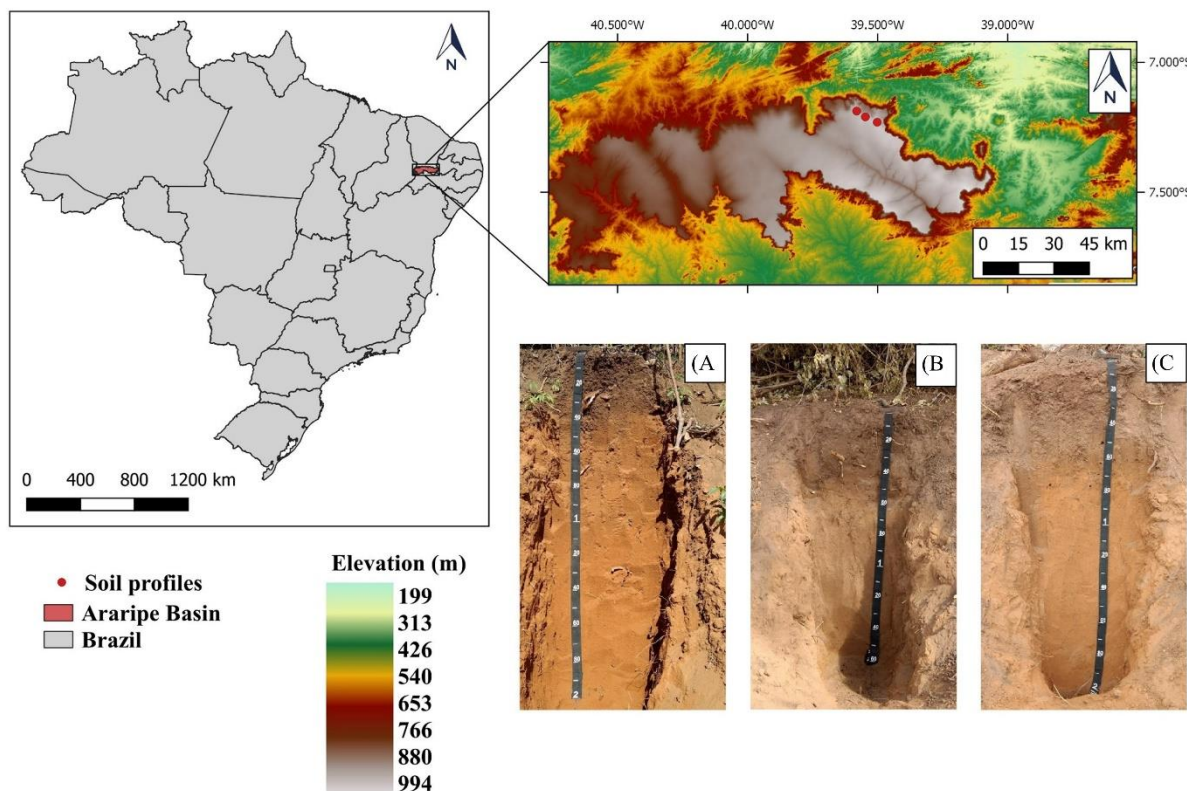


Figura 19. Localização da área de estudo e perfis de solos coletados na Chapada do Araripe, Ceará – Brasil. P8 (A); P9 (B); P10 (C).

Um transecto foi selecionado no topo da chapada do Araripe sendo abertas três trincheiras. Foi realizada a descrição morfológica e coleta de amostras deformadas dos horizontes descritos (Santos et al., 2015) para realização das análises físicas e químicas. Adicionalmente, foram coletadas amostras no intervalo de 0,10 m até a profundidade de 1,0 m para análise da abundância natural de ^{13}C .

De acordo com o *World Reference Base for Soil Resources – WRB* (IUSS Working Group, 2015), todos os perfis foram classificados como *Umbric Ferralsols (Dystric)*. Enquanto que no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) (Santos et al., 2018), o perfil 8 (P8) foi classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico espesso-húmico e, os perfis 9 (P9) e 10 (P10) como Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos húmicos.

4.4.2 Análises Físicas e Químicas

Os teores de areia grossa e areia fina foram quantificados por tamisação (0,2 e 0,053 mm, respectivamente) e os de argila total pelo método da pipeta (Day, 1965), utilizando

hexametáfosfato de sódio como agente dispersante. Os teores de silte foram determinados a partir da diferença entre os teores de areia total mais argila total.

As análises dos atributos químicos do solo foram realizadas de acordo com Teixeira et al. (2017). Foram quantificados: a) valores de pH em água e KCl 1 mol L⁻¹ nas proporções 1:2,5; b) teores de Ca, Mg e Al utilizando solução extratora de KCl 1 mol L⁻¹, sendo Ca e Mg quantificados por complexometria titulados com solução EDTA e Al por titulação com NaOH; c) teores de Na, K e P utilizando solução extratora duplo ácido (HCl e H₂SO₄), sendo Na e K quantificados por fotometria de chama, e P por colorimetria do complexo fosfomolibdico; d) teores de H+Al utilizando solução extratora acetato de cálcio 0,5 mol L⁻¹, quantificado por titulação com NaOH.

A partir dos resultados obtidos foram calculados: (i) ΔpH (pH KCl – pH H₂O), (ii) soma de bases ($S = Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^+ + Na^+$), (iii) capacidade de troca catiônica do solo ($T = S + H+Al$), (iv) saturação por bases ($V\% = S/T \times 100$), e (v) atividade da fração argila [$(T \times 1000)/\text{teor de argila (g kg}^{-1})$].

Para extração dos teores de SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃ e TiO₂ (óxidos pedogenéticos), as amostras de terra fina seca ao ar (TFSA) foram solubilizadas em solução de H₂SO₄ 1:1, levadas placa aquecedora para fervura e posterior resfriamento e filtragem. A partir da solução filtrada foram determinados os valores de ferro, alumínio e titânio, e a determinação de sílica a partir dos resíduos. A partir dos resultados obtidos foram calculados os índices $K_i = [(SiO_2/Al_2O_3) \times 1.7]$ e $K_r = \{(SiO_2/0.6)/[(Al_2O_3/1.02)+(Fe_2O_3/1.60)]\}$ (Teixeira et al., 2017).

4.4.3 Análises de Carbono do Solo e Nitrogênio Total

Os teores de carbono total (TC) e nitrogênio total (TN) foram quantificados por combustão em analisador elementar.

Para quantificação dos teores de carbono orgânico do solo (SOC) as amostras foram maceradas e passadas por peneira com malha de diâmetro de abertura de 60 mesh. Foi utilizada solução de dicromato de potássio (K₂Cr₂O₇) 0,167 mol L⁻¹ como agente oxidante em meio ácido, titulando-se o excesso com solução de sulfato ferroso amoniacal 0,20 mol L⁻¹ na presença do indicador ferroin (Yeomans e Bremner, 1988).

As substâncias húmicas foram separadas em: fração ácido fúlvico (FAF), fração ácido húmico (HAF) e humina, a partir da técnica de solubilidade diferencial estabelecida pela Sociedade Internacional de Substância Húmicas, modificado por Benites et al. (2003).

Os teores de carbono orgânico oxidável por permanganato (POXC) foram obtidos com base na resistência a oxidação (Loginow et al., 1987), através do contato de amostras de terra com solução de KMnO₄ e quantificados a partir da variação da concentração da solução usando espectrômetro em 565 nm.

As frações leves (fração leve livre [FLF] e fração leve intra-agregado [ILF]) da matéria orgânica do solo foram obtidas pelo procedimento proposto por Sohi et al. (2001) e Machado (2002) em solução de iodeto de sódio (NaI) com densidade de 1.80 Mg m⁻³ (± 0.02). Após aspiração da ILF, procedeu-se à remoção do excesso de NaI presente no solo remanescente no frasco de centrífuga. Esse procedimento foi realizado com água destilada suficiente para igualar o peso dos frascos para centrifugação a 8.000 x g durante três minutos, sendo repetido por três vezes consecutivas.

No *pellet* que permaneceu no tubo foram adicionados 35 mL de solução de hexametáfosfato de sódio (NaPO₃)_n 5 g L⁻¹, sendo a mistura agitada por aproximadamente 14 h a 250 rpm. O material disperso foi passado em peneira de 53 μm, com auxílio de jato de água. O material retido foi seco em estufa a 60 °C, sendo essa fração denominada de carbono orgânico particulado residual (POCres) (Gavinelli et al., 1995).

A determinação do carbono orgânico das frações FLF, ILF e POCres foi realizada segundo Yeomans e Bremner (1988), obtendo-se C-FLF, C-ILF e POCres, respectivamente. O carbono orgânico associado aos minerais (MAOC) foi obtido a partir da diferença entre os teores de SOC e C-FLF + C-ILF + POCres.

4.4.3 Abundância Isotópica de $\delta^{13}\text{C}$

Para caracterização da abundância natural de ^{13}C , as amostras coletadas nos intervalos de 0,10 m foram maceradas com o auxílio de grau e pistilo e passadas por peneiras com diâmetro da malha de abertura de 100 mesh. A abundância natural de ^{13}C foi avaliada com o auxílio de um espectrômetro de massa isotópica de fluxo contínuo no Laboratório de Biotransformações de Carbono e Nitrogênio da Universidade Federal de Santa Maria – RS.

4.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.5.1 Morfologia e Atributos Gerais dos Solos

Os perfis de solo são caracterizados pela presença de horizonte superficial de constituição mineral de cor escura e elevado conteúdo de matéria orgânica, classificados como *umbric horizon* de acordo com o *World Reference Base for Soil Resources* - WRB (IUSS Working Group WRB, 2015) e como horizonte A húmico de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (Santos et al., 2018). A espessura do *umbric horizon* variou de 41 cm (P9) a 56 cm (P8), com estrutura do tipo granular fortemente desenvolvida e tamanho variando de muito pequeno a médio (Tabela 10). Em todos os horizontes subsuperficiais a estrutura foi do tipo granular, muito pequena, com grau de desenvolvimento forte, característica comumente observada em Latossolos (*Ferralsols*) oxidícos altamente intemperizados (Maltoni et al., 2017).

Quanto a granulometria, em P9 e P10 em quase todos os horizontes a classe textural foi franco argiloarenosa, com teores de argila variando de 171 a 307 g kg⁻¹, enquanto no P8, esses teores foram mais elevados, podendo atingir 539 g kg⁻¹ no horizonte Bw3. Essa variação na granulometria em ambientes de relevo plano está associada a natureza do material de origem e reflete o baixo grau de maturidade dos arenitos da Formação Exu, com teores de argila variável devido as intercalações caulínicas (Gomes e Vasconcelos, 2000; Morales e Assine, 2015).

Em todos os perfis de solo, uma linha de fragmentos de carvão de tamanho de cascalho (2-20 mm) e calhau (20-200 mm) foi observada na transição entre os horizontes AB e BA. Esses carvões também foram observados e datados por Pessenda et al. (2010) que quantificaram a idade de ~3100 anos antes do presente e foram associados a paleoincêndios oriundos de atividades antropogênicas em condições de clima provavelmente mais secas que o atual. Além disso, fragmentos de carvão de menor tamanho presentes nas frações areia fina e areia grossa foram observados em todos os horizontes dos perfis, tendo sido, possivelmente redistribuídos por bioturbação (Bal et al., 2015).

A classe de reação do solo variou de fortemente a extremamente ácido, com valores de pH entre 3,72 e 5,30 (Tabela 11), resultantes dos altos valores de H⁺ oriundo de deprotonação de grupamentos carboxílicos da matéria orgânica, além da alta saturação por alumínio (m%). Somado a elevada acidez, os teores muito baixos de bases trocáveis, com valor S menor que 2,0 cmol_c kg⁻¹ em quase todos os horizontes, são resultantes da combinação da natureza do material de origem e a elevada precipitação pluviométrica condicionada pelas chuvas orográficas no topo da chapada do Araripe (Morales e Assine, 2015), intensificando a lixiviação das bases. Essa condição intensifica o intemperismo e consequentemente a atuação do processo de dessilicatização, o que explica os baixos valores de SiO₂ (Tabela 12) e das razões SiO₂/Al₂O₃ (índice Ki) e SiO₂/Al₂O₃+Fe₂O₃ (índice Kr). Os valores da razão Al₂O₃/Fe₂O₃ variaram de 3,4 a 5,2, indicando uma maior proporção de alumínio em detrimento ao ferro, o que explica a maior quantidade de gibbsita identificada por Araujo et al. (2017) ao estudarem os solos da região.

Tabela 10. Atributos morfológicos e granulométricos de *Umbric Ferralsols* da Chapada do Araripe, Ceará – Brasil.

Hor.	Prof.	Cor	Estrutura	Areia		Silte	Argila	CTC argila cmol _c kg ⁻¹	Classe textural
	cm	Úmida		F	G				
<i>Perfil 8 - Umbric Ferralsol (Dystric)</i>									
A1	0-7	7,5YR 3/2	fo, pq e md, gr	92	367	108	433	-	Argiloarenosa
A2	7-21	7,5YR 3/2	fo, md e gd, gr	92	347	71	490	-	Argila
A3	21-38	7,5YR 3/3	fo, pq e md, gr	94	357	68	481	-	Argiloarenosa
AB	38-56	7,5YR 3/2	fo, mpq e pq, gr	108	340	81	471	-	Argiloarenosa
BA	56-65	5YR 4/3	fo, mpq, gr	137	300	56	507	10,7	Argila
Bw1	65-100	5YR 4/4	fo, mpq, gr	77	321	77	525	9,6	Argila
Bw2	100-131	5YR 4/6	fo, mpq, gr	78	333	44	545	8,5	Argila
Bw3	131-160	5YR 4/6	fo, mpq, gr	89	327	45	539	7,1	Argila
Bw4	160-190 ⁺	5YR 5/6	fo, mpq, gr	90	309	65	536	5,4	Argila
<i>Perfil 9 - Umbric Ferralsol (Dystric)</i>									
A1	0-9	7,5YR 3/1	fo, pq e md, gr	158	615	56	171	-	Fracoarenosa
A2	9-24	7,5YR 3/2	fo, md e gd, gr	157	569	54	220	-	Franco- argiloarenosa
AB	24-41	7,5YR 3/3	fo, mpq e pq, gr	170	579	50	201	-	Franco- argiloarenosa
BA	41-49	5YR 4/3	fo, mpq e pq, gr	150	581	66	203	22,8	Franco- argiloarenosa
Bw1	49-59	5YR 4/4	fo, mpq, gr	132	593	47	228	18,6	Franco- argiloarenosa
Bw2	59-84	5YR 4/4	fo, mpq, gr	223	485	79	213	19,6	Franco- argiloarenosa
Bw3	84-113	5YR 4/4	fo, mpq, gr	195	500	20	285	13,7	Franco- argiloarenosa
Bw4	113-150 ⁺	5YR 4/4	fo, mpq, gr	212	488	48	252	12,7	Franco- argiloarenosa
<i>Perfil 10 - Umbric Ferralsol (Dystric)</i>									
A1	0-8	7,5YR 3/2	fo, mpq a md, gr	199	499	68	234	-	Franco- argiloarenosa
A2	8-22	7,5YR 3/2	fo, mpq a md, gr	236	466	33	265	-	Franco- argiloarenosa
A3	22-37	7,5YR 3/2	fo, mpq a md, gr	173	535	33	259	-	Franco- argiloarenosa
AB	37-51	7,5YR 3/3	fo, mpq a md, gr	202	491	65	242	-	Franco- argiloarenosa
BA	51-63	5YR 4/3	fo, mpq e pq, gr	174	512	58	256	19,5	Franco- argiloarenosa
Bw1	63-83	5YR 4/4	fo, mpq, gr	205	469	58	268	15,3	Franco argiloarenosa
Bw2	83-129	5YR 4/4	fo, mpq, gr	204	463	28	305	10,4	Franco- argiloarenosa
Bw3	129-165	5YR 4/4	fo, mpq, gr	126	537	36	301	10,9	Franco- argiloarenosa
Bw4	165-186 ⁺	5YR 4/6	fo, mpq, gr	234	441	18	307	8,9	Franco- argiloarenosa

Legenda: Hor. = horizonte; Prof. = profundidade; fo = forte; mpq = muito pequena; pq = pequena; md = média; gr = granular. F = fina; G = grossa; CTC argila = [(T x 1000)/teor de argila].

Tabela 11. Atributos químicos de *Umbric Ferralsols* na Chapada do Araripe, Ceará – Brasil.

Hor.	Depth cm	pH		Δ pH	Al	Ca	Mg	Na	K	H+Al	S	T	V %	m %	P mg kg ⁻¹
		H ₂ O	KCl												
<i>Perfil 8 - Umbric Ferralsol (Dystric)</i>															
A1	0-7	5,30	4,10	-1,20	0,0	4,0	3,1	0,12	0,08	8,9	7,31	16,22	45	0,0	3
A2	7-21	4,69	3,84	-0,85	1,5	1,0	0,8	0,03	0,02	8,1	1,85	9,94	19	44,8	1
A3	21-38	4,68	3,89	-0,79	1,6	0,4	0,5	0,01	0,02	7,3	0,93	8,19	11	63,2	1
AB	38-56	4,93	3,97	-0,96	1,1	0,5	0,4	0,01	0,02	6,4	0,93	7,36	13	54,2	1
BA	56-65	4,93	4,00	-0,93	0,8	0,6	0,5	0,01	0,02	4,3	1,13	5,42	21	41,5	1
Bw1	65-100	4,91	4,06	-0,85	0,8	0,1	0,3	0,01	0,01	4,6	0,42	5,04	8	65,6	1
Bw2	100-131	5,01	4,15	-0,86	0,5	0,4	0,4	0,01	0,02	3,8	0,83	4,62	18	37,6	1
Bw3	131-160	4,97	4,22	-0,75	0,2	0,5	0,5	0,01	0,02	2,8	1,03	3,84	27	16,3	0
Bw4	160-190 ⁺	5,06	4,37	-0,69	0,1	0,3	0,4	0,01	0,02	2,1	0,73	2,87	25	12,0	0
<i>Perfil 9 - Umbric Ferralsol (Dystric)</i>															
A1	0-9	4,82	3,79	-1,03	0,4	1	1,5	0,06	0,04	5,4	2,60	8,04	32	13,3	3
A2	9-24	4,27	3,59	-0,68	1,6	0,5	0,2	0,00	0,01	5,9	0,71	6,65	11	69,3	1
AB	24-41	4,31	3,75	-0,56	1,1	0,4	0,5	0,01	0,02	4,5	0,93	5,39	17	54,2	1
BA	41-49	4,39	3,83	-0,56	0,9	0,4	0,4	0,01	0,02	3,8	0,83	4,62	18	52,0	0
Bw1	49-59	4,52	3,89	-0,63	0,7	0,4	0,5	0,01	0,02	3,3	0,93	4,23	22	42,9	0
Bw2	59-84	4,7	3,96	-0,74	0,7	0,5	0,5	0,01	0,02	3,1	1,03	4,17	25	40,5	0
Bw3	84-113	4,64	3,94	-0,70	0,7	0,4	0,5	0,01	0,02	3,0	0,93	3,90	24	42,9	0
Bw4	113-150 ⁺	4,61	3,95	-0,66	0,6	0,3	0,4	0,01	0,02	2,5	0,73	3,20	23	45,1	0
<i>Perfil 10 - Umbric Ferralsol (Dystric)</i>															
A1	0-8	4,63	3,70	-0,93	0,7	1,0	1,1	0,04	0,03	5,6	2,17	7,78	28	24,4	3
A2	8-22	3,80	3,54	-0,26	1,5	0,5	0,5	0,01	0,02	6,9	1,03	7,96	13	59,3	2
A3	22-37	3,72	3,61	-0,11	1,4	0,5	0,5	0,01	0,02	5,0	1,03	5,98	17	57,6	1
AB	37-51	3,83	3,65	-0,18	1,5	0,4	0,5	0,01	0,02	5,8	0,93	6,71	14	61,7	1
BA	51-63	3,89	3,73	-0,16	1,1	0,5	0,5	0,01	0,02	4,0	1,03	4,99	21	51,6	1

Continua...

Continuação **Tabela 11.**

Hor.	Depth cm	pH		Δ pH	Al	Ca	Mg	Na	K	H+Al	S	T	V	m	P
		H ₂ O	KCl												
													%	%	mg kg ⁻¹
Bw1	63-83	3,86	3,85	-0,01	0,8	0,6	0,5	0,01	0,02	3,0	1,13	4,10	28	41,5	0
Bw2	83-129	4,26	3,98	-0,28	0,6	0,5	0,5	0,01	0,02	2,1	1,03	3,18	32	36,8	0
Bw3	129-165	4,50	4,00	-0,50	0,4	0,5	0,6	0,02	0,02	2,1	1,14	3,28	35	26,0	0
Bw4	165-186 ⁺	4,67	4,20	-0,47	0,3	0,4	0,5	0,01	0,02	1,8	0,93	2,75	34	24,4	0

Legenda: Hor.: horizonte; S = soma de bases (Ca²⁺+Mg²⁺+K⁺+Na⁺); T = capacidade de troca catiônica a pH 7,0 (S+H+Al); V% = porcentagem de saturação por bases (S/T x 100); m% = porcentagem de saturação por alumínio (Al³⁺/S x 100).

Tabela 12. Conteúdo de óxidos pedogenéticos de *Umbric Ferralsols* da Chapada do Araripe, Ceará – Brasil.

Hor	Depth	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Kr	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$
	cm							
Perfil 8 - <i>Umbric Ferralsol</i> (<i>Dystric</i>)								
A1	0-7	177	187	56	4,2	1,6	1,4	5,2
Bw1	65-100	189	196	63	4,4	1,6	1,4	4,9
Bw4	160-190	103	82	34	3,8	2,1	1,7	3,8
Perfil 9 <i>Umbric Ferralsol</i> (<i>Dystric</i>)								
A1	0-9	106	86	36	3,8	2,1	1,7	3,7
Bw1	49-59	113	94	42	3,8	2,0	1,6	3,5
Bw4	113-150	112	93	43	3,8	2,0	1,6	3,4
Perfil 10 <i>Umbric Ferralsol</i> (<i>Dystric</i>)								
A1	0-8	119	99	39	3,8	2,0	1,6	4,0
Bw1	63-83	131	112	39	3,9	2,0	1,6	4,5
Bw4	165-183	189	189	60	4,3	1,7	1,4	4,9

4.5.2 Carbono e Nitrogênio do Solo e Isótopos de ¹³C

Os teores de carbono orgânico do solo (SOC) foram maiores no primeiro sub-horizonte superficial, variando de 25,3 g kg⁻¹ (P10) a 41,8 g kg⁻¹ (P9), reduzindo em profundidade (Figura 20). Apesar do maior teor de SOC no horizonte A1 de P9, a maior acumulação de carbono foi observada em P8, classificado como espesso-húmico no quarto nível categórico do SiBCS e com teores de SOC de 38,6; 35,9; 28,3 e 17,8 g kg⁻¹ nos horizontes A1, A2, A3 e AB, respectivamente. Os teores de carbono total (TC) foram altos, atingindo valores próximos a 60 g kg⁻¹ (A1-P8) e superior a 10 g kg⁻¹ em quase todos os horizontes subsuperficiais. Esses elevados teores de TC quando comparados aos de SOC correspondem ao carbono pirogênico oriundo dos fragmentos de carvão encontrados nos solos e que devido a sua elevada recalcitrância, não pode ser quantificado por via úmida pela oxidação com dicromato de potássio (Teixeira et al., 2017). Devido a essa elevada recalcitrância, o carvão tem um papel muito importante no armazenamento de carbono no solo e conseqüentemente na redução da emissão de CO₂ (Buma et al., 2014; Criscuoli et al., 2014).

Os teores de N variaram de 0,2 a 3,1 g kg⁻¹, refletindo em valores da razão C/N maior que 10 em quase todos os horizontes. Além disso, observa-se uma grande variação na razão C/N em profundidade (especialmente em P8), o que pode estar associado a diferentes graus de alteração da matéria orgânica do solo (Wang et al., 2017; Santos et al., 2020).

Os valores de δ¹³C variaram entre -24,1 e -31,8 ‰ e indicam o predomínio de plantas de ciclo fotossintético C3 (Schubert e Jahren, 2012). A maior variação nos valores de δ¹³C foi observada entre as camadas 0-10 cm e 10-20 cm em P8 (de -31,5 a -27,6 ‰) e P10 (de -31,9 a -27,2 ‰), assim como entre as camadas 80-90 cm e 90-100 cm em P8 (de -24,1 a -31,8 ‰) e P9 (de -25,4 a -31,8 ‰). Apesar dessa considerável variação nos valores δ¹³C em pequenas variações de profundidade indicarem mudanças na vegetação, não foram suficientes para indicar modificações marcantes no padrão fotossintético da vegetação ao longo da formação dos solos. Ao estudarem a composição isotópica de ¹³C de amostras de solos e vegetação da Chapada do Araripe, Mendonça et al. (2010) encontraram valores de δ¹³C de -32,35 ‰ em amostras de folhas de “Balaio de gato” (*Vernonia sp.*), o que provavelmente explica os altos valores observados na superfície de P8 e P10 e em camadas mais profundas de P8 e P9.

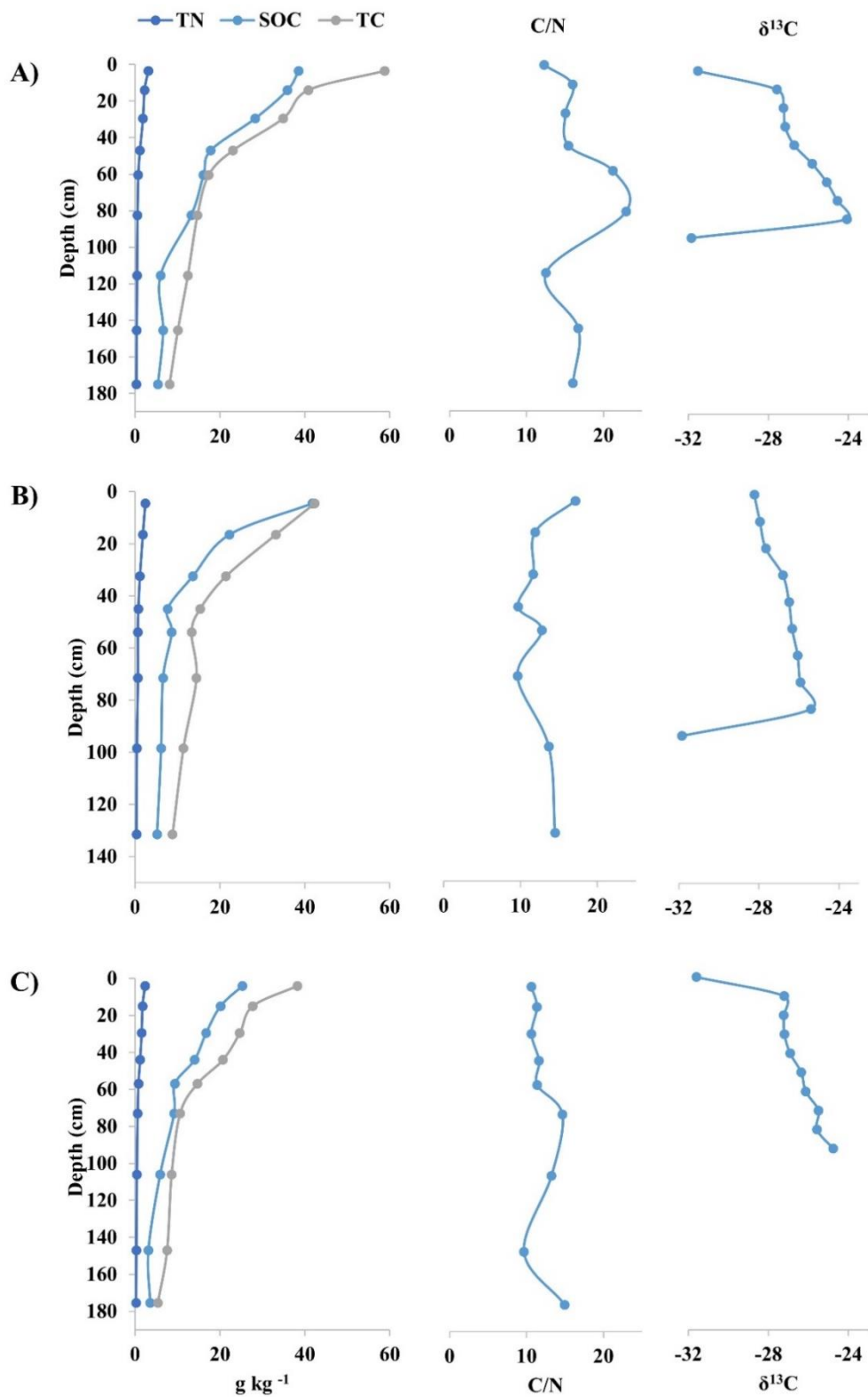


Figura 20. Teores de carbono total (TC), carbono orgânico do solo (SOC), nitrogênio total (TN), razão C/N e $\delta^{13}\text{C}$ em P8 (A); P9 (B) e P10 (C).

4.5.3 Frações de Carbono Orgânico do Solo

A partir das diferentes frações da matéria orgânica do solo, pôde-se identificar diferentes mecanismos de estabilização de carbono nos *Umbric Ferralsols* da Chapada do Araripe.

Os teores de C-FLF foram considerados altos, atingindo valores de 3,1; 15,1 e 3,9 g kg⁻¹ nos horizontes A1 de P8, P9 e P10, respectivamente (Figura 21). Esse resultado reflete o maior *input* de C na superfície quando comparada ao adicionado através das raízes em florestas tropicais (Anderson-Teixeira et al., 2016), como a Floresta Nacional do Araripe (FLONA). Esse maior aporte de biomassa favorece a atividade da macrofauna, principalmente formigas e térmitas, que realizam o transporte vertical desses resíduos vegetais (bioturbação), resultando no espessamento do horizonte A (Johnson e Schatzel, 2015; Martinez e Souza, 2020), e contribuem para acumulação de SOC apesar da maior sensibilidade a perda de carbono da FLF (Merino et al., 2021).

Os teores de C-ILF foram muito baixos em todos os solos, variando entre 0,5 e 1,2 g kg⁻¹, e sugerem uma pequena contribuição da oclusão em agregados na acumulação de carbono, apesar da ocorrência de agregados granulares fortemente desenvolvidos nos solos estudados. Entretanto, os teores mais elevados de POCres, especialmente em P8 e P10 podendo chegar a 7,3 g kg⁻¹, podem estar associados a questões relacionadas aos métodos empregados. Ao utilizarem diferentes soluções no fracionamento densimétrico da matéria orgânica do solo, Conceição et al. (2008) observaram um aumento de 176 a 726% nos teores de C-ILF e redução do POCres ao utilizarem solução de politungstato de sódio (PST) quando comparada com iodeto de sódio (NaI). De acordo com os autores, a formação de complexos entre o íon I⁻ e a matéria orgânica resultam no aumento da densidade do C-IFL, o que reduz a eficiência de recuperação dessa fração quando utilizada a solução de NaI para a sua extração. Devido a menor alteração e conseqüentemente menor quantidade de grupamentos funcionais da C-FLF (Merino et al., 2021), a formação desses complexos com a fração leve livre é desprezível, não alterando seus teores independente da solução utilizada (Conceição et al., 2008).

No método proposto por Ontl et al. (2015), a dispersão com hexametáfosfato de sódio e o peneiramento (0,053 mm) é realizada logo após a aspiração da fração leve livre, o que otimiza a aspiração da fração intra-agregado após a separação de silte e argila, provavelmente reduzindo os teores de POCres. Diante do exposto, pode-se pressupor que a limitação do método subestima os teores de C-ILF e que o mecanismo de proteção física da matéria orgânica do solo via oclusão em agregados (Rabot et al., 2018) exerce importante papel na acumulação de carbono dos *Umbric Ferralsols* da chapada do Araripe.

As frações particuladas (C-FLF, C-ILF e POCres) exercem importante papel na acumulação de carbono dos solos estudados, especialmente em P9 e P10, tendo em vista o baixo nível de saturação de carbono em *Ferralsol* de textura arenosa (Souza et al., 2017). Diante disso, pressupõe-se que a elevada produtividade primária da vegetação proporcionam *inputs* de carbono superiores a capacidade de decomposição de carbono do sistema, sendo, portanto, reconhecido como mecanismo de acumulação (Martinez et al., 2021). Nesse sentido, a manutenção da FLONA tem papel fundamental na conservação dos *Umbric Ferralsols*.

Em P8, que possui textura mais argilosa, foram observados os maiores teores de MAOC, que variaram de 14 a 27 g kg⁻¹, evidenciando a importância da interação organo-mineral na acumulação de SOC nesse perfil. Essas interações resultam em uma elevada estabilidade física e química a matéria orgânica, reduzindo drasticamente a mineralização dos compostos orgânicos do solo (Han et al., 2016). Embora o MAOC seja menor em P9 e P10, essa fração exerce importante papel em outros mecanismos, pois atua como agente cimentante especialmente nestes perfis de textura arenosa conferindo maior estabilidade de agregados (Pulido-Moncada et al., 2018; Merino et al., 2021) contribuindo, conseqüentemente, para manutenção do C-ILF.

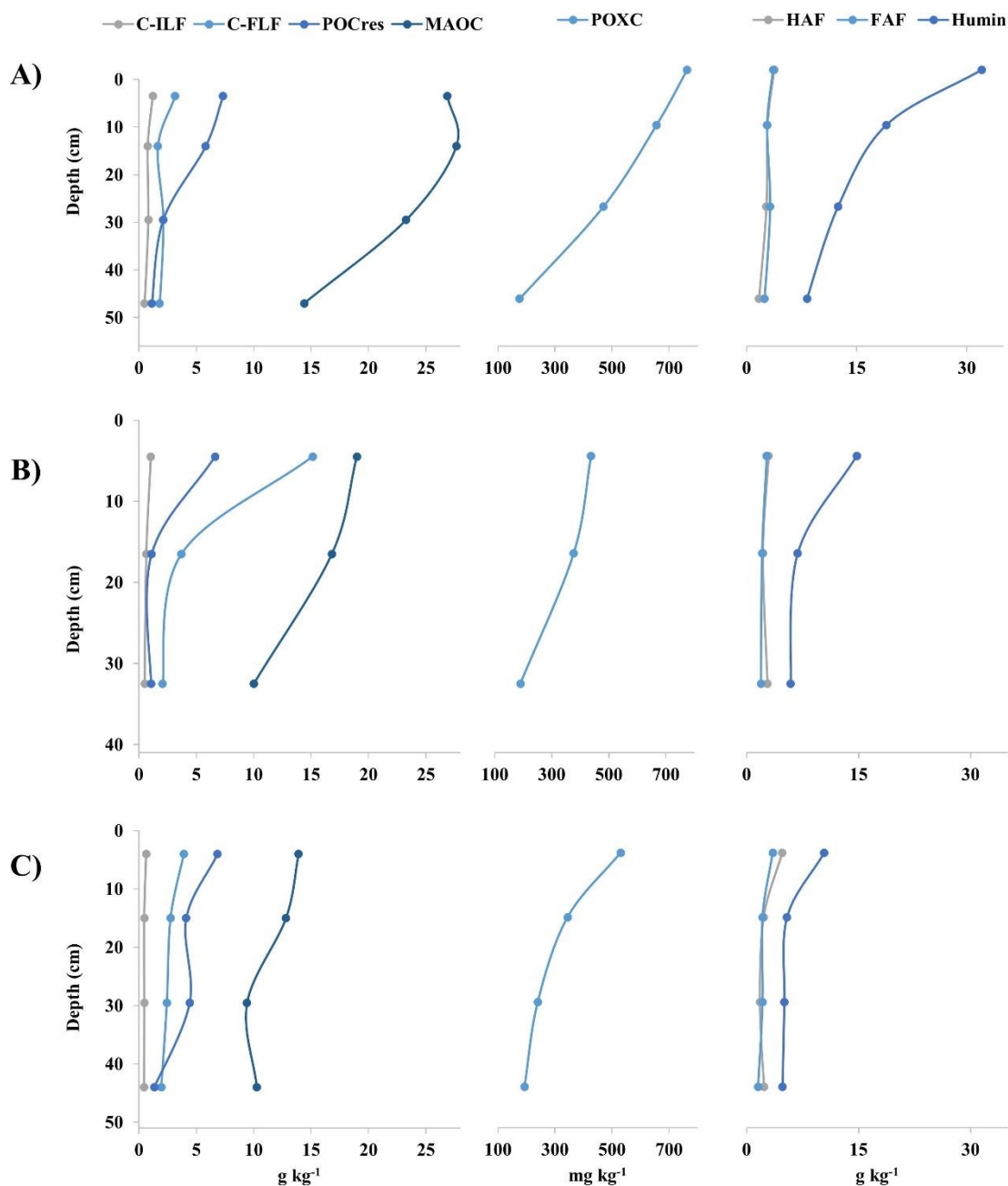


Figura 21. Teores de carbono da fração leve livre (C-FLF); fração leve intragregado (C-ILF); carbono orgânico particulado residual (COPres); carbono orgânico oxidável por permanganato (POXC); fração ácido húmico (HAF); fração ácido fúlvico (FAF); e humina de P8 (A); P9 (B) e P10 (C).

Os maiores teores de POXC foram observados em P8, variando de 175 a 763 mg kg^{-1} , no entanto, no primeiro sub-horizonte superficial de todos os perfis os teores foram considerados medianos (400-900 mg kg^{-1}) segundo Gasch et al. (2020). A fração POXC, devido a sua maior sensibilidade, frequentemente tem sido utilizada como indicativo da saúde do solo (Hurisso et al., 2016; Wade et al., 2021), tendo em vista a sua relação direta com a biomassa microbiana e consequentemente com a capacidade do solo de ciclar nutrientes (Culman et al., 2012).

De maneira geral, os teores das substâncias húmicas foram semelhantes entre os solos estudados, com exceção da fração humina. Os teores das frações ácidos fúlvicos (FAF) e ácidos

húmicos (HAF) foram semelhantes, variando de 1,5 a 3,6 g kg⁻¹ e, de 1,6 a 4,8 g kg⁻¹, respectivamente. O teor de humina em P9 e P10 foi semelhante e variou entre 4,8 e 14,8 g kg⁻¹, enquanto em P8 esse teor foi mais elevado, podendo atingir 32,0 g kg⁻¹ no horizonte A1, o que evidencia um maior grau de humificação da matéria orgânica nesse perfil e conseqüentemente, maior estabilidade. No entanto, essa maior estabilidade não necessariamente está associada a recalcitrância dos compostos químicos, tendo em vista o predomínio de grupamentos alifáticos identificados por Araujo et al. (2016) ao realizarem a caracterização espectroscópica da fração humina dos solos da região. De acordo com Hayes et al. (2017) e Nuzzo et al. (2020) a maior resistência da fração humina está associada à sua forte interação com a fração argila, formando complexos organo-minerais estáveis, o que corrobora com os maiores teores de MAOC observados em P8.

4.6 CONCLUSÕES

Devido ao elevado conteúdo e elevada recalcitrância, os fragmentos de carvão presentes nas frações areia, cascalho e calhau de todos os solos representam um importante compartimento de carbono nos *Umbric Ferralsols* da chapada do Araripe.

Os elevados teores de carbono da fração leve livre (C-FLF) sugerem que a produtividade primária da vegetação da Floresta Nacional do Araripe proporcionam *inputs* de carbono superiores a capacidade de decomposição do sistema, e que a mudança no uso da terra muito provavelmente afetaria o armazenamento de carbono dos solos.

Os altos teores de carbono orgânico particulado residual (POCres) podem ter subestimado os teores de carbono da fração leve intragregado (C-ILF), tendo em vista os baixos teores de C-ILF apesar de todos os horizontes *umbric* (A húmico) possuírem estrutura granular fortemente desenvolvida.

4.7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON-TEIXEIRA, K.J.; WANG, M.M.; MCGARVEY, J.C.; LEBAUER, D.S. Carbon dynamics of mature and regrowth tropical forests derived from a pantropical database (Trop For C-db). *Global change biology*, 22(5), 1690-1709, 2016. <https://doi.org/10.1111/gcb.13226>
- ANDRADE, F.V.; SCHAEFER, C.E.G.R.; CORREA, M.L.T.; MENDONÇA, E.S. Carbon stocks in Brazilian Latosols (oxisols) from different morphoclimatic regions and management systems. *Communications in soil science and plant analysis*, 35(15-16), 2125-2136, 2005. <https://doi.org/10.1081/LCSS-200028959>.
- ARAUJO, J.K.S.; DE SOUZA JÚNIOR, V.S.; MARQUES, F.A.; VORONEY, P.; DA SILVA SOUZA, R.A. Assessment of carbon storage under rainforests in Humic Hapludox along a climosequence extending from the Atlantic coast to the highlands of northeastern Brazil. *Science of the Total Environment*, 568, 339-349, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.06.025>.
- ARAUJO, J.K.S.; DE SOUZA JUNIOR, V.S.; MARQUES, F.A.; VORONEY, P.; DA SILVA SOUZA, R.A.; CORRÊA, M.M.; CÂMARA, E.R.G. Umbric Ferralsols along a climosequence from the Atlantic coast to the highlands of northeastern Brazil: Characterization and carbon mineralization. *Geoderma*, 293, 34-43, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.01.022>
- BAL, M.C.; ALLÉE, P.; LIARD, M. The origins of a *Nardus stricta* grassland through soil charcoal analyses: Reconstructing the history of a mountain cultural landscape (Mont Lozère, France) since the Neolithic. *Quaternary International*, v. 366, p. 3-14, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.11.054>
- BENITES, V.D.M.; MADARI, B.; MACHADO, P.D.A. Extração e fracionamento quantitativo de substâncias húmicas do solo: um procedimento simplificado de baixo custo. *Embrapa Solos- Comunicado Técnico (INFOTECA-E)*. 2003.
- BUMA, B.; POORE, R.E.; WESSMAN, C.A. Disturbances, their interactions, and cumulative effects on carbon and charcoal stocks in a forested ecosystem. *Ecosystems*, v. 17, n. 6, p. 947-959, 2014. <https://doi.org/10.1007/s10021-014-9770-8>
- CONCEIÇÃO, P. C; BOENI, M.; DIECKOW, J.; BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Fracionamento densimétrico com politungstato de sódio no estudo da proteção física da matéria orgânica em solos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 32, n. 2, p. 541-549, 2008.
- CRISCUOLI, I.; ALBERTI, G.; BARONTI, S.; FAVILLI, F.; MARTINEZ, C.; CALZOLARI, C.; PUSCEDDU, E.; RUMPEL, C.; VIOLA, R.; MIGLIETTA, F. Carbon sequestration and fertility after centennial time scale incorporation of charcoal into soil. *PLoS One*, 9(3), e91114, 2014. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0091114>
- CULMAN, S.W.; SNAPP, S.S.; FREEMAN, M.A.; SCHIPANSKI, M.E.; BENISTON, J.; LAL, R.; DRINKWATER, L.E.; FRANZLUEBBERS, A.L.; GLOVER, J.D.; GRANDY, A.S.; LEE, J.; SIX, J.; MAUL, J.E.; MIRSKY, S.B.; SPARGO, J.T.; WANDER, M.M. Permanganate oxidizable carbon reflects a processed soil fraction that is sensitive to management. *Soil Science Society of America Journal*, 76(2), 494-504, 2012. <https://doi.org/10.2136/sssaj2011.0286>
- DAY, P.R. Particle fractionation and particle size analysis. In: Black, C.A. (Ed.) *Methods of soil analysis*. American Society of Agronomy, Madison, pp. 545–567, 1965.
- FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos – Levantamento de Reconhecimento de Média Intensidade dos Solos: Mesorregião do Sul Cearense. 2012, 280p.

- GASCH, C.; MATHEWS, S.; DESCHENE, A.; BUTCHER, K.; DESUTTER, T. Permanganate oxidizable carbon for soil health: Does drying temperature matter?. *Agricultural & Environmental Letters*, 5(1), e20019, 2020. <https://doi.org/10.1002/ael2.20019>
- GAVINELLI, E.; FELLER, C.; LARRÉ-LARROUY, M. C.; BACYE, B. A routine method to study soil organic matter by particle-size fractionation: Examples for tropical soils. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.*, 26:1749-1760, 1995.
- GOMES, J.R.C.; VASCONCELOS, A.M. Jaguaribe SW: folha SB. 24-Y. 2000.
- HAN, L.; SUN, K.; JIN, J.; XING, B. Some concepts of soil organic carbon characteristics and mineral interaction from a review of literature. *Soil Biology and Biochemistry*, 94, 107-121, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.11.023>
- HAYES, M.H.; MYLOTTE, R.; SWIFT, R.S. Humins: its composition and importance in soil organic matter. *Advances in agronomy*, 143, 47-138, 2017. <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2017.01.001>.
- HURISSO, T.T.; CULMAN, S.W.; HORWATH, W.R.; WADE, J.; CASS, D.; BENISTON, J.W.; BOWLES, T.M.; GRANDY, A.S.; FRANZLUEBBERS, A.J.; SCHIPANSKI, M.E.; LUCAS, S.T.; UGARTE, C.M. Comparison of permanganate-oxidizable carbon and mineralizable carbon for assessment of organic matter stabilization and mineralization. *Soil Science Society of America Journal*, 80(5), 2016. <https://doi.org/10.2136/sssaj2016.04.0106>
- IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome, 2015.
- JACOMINE, P.K.T.; ALMEIDA, J.C.; MEDEIROS, L.A.R. Levantamento Exploratório – Reconhecimento de Solos do Estado do Ceará – Volume II. Boletim Técnico n.º 28, Divisão de Pesquisa Pedológica (DNPEA), Ministério da Agricultura, 1973, 502p.
- JOHNSON, D.L.; SCHAETZL, R.J. Differing views of soil and pedogenesis by two masters: Darwin and Dokuchaev. *Geoderma*, v. 237, p. 176-189, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.08.020>
- LOGINOW, W.; WISNIEWSKI, W.; GONET, S.S.; CIESCINSKA, B. Fractionation of organic carbon based on susceptibility to oxidation. *Pol J Soil Sci*. 20:47-52, 1987.
- LIMA, G.G.; MARÇAL, M.; DE BARROS CORREA, A.C.; DE LIMA, F.J. Landscape evolution of the Salamanca watershed, Araripe Plateau: Insights from a river channel morphological classification. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103013, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103013>.
- MACHADO, P.L.O.A. Fracionamento físico do solo por densidade e granulometria para a quantificação de compartimentos da matéria orgânica do solo: um procedimento para a estimativa pormenorizada do seqüestro de carbono pelo solo. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002. (Comunicado Técnico, 9).
- MALTONI, K.L.; DE MELLO, L.M.M.; DUBBIN, W.E. The effect of Ferralsol mineralogy on the distribution of organic C across aggregate size fractions under native vegetation and no-tillage agriculture. *Soil Use and Management*, v. 33, n. 2, p. 328-338, 2017. <https://doi.org/10.1111/sum.12339>
- MARTINEZ, P.; SOUZA, I.F. Genesis of pseudo-sand structure in Oxisols from Brazil—A review. *Geoderma Regional*, v. 22, p. e00292, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00292>

- MENDONÇA, L.A.; FRISCHKORN, H.; SANTIAGO, M.F.; CAMARGO, P.B.D.; DE LIMA, J.O.; MENDES FILHO, J. Identificação de mudanças florestais por ¹³C e ¹⁵N dos solos da Chapada do Araripe, Ceará. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 14, 314-319, 2010.
- MERINO, A.; GARCÍA-OLIVA, F.; FONTÚRBEL, M.T.; VEGA, J.A. The high content of mineral-free organic matter in soils increases their vulnerability to wildfire in humid-temperate zones. *Geoderma*, 395, 115043, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115043>
- MORALES, N.; ASSINE, M.L. Chapada do Araripe: a highland oasis incrusted into the semi-arid region of northeastern Brazil. In: *Landscapes and landforms of Brazil*. Springer, Dordrecht, 2015. p. 231-242.
- NUZZO, A.; BUURMAN, P.; COZZOLINO, V.; SPACCINI, R.; PICCOLO, A. Infrared spectra of soil organic matter under a primary vegetation sequence. *Chemical and Biological Technologies in Agriculture*, 7(1), 1-12, 2020. <https://doi.org/10.1186/s40538-019-0172-1>.
- ONTL, T.A.; CAMBARDELLA, C.A.; SCHULTE, L.A.; KOLKA, R.K. Factors influencing soil aggregation and particulate organic matter responses to bioenergy crops across a topographic gradient. *Geoderma*, 255, 1-11, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.04.016>
- PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; RIBEIRO, A.S.; DE OLIVEIRA, P.E.; ARAVENA, R. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(3-4), 597-608, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.008>
- PULIDO-MONCADA, M.; LOZANO, Z.; DELGADO, M.; DUMON, M.; VAN RANST, E.; LOBO, D.; GABRIELS, D.; CORNELIS, W.M. Using soil organic matter fractions as indicators of soil physical quality. *Soil Use and Management*, 34(2), 187-196, 2018. <https://doi.org/10.1111/sum.12414>
- RABOT, E.; WIESMEIER, M.; SCLÜTER, S.; VOGEL, H.J. Soil structure as an indicator of soil functions: A review. *Geoderma*, 314, 122-137, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.11.009>.
- SANTOS, H.G.; JACOMINE, P.K.T.; ANJOS, L.H.C.; OLIVEIRA, V.A.; LUMBRERAS, J.F.; COELHO, M.R.; ALMEIDA, J.A.; ARAÚJO FILHO, J.C.; OLIVEIRA, J.B.; CUNHA, T.J.F. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 5. ed. Embrapa, Brasília. 2018, 356 p.
- SANTOS, O.A.Q.D.; SILVA, E.C.D.; GARCÍA, A.C.; FAGUNDES, H.D.S.; DINIZ, Y.V.D.F.G.; FERREIRA, R.; PEREIRA, M.G. Impact of land use on Histosols properties in urban agriculture ecosystems of Rio de Janeiro, Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 44, 2020. <https://doi.org/10.36783/18069657rbc20200041>
- SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 7.ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa. 2015.
- SCHUBERT, B.A.; JAHREN, A.H. The effect of atmospheric CO₂ concentration on carbon isotope fractionation in C₃ land plants. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 96, p. 29-43, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.003>
- SOHI, S. P.; MAHIEU, N.; ARAH, J. R. M.; POWLSON, D. S.; MADARI, B.; GAUNT, J. L. A procedure for isolating soil organic matter fractions suitable for modeling. *Soil Science Society. American Journal*, Madison, v. 65, n. 1, p. 1121-1128, 2001. <https://doi.org/10.2136/sssaj2001.6541121x>.

- SOUZA, I.F.; ALMEIDA, L.F.J.; JESUS, G.L.; KLEBER, M.; SILVA, I.R. The mechanisms of organic carbon protection and dynamics of C-saturation in Oxisols vary with particle-size distribution. *European Journal of Soil Science*, 68(5), 726-739, 2017. <https://doi.org/10.1111/ejss.12463>
- TEIXEIRA, P.C.; DONAGEMMA, G.K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W.G. Manual de métodos de análise de solo. Embrapa, Brasília. 2017.
- VELASCO-MOLINA, M.; BERNS, A.E.; MACÍAS, F.; KNICKER, H. Biochemically altered charcoal residues as an important source of soil organic matter in subsoils of fire-affected subtropical regions. *Geoderma*, 262, 62-70, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.016>.
- YEOMANS, J.C.; BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 19, 1467–1476, 1988. <https://doi.org/10.1080/001036288009368027>.
- WADE, J.; LI, C.; PULLEMAN, M.M.; TRANKINA, G.; WILLS, S.A.; MARGENOT, A.J. To standardize by mass of soil or organic carbon? A comparison of permanganate oxidizable carbon (POXC) assay methods. *Geoderma*, 404, 115392, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115392>
- WANG, Z.; LIU, S.; HUANG, C.; LIU, Y.; BU, Z. Impact of land use change on profile distributions of organic carbon fractions in peat and mineral soils in Northeast China. *Catena*. 152:1-8, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.12.022>

5. CONCLUSÕES GERAIS

A grande diversidade de fatores de formação do solo favorece a ocorrência de solos muito distintos do ponto de vista morfológicos, físicos e químicos na bacia sedimentar do Araripe. As principais classes de solos observadas são Luvissolos, Cambissolos Háplicos, Neossolos Flúvicos, Chernossolos Háplicos, e Latossolos Vermelho-Amarelos.

No Vale do Cariri, os valores do índice Ki ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) e da razão Fe ditionito(Fed)/Fet (Fe_2O_3) indicam um baixo grau de intemperismo, condicionado pelo clima seco, resultando em uma pedogênese incipiente.

As interações organo-mineral são o principal mecanismos de estabilização da matéria orgânico nos *black soils* formados a partir de calcários da Formação Santana, por sua vez, favorecidas pelos altos teores de argilas 2:1 e Ca^{2+} trocável. Quanto ao carbono inorgânico, o predomínio de carbonatos de origem geogênica (fragmentos de calcário na fração areia) indica uma baixa dissolução dos mesmos. Somado a isso, os altos valores de pH e Ca^{2+} trocável também favorecem a sua re-precipitação como carbonato pedogênico.

Nos *Umbric Ferralsols* da Chapada do Araripe, os fragmentos de carvão nas frações grossas, representam um importante compartimento de carbono devido a elevada recalcitrância. Os elevados teores do carbono da fração leve livre (C-FLF) sugerem elevados *inputs* de carbono pela vegetação nativa. Além disso, os altos teores de carbono orgânico particulado residual (POCres) podem ter subestimado os teores da fração leve intragregado (C-ILF), tendo em vista os baixos teores de C-ILF apesar de todos os horizontes possuírem estrutura granular fortemente desenvolvida. Devido a relevância das frações leves, mudanças no uso da terra podem reduzir drasticamente o teor de carbono nos *Umbric Ferralsols* da Chapada do Araripe.

6. ANEXOS

ANEXO I – Descrição geral e morfológica dos perfis de solo estudados.

PERFIL N° 1

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico

LOCALIZAÇÃO: Margem direita da rodovia CE – 293, no sentido do municípios de Missão Velha a Brejo Santo, distante 6 km da primeira. Coordenadas UTM: 0489074 E /9197769 S Zona: 24 M

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Perfil aberto no topo de elevação com aproximadamente 5% de declive.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA E LITOLOGIA – Arenito siltoso da Formação Brejo Santo

CRONOLOGIA: Mesozóico - Cretáceo

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da intemperização de arenito siltoso

ALTITUDE: 403 m

RELEVO – Suave ondulado.

EROSÃO – Não aparente

DRENAGEM – Acentuadamente drenado

PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE – Não pedregosa e não rochosa.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Caatinga hipoxerófila arbóreo-arbustiva esparsa

CLIMA: BSh semiárido quente.

USO ATUAL – Vegetação nativa em estágio de regeneração

DESCRIÇÃO POR – Carlos Roberto Pinheiro Junior e Marcos Gervasio Pereira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A – 0-9 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4, úmido) e bruno-avermelhado-claro (5YR 6/4, seco); areia franca; fraca, muito pequena, blocos subangulares; fraca, pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

BA – 9-26 cm; bruno-avermelhado (5YR 5/4); areia franca; fraca, pequena, blocos angulares; macia, solta, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

Bi1 – 26-50 cm; bruno-avermelhado (5YR 5/4); franco arenosa; fraca, pequena, blocos angulares; macia, solta, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

Bi2 – 50-85 cm; bruno-avermelhado (5YR 5/4); franco arenosa; fraca, pequena, blocos angulares; macia, solta, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

C – 85-109 cm; bruno-avermelhado (5YR 5/4); franco argiloarenosa; grão simples; macia; solta, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

R – rocha em decomposição (arenito siltoso).



PERFIL N° 2

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: Luvissole Crômico Órtico abrupto

LOCALIZAÇÃO: Margem direita da rodovia CE – 293, no sentido do municípios de Missão Velha a Brejo Santo, distante 6 km da primeira. Coordenadas UTM: 0489104 E /9197769 S Zona: 24 M

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Perfil aberto no terço superior da encosta com aproximadamente 15% de declive.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA E LITOLOGIA – Folhelho da Formação Brejo Santo

CRONOLOGIA: Mesozóico - Cretáceo

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da intemperização de folhelhos

ALTITUDE: 399 m

RELEVO – Ondulado.

EROSÃO – Moderada

DRENAGEM – Moderadamente drenado

PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE – moderadamente pedregosa e ligeiramente rochosa.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Caatinga hipoxerófila arbóreo-arbustiva esparsa

CLIMA: BSh semiárido quente.

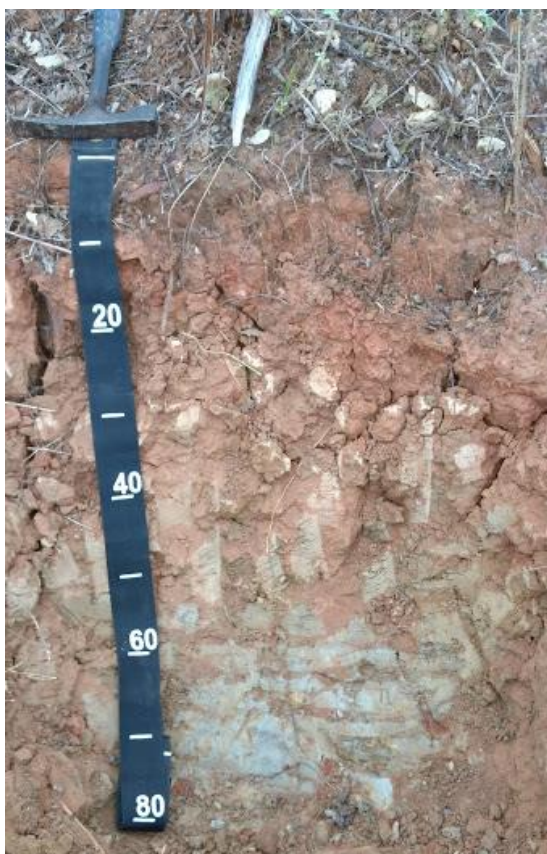
USO ATUAL – Vegetação nativa em estágio de regeneração

DESCRIÇÃO POR – Carlos Roberto Pinheiro Junior e Marcos Gervasio Pereira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A – 0-3 cm; bruno (7,5YR 4/4, úmido) e bruno-claro (7,5YR 6/4, seco); areia franca; fraca a moderada, pequena, blocos angulares; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.

- 2Bt1 – 3-12 cm; vermelho (2,5YR 4/6); argilosa; forte, média, prismática, composta por blocos angulares, forte, pequena; muito dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- 2Bt2 – 12-27 cm; vermelho (2,5YR 4/6); argilosa; forte, grande, prismática, composta por blocos angulares, forte, pequena; extremamente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- 2Bt3 – 27-42 cm; vermelho (2,5YR 5/6); muito argilosa; forte, grande, prismática, composta por blocos angulares, forte, pequena; extremamente dura, firme, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- 2C1 - 42-61 cm; cinzento (7,5YR 6/1); muito argilosa; moderado, pequena, blocos angulares; muito dura; muito firme, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
- 3C2 – 61-73 cm; cinzento-claro (7,5YR 7/1); muito argilosa; maciça; ligeiramente dura, muito firme, plástica e pegajosa.



PERFIL Nº 3

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: Neossolo Flúvico Ta Eutrófico hipocarbonático

LOCALIZAÇÃO: Margem direita da rodovia CE – 293, no sentido do município de Missão Velha a Brejo Santo, distante 6 km da primeira. Coordenadas UTM: 0489173 E /9197851 S Zona: 24 M

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Barranco no terço médio da encosta com aproximadamente 18% de declive.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA E LITOLOGIA – Folhelho da Formação Brejo Santo

CRONOLOGIA: Jurássico
MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da intemperização de folhelhos
ALTITUDE: 386 m
RELEVO – Ondulado.
EROSÃO – Ligeira
DRENAGEM – Bem drenado
PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE – Não pedregosa e não rochosa
VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Caatinga hipoxerófila arbóreo-arbustiva esparsa
CLIMA: BSh semiárido quente.
USO ATUAL – Pastagem
DESCRIÇÃO POR – Carlos Roberto Pinheiro Junior e Marcos Gervasio Pereira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A – 0-18 cm; bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/3, úmido) e bruno-avermelhado (2,5YR 4/3, seco); argilosa; moderada a forte, pequena, blocos subangulares; dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- 2AC – 18-33 cm; bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmido) e bruno-avermelhado (2,5YR 4/4, seco); franco argilosa; moderada a forte, pequena, blocos subangulares; dura, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- 3CA – 33-57 cm; bruno-avermelhado (2,5YR 4/4); franca; estrutura do material de origem (folhelho) que se desfaz em blocos angulares, moderada, grande; macia, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- 3Ck1 – 57-75 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6); franco siltosa; moderado, muito pequena e pequena, blocos angulares e subangulares; macia, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- 4Ck2 - 75-91 cm; vermelho (2,5YR 4/6); franca; moderado, muito pequena e pequena, blocos angulares e subangulares; macia, friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.
- 4Ck3 – 91-121 cm; vermelho (2,5YR 4/6); franca; fraca, muito pequena e pequena, blocos subangulares; macia, friável, plástica e pegajosa, transição plana e gradual.
- 5Ck4 – 121-141 cm; bruno-avermelhado (2,5YR 4/4); franca; estrutura do material de origem (folhelho) que se desfaz em blocos angulares, moderada, grande; macia, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- 6Ck5 – 141-167 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6); franca; estrutura do material de origem (folhelho) que se desfaz em blocos angulares, moderada, média; macia, friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.



PERFIL Nº 4

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: Neossolo Flúvico Carbonático vertissólico

LOCALIZAÇÃO: Margem direita da rodovia CE – 293, no sentido do município de Missão Velha a Brejo Santo, distante 6 km da primeira. Coordenadas UTM: 0498307 E /9197810 S Zona: 24 M

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Terço inferior da encosta com aproximadamente 9% de declive.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA E LITOLOGIA – Folhelho da Formação Brejo Santo

CRONOLOGIA: Jurássico

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da intemperização de folhelhos

ALTITUDE: 378 m

RELEVO – Ondulado.

EROSÃO – Moderada com ocorrência de sulcos

DRENAGEM– Bem drenado

PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE – Pedregosa e ligeiramente rochosa

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Caatinga hipoxerófila arbóreo-arbustiva esparsa

CLIMA: BSh semiárido quente.

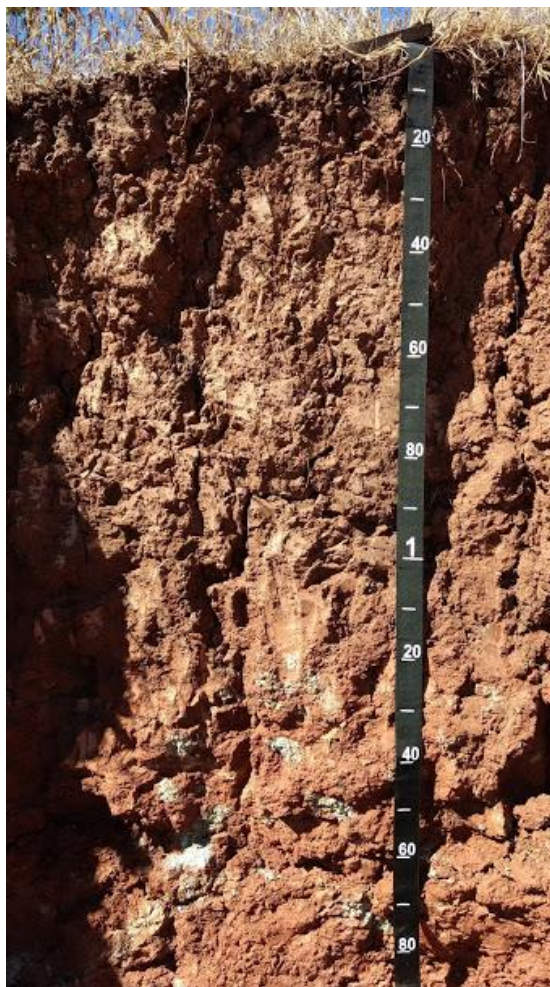
USO ATUAL – Pastagem

DESCRIÇÃO POR – Carlos Roberto Pinheiro Junior e Marcos Gervasio Pereira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A – 0-19 cm; vermelho-escuro-acinzentado (2,5YR 3/2, úmido) e bruno-avermelhado (2,5YR 4/4, seco); argilosa; moderada, pequena, granular e, moderada, muito pequena e

- pequena, blocos subangulares; ligeiramente dura, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- 2AC1 – 19-28 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido) e bruno-avermelhado (2,5YR 4/4, seco); muito argilosa; forte, média, prismática, composta por blocos angulares, moderada a forte, pequena; muito dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição ondulada (28-32 cm) e clara.
- 3AC2 – 28-37 cm; bruno-avermelhado (2,5YR 4/4, úmido) e bruno-avermelhado (2,5YR 5/4, seco); argilosa; forte, média, prismática, composta por blocos angulares, forte, pequena; dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- 3CA - 37-57 cm; bruno-avermelhado (2,5YR 4/4); argilosa; forte, grande, prismática, composta por blocos angulares, forte, pequena e média; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- 4Ck1 - 57-74 cm; bruno-avermelhado (2,5YR 4/4); argilosa; forte, grande, prismática, composta por blocos angulares, forte, pequena e média; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa, transição plana e gradual.
- 4Ck2 – 74-87 cm; bruno-avermelhado (2,5YR 4/4); muito argilosa; forte, muito grande, prismática, composta por blocos angulares, forte, média e grande; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa, transição plana e gradual.
- 4Ck3 – 87-111 cm; bruno-avermelhado (2,5YR 4/4); argilosa; forte, muito grande, prismática, composta por blocos angulares, forte, média e grande; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa, transição plana e clara.
- 5Ck4 – 111-121 cm; vermelho (2,5YR 4/6); argilosiltosa; forte, grande, prismática, composta por blocos angulares, forte, pequena; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa, transição plana e gradual.
- 6Ck5 – 121-135 cm; vermelho (2,5YR 4/6); argilosa; forte, muito grande, prismática, composta por blocos angulares, forte, média; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa, transição plana e gradual.
- 7Ck6 – 135-161 cm; vermelho (2,5YR 4/6); argilosa; forte, grande, prismática, composta por blocos angulares, forte, pequena e média; muito dura, extremamente firme, muito plástica e muito pegajosa, transição plana e clara.
- 8Ck7 – 161-187 cm; vermelho-acinzentado (10R 4/4); argilosiltosa; moderada, pequena, blocos angulares; macia, firme, muito plástica e muito pegajosa, transição plana e gradual.
- 9Ck8 – 187-201⁺ cm; vermelho (10R 4/8); argilosiltosa; moderada, média, blocos angulares; ligeiramente dura, firme, muito plástica e muito pegajosa, transição plana e clara.



PERFIL Nº 5

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: Chernossolo Háplico Carbonático típico

LOCALIZAÇÃO: Estrada Nova Olinda a Santana do Cariri, na área da Pedra Cariri (GeoPark Araripe). Coordenadas UTM: 0422473 E /9212756 S Zona: 24 M

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Barranco de estrada no terço superior da encosta com aproximadamente 10% de declive.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA E LITOLOGIA – Calcário da Formação Santana

CRONOLOGIA: Mesozóico - Cretáceo

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da intemperização do calcário

ALTITUDE: 536 m

RELEVO – Ondulado.

EROSÃO – Não aparente

DRENAGEM – Bem drenado

PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE – ligeiramente pedregosa e ligeiramente rochosa.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Cerrado subcaducifólio

CLIMA: Aw – tropical com longo período seco

USO ATUAL – Pastagem

DESCRIÇÃO POR – Carlos Roberto Pinheiro Junior e Marcos Gervasio Pereira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- Ak – 0-27 cm; preto (10YR 2/1, úmido) e cinzento muito escuro (10YR 3/1, seco); argilosa; forte, pequena, blocos subangulares; forte, pequena e média, granular; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição ondulada(18-33 cm) e clara.
- Bik1 – 27-47 cm; bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4); muito argilosa; moderada a forte, grande, prismática, composta por blocos angulares, forte, pequena; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição ondulada (37-51 cm) e clara.
- Bik2 – 47-67 cm; bruno-amarelado-escuro (10YR 4/6); muito argilosa; moderada, pequena, blocos angulares; macia, firme, plástica e pegajosa; transição ondulada (63-75 cm) e gradual.
- BC – 67-85 cm; bruno-amarelado (10YR 5/6); franco argilosa; fraca, pequena, blocos angulares; macia, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada (81-89 cm) e clara.
- Ck1 – 85-97 cm; bruno-amarelado (10YR 5/4); franco argilosa; maciça; macia; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- Ck2 – 97-145+ cm; cinzento-claro (10YR 7/2); franca; maciça; macia, muito firme, plástica e pegajosa.



PERFIL Nº 6

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: Chernossolo Háptico Carbonático leptofragmentário

LOCALIZAÇÃO: Estrada Nova Olinda a Santana do Cariri, na área da Pedra Cariri (GeoPark Araripe). Coordenadas UTM: 0422480 E /9212675 S Zona: 24 M

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Barranco no terço médio da encosta com aproximadamente 15% de declive.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA E LITOLOGIA – Calcário da Formação Santana

CRONOLOGIA: Mesozóico - Cretáceo

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da intemperização do calcário

ALTITUDE: 530 m

RELEVO – Ondulado.

EROSÃO – Moderada

DRENAGEM – Bem drenado

PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE – ligeiramente pedregosa e ligeiramente rochosa.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Cerrado

CLIMA: Aw tropical com longo período seco

USO ATUAL – Vegetação nativa em regeneração.

DESCRIÇÃO POR – Carlos Roberto Pinheiro Junior e Marcos Gervasio Pereira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ak – 0-8 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmido) e bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, seco); argilosa; forte, muito pequena e pequena, granular; macia, friável, plástica e pegajosa; transição ondulada (5-10 cm) e clara.

ABk – 8-20 cm; bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmido) e bruno-escuro (10YR 3/3, seco); muito argilosa; moderada a forte, pequena, prismática, composta por blocos angulares, moderada a forte, pequena; macia, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.

Bik – 20-31 cm; bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/3); muito argilosa; moderada, grande, prismática, composta por blocos angulares, moderada, pequena e média; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.

Bck – 31-48 cm; bruno-claro-acinzentado (10YR 6/3); muito argilosa; moderada, pequena e média, blocos angulares; macia, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

Ck1 – 48-66 cm; bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/3); muito argilosa; maciça; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Ck2 – 66-89+ cm; cinzento-claro (10YR 7/2); franca; maciça; macia, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.



PERFIL Nº 7

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: Chernossolo Háptico Órtico típico

LOCALIZAÇÃO: Estrada Nova Olinda a Santana do Cariri, na área da Pedra Cariri (GeoPark Araripe). Coordenadas UTM: 0422497 E /9212644 S Zona: 24 M

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Trincheira aberta no terço inferior da encosta com aproximadamente 15% de declive.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA E LITOLOGIA – Calcário da Formação Santana

CRONOLOGIA: Mesozóico - Cretáceo

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da intemperização do calcário

ALTITUDE: 523 m

RELEVO – Ondulado.

EROSÃO – Ligeira

DRENAGEM– Moderadamente drenado

PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE – moderadamente pedregosa e ligeiramente rochosa.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Cerrado

CLIMA: Aw tropical com longo período seco

USO ATUAL – Cerrado em regeneração

DESCRIÇÃO POR – Carlos Roberto Pinheiro Junior e Marcos Gervasio Pereira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ak1 – 0-10 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido) e bruno-escuro (7,5YR 3/3, seco); argilosa; forte, muito pequena, blocos angulares; forte, muito pequena e pequena, granular;

ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

- Ak2 – 10-31 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido) e bruno-escuro (7,5YR 3/3, seco); muito argilosa; forte, muito pequena, blocos angulares; forte, muito pequena e pequena, granular; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- ABk – 31-47 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido) e bruno-escuro (7,5YR 3/3, seco); muito argilosa; forte, pequena, blocos angulares; ligeiramente dura, firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.
- Bik1 – 47-70 cm; bruno (7,5YR 4/3); muito argilosa; forte, pequena, prismática, composta por blocos angulares, forte, pequena; dura, firme, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- Bik2 – 70-85 cm; bruno (7,5YR 4/4); argilosa; moderada, pequena, blocos angulares e subangulares; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- BC – 85-108 cm; bruno (7,5YR 5/4); argilosa; moderada, pequena, blocos angulares e subangulares; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- Ck – 108-121+ cm; bruno (7,5YR 5/4); franco argilosa; fraca a moderada, pequena, blocos angulares; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.



PERFIL Nº 8

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico espesso-húmico

LOCALIZAÇÃO: Estrada Crato/Nova Olinda a 20 km da segunda. Coordenadas UTM: 0435545 E /9206239 S Zona: 24 M

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Perfil descrito em corte de estrada no topo de elevação aproximadamente 2% de declive.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA E LITOLOGIA – Arenito da Formação Exu

CRONOLOGIA: Mesozóico - Cretáceo

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da intemperização do arenito

ALTITUDE: 932 m

RELEVO – Plano.

EROSÃO – Não aparente

DRENAGEM – Fortemente drenado

PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE – não pedregosa e não rochosa.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Floresta tropical subperenefólia – mata atlântica

CLIMA: Aw tropical

USO ATUAL – Floresta

DESCRIÇÃO POR – Carlos Roberto Pinheiro Junior e Marcos Gervasio Pereira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A1 – 0-7 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido) e bruno (10YR 4/3, seco); argiloarenosa; forte, pequena e média, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

A2 – 7-21 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido) e bruno (10YR 4/3, seco); argilosa; forte, média e grande, granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

A3 – 21-38 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/3, úmido) e bruno (10YR 4/3, seco); argiloarenosa; forte, pequena e média, granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada (33-41 cm) e clara.

AB – 38-56 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido) e bruno (10YR 4/4, seco); argiloarenosa; forte, muito pequena e pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

BA – 56-65 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/3); argilosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

Bw1 – 65-100 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); argilosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

Bw2 – 110-131 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); argilosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Bw3 – 131-160 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); argilosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

Bw4 – 160-190+ cm; vermelho-amarelado (5YR 5/6); argilosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa;



PERFIL Nº 9

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico húmico

LOCALIZAÇÃO: Estrada Crato/Nova Olinda a 20 km da segunda.

Coordenadas UTM: 0431448 E /9208991 S Zona: 24 M

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Perfil descrito em corte de estrada no topo de elevação aproximadamente 2% de declive.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA E LITOLOGIA – Arenito da Formação Exu

CRONOLOGIA: Mesozóico - Cretáceo

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da intemperização do arenito

ALTITUDE: 847 m

RELEVO – Plano.

EROSÃO – Não aparente

DRENAGEM– Acentuadamente drenado

PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE – não pedregosa e não rochosa.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Floresta tropical subperenefólia – mata atlântica

CLIMA: Aw tropical

USO ATUAL – Floresta

DESCRIÇÃO POR – Carlos Roberto Pinheiro Junior e Marcos Gervasio Pereira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A1 – 0-9 cm; cinzento muito escuro (7,5YR 3/1, úmido) e bruno (7,5YR 4/2, seco); franco arenosa; forte, pequena e média, granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- A2 – 9-24 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido) e bruno (10YR 4/2, seco); franco argiloarenosa; moderada a forte, média e grande, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- AB – 24-41 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/3, úmido) e bruno (7,5YR 4/3, seco); franco argiloarenosa; forte, muito pequena e pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- BA – 41-49 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/3); franco argiloarenosa; forte, muito pequena e pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- Bw1 – 49-59 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); franco argiloarenosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- Bw2 – 59-84 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); franco argiloarenosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- Bw3 – 84-113 cm bruno-avermelhado (5YR 4/4); franco argiloarenosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- Bw4 – 113-150+ cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); franco argiloarenosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.



PERFIL Nº 10

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico húmico

LOCALIZAÇÃO: Estrada Crato/Nova Olinda a 20 km da segunda. Coordenadas UTM: 0432462 E /9208423 S Zona: 24 M

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Perfil descrito em corte de estrada no topo de elevação aproximadamente 2% de declive.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA E LITOLOGIA – Arenito da Formação Exu

CRONOLOGIA: Mesozóico - Cretáceo

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da intemperização do arenito

ALTITUDE: 875 m

RELEVO – Plano.

EROSÃO – Não aparente

DRENAGEM – Acentuadamente drenado

PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE – não pedregosa e não rochosa.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Floresta tropical subperenefólia – mata atlântica

CLIMA: Aw tropical

USO ATUAL – Floresta

DESCRIÇÃO POR – Carlos Roberto Pinheiro Junior e Marcos Gervasio Pereira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A1 – 0-8 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido) e bruno (7,5YR 4/3, seco); franco argiloarenosa; moderada, muito pequena a média, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- A2 – 8-22 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido) e bruno (7,5YR 4/3, seco); franco argiloarenosa; moderada a forte, muito pequena a média, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- A3 – 22-37 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido) e bruno (7,5YR 4/3, seco); franco argiloarenosa; forte, muito pequena a média, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- AB – 37-51 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/3, úmido) e bruno (7,5YR 4/3, seco); franco argiloarenosa; forte, muito pequena a média, granular; macia, solta a muito muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- BA – 51-63 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/3); franco argiloarenosa; forte, muito pequena e pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- Bw1 – 63-83 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); franco argiloarenosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- Bw2 – 83-129 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); franco argiloarenosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- Bw3 – 129-165 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4); franco argiloarenosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
- Bw4 – 165-186+ cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); franco argiloarenosa; forte, muito pequena, granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

