

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO

LAÉRCIO VIEIRA DE MELO WANDERLEY NEVES

**PEDOGÊNESE E DIVERSIDADE MICROBIANA EM PLANOSSOLOS
SOB PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO NA REGIÃO SEMIÁRIDA
DE PERNAMBUCO**

**Recife
2018**

Laércio Vieira de Melo Wanderley Neves
Engenheiro Agrônomo

**Pedogênese e diversidade microbiana em Planossolos sob processo de
desertificação na região semiárida de Pernambuco**

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

Orientador: Prof. Dr. Valdomiro Severino Souza
Júnior

**Recife
2018**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema Integrado de Bibliotecas da UFRPE
Biblioteca Central, Recife-PE, Brasil

N972p Neves, Laércio Vieira de Melo Wanderley.
 Pedogênese e diversidade microbiana em Planossolos sob processo de
Desertificação na região semiárida de Pernambuco / Laércio Vieira de Melo
Wanderley Neves. – Recife, 2018.
 180 f.: il.

 Orientador(a): Valdomiro Severino Souza Júnior.
 Coorientador(a): Jean Cheyson Barros dos Santos, Felipe José Cury Fracetto.
 Tese (Doutorado) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Programa
de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo, Recife, BR-PE, 2018.
 Inclui referências e apêndice(s).

 1. Rochas félsicas 2. Argilação 3. Planossolos 4. Diazotróficos 5. Fixação de
nitrogênio 6. Disponibilidade de P. I. Souza Jr., Valdomiro Severino de, orient.
II. Santos, Jean Cheyson Barros dos, coorient. III. Fracetto, Felipe José Cury,
Coorient. IV. Título

CDD 664

AGRADECIMENTOS

Ao ex-presidente Luís Inácio Lula da Silva pela oportunidade concedida a vários brasileiros de voltar aos estudos em uma Universidade Federal em todo o pelo Brasil, e no meu caso no sertão de Pernambuco através de das expansões das Universidades Federais.

Aos professores do programa de pós-graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco, pelo empenho em ministrar a transferência do conhecimento de forma atualizada com qualidade e ética.

Agradeço em especial ao professor Valdomiro Severino de Souza Júnior, o qual foi meu orientador desde a Iniciação científica até a conclusão do doutorado. Seu exemplo de amor ao trabalho, ética profissional e dedicação aos seus orientados servirão sempre como Norte em minha carreira profissional.

Aos meus coorientadores: Dr. Jean Cheyson Barros dos Santos e Dr. Felipe José Cury Fracetto, pela disponibilidade e dedicação na construção dessa obra científica.

Ao professor Marcelo Metri Correa, da Unidade Acadêmica de Garanhuns - PE (UAG- UFRPE), por sua disponibilidade e transferência do conhecimento.

Ao professor Jose Coelho de Araújo Filho da EMBRAPA Solos Recife – PE, por suas valiosas contribuições na concepção da pesquisa e nos trabalhos de campo.

Ao colega da Iniciação Científica Luis Felipe, pela sua contribuição nos trabalhos de laboratório, que sempre o fez com responsabilidade e dedicação.

Aos colegas do grupo de pesquisa - Pedogênese e mineralogia do solo, da UFRPE, pela troca de conhecimento feita sempre companheirismo e senso de equipe que torna nossos dias de trabalho mais leve e agradável.

Aos meus familiares que serei eternamente grato pela união, paciência e incentivo em um esforço cooperativo para que esse objetivo pudesse ser concretizado.

*“Afiagar a terra
Conhecer os desejos da terra
Cio da terra, a propícia estação
E fecundar o chão”*

(Milton Nascimento; Chico Buarque, 1977)

- Dedico a Luiz Antônio Wanderley Neves e ofereço a Maria Lêda Vieira de Melo Wanderley Neves, a Adriana Eliza Rabelo de Lima, Lucas Marinho Neves e Maria Eliza Rabelo de Lima Melo Neves.

LAÉRCIO VIEIRA DE MELO WANDERLEY NEVES

Pedogênese e diversidade microbiana em Planossolos sob processo de desertificação na região semiárida de Pernambuco

Tese apresentada ao programa de Pós-Graduação em Ciências do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de doutor em Agronomia – Ciências do Solo.

Aprovada em 20 de fevereiro de 2018

Prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza Júnior
Orientador
Universidade Federal Rural de Pernambuco

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Mateus Rosas Ribeiro
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Dr. José Coelho de Araújo Filho
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA

Profa. Dr^a. Giselle Gomes Monteiro Fracetto
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Dr^a. Jane Kelly Araújo Filho
Universidade Federal Rural de Pernambuco

LISTA DE FIGURAS DO CAPÍTULO I

FIGURA 3. 1 - Localização da área de estudo e imagens dos Perfis com os horizontes pedogenéticos. Perfil 1 – SXe1 = Área vegetada. Perfil 2- SXe2 = Área sem vegetação.	64
FIGURA 3. 2. Esquema para medição dos parâmetros da centrífuga para aplicação na equação.....	67
FIGURA 3. 3. Componentes da amostra R/Cr2 do SXe – área vegetada a = xpl (luz polarizada cruzados) e b = ppl (luz polarizada plana) Bi = biotita, PC = policristais, Fr = Fratura. Resolução 10X	83
FIGURA 3. 4. Componentes feldspato pouco alterado com sericita e inclusões perfiticas a = ppl (Luz polarizada plana) e b = xpl (luz polarizada cruzada) Ab = albita, Fd = Feldspato-K. Resolução 10 x.....	83
FIGURA3. 5. (a) Componente biotita (Bi) alterada formando plasma R/Cr2 xpl (Luz polarizada cruzada) – (b) Quartzo (Qz) fragmentado xpl (Luz polarizada cruzada) .	84
FIGURA 3. 6. SXe1 – área vegetada - MEV/EDS Alteração de biotita, (b) Espectro 1 = Plasma da alteração da biotita	84
FIGURA 3. 7. R/Cr do SXe1 – área vegetada - (a) MEV/EDS Alteração de biotita, (b) Espectro 11 = Zona de oxidação acompanhando as cripto fissuras do plasma. (c) Espectro 12 = plasma de alteração da biotita.....	85
FIGURA 3. 8. Componente feldspatos- K (Fd) alterado com plasma impregnando a porosidade cavitária xpl (Luz polarizada cruzada). Resolução de 20 X.	86
FIGURA 3. 9. (a) Componentes, Bi = biotita alterada formando plasma ppl (Luz polarizada plana), (b) Pg = plagioclásio sericitizado com plasma de preenchimento – xpl (luz polarizada cruzada). Resolução 10 X.	86
FIGURA 3. 10. Horizonte Bt – Sxe1 – área vegetada - Grãos de quartzo (Qz) com bordas lisas e onduladas, sem alteração aparente e sem fraturas, ppl (Luz polarizada plana). Resolução 12 X.....	87
FIGURA 3. 11. Horizonte Bt do SXe1 – área vegetada – (Ma) Material alterado com grãos na forma de película (LT) Luz transmitida, amarelo límpido.(Pg) plagioclásio. Resolução 50 X.....	88
FIGURA 3. 12. Horizonte Bt1 do SXe1 – área vegetada - Material alterado e preenchimento acompanhando geminação em grão de plagioclásio na cor amarelo límpido, luz incidente (LI). Resolução 50 X.	88

FIGURA 3. 13. PB = Porosidade biológica com presença de excrementos, ppl (Luz polarizada plana). Resolução 60 X.....	89
FIGURA 3. 14. Horizonte A do SXe1 – área vegetada - Grãos de quartzo e feldspato predominante na fração areia e fragmentos de rocha, xpl (Luz polarizada cruzada). Resolução 63 X.....	90
FIGURA 3. 15. SXe1- área vegetada, MF = Material fino de alteração com cor mais vermelha que a matriz do solo, ppl (Luz polarizada plana). Resolução 63 X.	91
FIGURA 3. 16. Micromorfologia do SXe1 – área vegetada – Percentual dos principais componentes dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó PE.....	92
FIGURA3. 17. Camada R/Cr2 SXe2 – área sem vegetação, (Bi) = biotita, (Qz) = quartzo, (Pg) = plagioclásios e feldspatos-K com (Fr) fratura transcristalinas xpl (luz polarizada cruzada). Resolução 50 X.....	93
FIGURA 3. 18. Camada R/Cr2 do SXe2 – área sem vegetação (MF) = Material fino brunado, manchas irregulares caulinizado, ppl (luz polarizada plana).	94
FIGURA 3. 19. Sxe2 – área sem vegetação. Camada R/Cr2- área sem vegetação (Pg/ Sr) Plagioclásios seritizado preservados, maior ocorrência de plagioclasios é do tipo Bytonita, xpl (luz polarizada cruzada). Resolução 10 X.....	95
FIGURA 3. 20. Camada R/Cr1 do SXe2 – área sem vegetação, (Bi) Biotita em alteração pelicular (Pg) plagioclásio com alteração e (MF) plasma em poros cavitários. Resolução 50 X.....	96
FIGURA 3. 21. Camada R/Cr do SXe2 – área sem vegetação, (PF) Pedofeições com hiporevestimento isotrópico provável (Mn) óxido de Mn e canais tipofissura, (R) Raiz, ppl (luz polarizada plana). Resolução 50 X.....	96
FIGURA3. 22. Camada R/Cr1 do SXe2 – área sem vegetação - Poros intreragregados com pequenas fissuras e vesículas. Pedalidade microestruturas blocos angulares, ppl (luz polarizada plana). Resolução 63 X.....	97
FIGURA3. 23. Camada R/Cr1 do SXe2 – área sem vegetação, Plagioclásio alterado com plasma preenchendo porosidade cavitária, quase revestimento, xpl (luz polarizada cruzada). Resolução 20 X.....	97
FIGURA 3. 24. Camada R/Cr1 do SXe2 – área dem vegetação, (a) Imagem de elétrons R/Cr1; (b) Espectro 22 = alteração pelicular feldspato-K Alterado; (c) Espectro 28 = EDS sobre albita; (d) Espectro 29 = EDS do plasma em preenchimento poro fissural	98

FIGURA 3. 25. Camada R/Cr1 do SXe2 – área sem vegetação, Imagem de elétrons R/Cr1- Morfologia de filossilicatos provavelmente montmorilonita sobre em poro cavitário de plagioclásio sericitizado	99
FIGURA 3. 26. Camada R/Cr2 do SX2 – área sem vegetação, EDS com espectro de 10 µm sobre alteração com plasma preenchendo poro cavitário de plagioclásio	99
FIGURA 3. 27. Horizonte Btn do SXe2 – área sem vegetação, Pg =Plagiocásios alterados (Anortita beitonita) xpl (luz polarizada cruzada. Resolução 80 X.....	100
FIGURA 3. 28. Horizonte Btn do SXe2 – área sem vegetação Plagiocásios alterados (Anortita beitonita) ppl (luz polarizada plana). Resolução 80 X.....	101
FIGURA 3. 29. Micromorfologia SXe2 – área sem vegetação – Percentual dos principais componentes.....	102
FIGURA 3. 30. Difrátogramas areia grossa e fina do SXe1 – área vegetada.	107
FIGURA 3. 31. Difrátogramas areia grossa e fina do SXe2 – área sem vegetação.	107
FIGURA 3. 32. Difrátogramas da fração silte dos Planossolos estudados (SXe1 e SXe2)	108
FIGURA 3. 33. Horizonte A – Perfil 1 SXe - Difrátograma argila desferrificada com tratamentos: K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento à 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento à 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento à 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e saturação com glicerol	110
FIGURA 3. 34. Horizonte E. Perfil 1 Sxe. Difrátograma argila desferrificada com tratamentos: K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento à 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento à 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento à 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e saturação com glicerol	111
FIGURA 3. 35. Horizonte Bt1 SXe1 - Difrátograma argila desferrificada com tratamentos Bt1 : K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento à 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento à 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento à 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e saturação com glicerol	112
FIGURA 3. 36. Camada R/Cr1 Sxe. Difrátograma argila desferrificada com tratamentos R/Cr: K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento à 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento	

à 350 °C; K550 a= saturação com K e quecimento à 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e sovatação com glicerol	112
FIGURA 3. 37. Horizonte Bt do SXe1 – área vegetada, Difratoograma argila total (free – Fe), Mg = saturação com Mg, Li – 270 = saturação com Li e aquecimento a 270 °C, Li – Glic = saturação com Li aquecimento 270 °C e sovatação com glicerol	113
FIGURA 3. 38. Horizonte Bt do SX1 – área vegetada, Difratoograma argila fina (free – Fe), Mg = saturação com Mg, Li – 270 = saturação com Li e aquecimento a 270 °C, Li – Glic = saturação com Li aquecimento 270 °C e sovatação com glicerol	114
FIGURA 3. 39. Difratoograma argila desferrificada com tratamentos A SXe2 – (área sem vegetação): K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento à 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento à 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento à 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e sovatação com glicerol	115
FIGURA 3. 40. Difratoograma argila desferrificada com tratamentos Btn (SXe2 – área sem vegetação): K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento à 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento à 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento à 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e sovatação com glicerol	116
FIGURA 3. 41. Difratoograma argila desferrificada com tratamentos R/Cr (SXe2 – área sem vegetação): K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento à 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento à 350 °C; K550 =saturação com K e quecimento à 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e sovatação com glicerol	117
FIGURA 3. 42. Difratoograma argila total (free – Fe), Mg = saturação com Mg, Li – 270 = saturação com Li e aquecimento a 270 °C, Li – Glic = saturação com Li aquecimento 270 °C e sovatação com glicerol.....	118
FIGURA 3 43. Difratoograma argila fina (free – Fe), Mg = saturação com Mg, Li – 270 = saturação com Li e aquecimento a 270 °C, Li – Glic = saturação com Li aquecimento 270 °C e sovatação com glicerol.....	118
FIGURA 3. 44. Padrões dos espectros de IV- Amplitude 4000 à 400 em amostras Btn1 argila totalSXe1 área vegetda.....	120
FIGURA 3. 45. Padrões dos espectros de IV- Amplitude 4000 à 400 em amostras Btn1 argila total- Perfil 1 SXe2 – área sem vegetação.....	121

LISTA DE FIGURAS CAPÍTULO II

Figura 4. 1. Estoques de C e N totais (até 55 cm do SXe1 - área vegetada e 30 cm SXe2 – área sem vegetação) para os Planossolos do núcleo de Desertificação Cabrobó PE.....	142
Figura 4. 2. Estoques de C e N comparativos (até 30 cm em ambas as áreas avaliadas) para os Planossolos do núcleo de Desertificação Cabrobó PE.	142
Figura 4. 3. Carbono da biomassa microbiana (C-BMS), respiração basal, quociente metabólico (qCO_2) e microbiano ($qMic$) de Planossolos do núcleo de desertificação de Cabrobó-PE. Letras iguais não se diferem entre os horizontes do mesmo perfil, pelo teste de Tukey a 5%.....	145
Figura 4. 4. Agrupamento hierárquico com base na separação por DGGE de fragmentos do gene 16A rRNA de amostras de Planossolo de caatinga em área vegetada. A1, A2, Bt1 e Bt2 representam os horizontes e R1, R2 e R3 representam repetições de cada horizonte avaliado	155
Figura 4. 5. Agrupamento hierárquico com base na separação por DGGE de fragmentos do gene 16s rRNA de amostras de solo de caatinga em área não vegetada. A1 e Btn representam os horizontes e R1, R2 e R3 representam repetições de cada horizonte avaliado	155
Figura 4. 6. Agrupamento hierárquico com base na separação por DGGE de fragmentos do gene nifH de amostras de Planossolo de caatinga em área vegetada. A1, A2, Bt1 e Bt2 representam os horizontes e R1, R2 e R3 representam repetições de cada horizonte avaliado.....	157
Figura 4. 7. Agrupamento hierárquico com base na separação por DGGE de fragmentos do gene nifH de amostras de Planossolo de caatinga em área não vegetada. A1 e Btn representam os horizontes e R1, R2 e R3 representam repetições de cada horizonte avaliado	158

LISTA DE EQUAÇÕES DA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Equação 2 1- Hidrólise total de um feldspato potássico.....	29
Equação 2 2 - Hidrólise total de um piroxênio.....	29
Equação 2 3 - Hidrólise parcial de um feldspato potássico, formando caolinita, que é um argilomineral 1:1, ou seja, um átomo de Si para cada átomo de Al na fórmula...	30

LISTA DE EQUAÇÕES DO CAPÍTULO I

EQUAÇÃO 3. 1 Adaptação da lei do tempo de sedimentação das partículas para fracionamento de argila pelo método da centrífuga.	67
--	----

LISTA DE EQUAÇÕES DO CAPÍTULO II

EQUAÇÕES 4. 1 - Cálculo dos estoques C e N.....	Erro! Indicador não definido.
EQUAÇÃO 4. 2 Cálculo da redução do acetileno a etileno pela atividade na nitrogenase.....	Erro! Indicador não definido.

LISTA DE TABELAS DO CAPÍTULO I

TABELA 3. 1. Principais atributos morfológicos dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó PE	77
TABELA 3. 2. Principais atributos físicos dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó PE	78
TABELA 3. 3. Atributos químicos dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó PE	79
TABELA 3. 4. Síntese das principais características micromorfológicas dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó PE.	81
TABELA 3. 5. Teores dos elementos totais por fluorescência de raios-x, seletivas de ferro, índices k_i e k_r de intemperismo dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó.....	105
TABELA 3. 6. Dados dos picos mais intensos de feldspatos (2θ por radiação $CuK\alpha$) nas amostras R/Cr dos Planossolos estudados no Nucleo de Desertificação Cabrobó	108

LISTA DE TABELAS DO CAPÍTULO II

TABELA 4. 3. Log do número de cópias dos genes nos solos de cada área em seus respectivos horizontes, pertencentes ao Núcleo de Desertificação de Cabrobó.....	149
TABELA 4. 4. Resultado do teste Pairwise baseado nos perfis de amplicons do gene 16s rRNA dos horizontes das áreas vegetadas e não vegetadas	156
TABELA 4. 5. Resultado do teste Pairwise baseado nos perfis de amplicons do gene nifH dos horizontes das áreas vegetadas e não vegetadas	158
TABELA 4. 6. Teores de N total (%), estoque ($Mg.ha^{-1}$) e valores médios de etileno formado ($nmol\ etileno.g^{-1}solo.h^{-1}$), após a redução do acetileno em cada horizonte dos solos do núcleo de desertificação de Cabrobó-PE	160

SUMÁRIO

RESUMO	18
ABSTRACT	20
1. INTRODUÇÃO GERAL	22
1.1 Hipóteses	25
1.2 Objetivos Gerais	25
1.3 Objetivos específicos.....	25
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
2.1 Material de origem.....	27
2.2 Intemperismo	28
2.3 Pedogênese	31
2.4 Áreas degradadas	34
2.5 Microbiota no ambiente solo.....	36
2.6 Microbiologia molecular	37
2.7 Fósforo no solo	38
2.8 Domínio Archaea.....	39
2.9 Micro-organismos redox de ferro	40
2.10 Estoques de carbono	41
2.11 Nitrogênio no solo.....	42
REFERÊNCIAS	44
3. INTEMPERISMO DE ROCHAS METAMÓRFICAS E FORMAÇÃO DE PLANOSSOLOS NO SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO - BRASIL	55
RESUMO	55
ABSTRACT	56
3.1 Introdução	57
3.2 Material e Métodos	61
3.2.1 Descrição do meio físico	61
3.2.2 Amostragem	61
3.2.3 Análises físicas.....	65
3.2.4 Análises químicas.....	65
3.2.5 Extração seletiva de Fe e análise química total	66
3.2.6 Análises mineralógicas.....	67
3.2.7 Análise por Infra-Vermelho por Transformada de Fourier (IV-TF).....	69
3.2.8 Análises Petrográficas e Micromorfológicas	70

3.3 Resultados e Discussão	71
3.3.1. Principais atributos da caracterização morfológica, física e química.....	71
3.3.2 Atributos micromorfológicos.	81
3.3.3 Análises químicas seletivas de Fe e elementos totais.....	103
3.3.4 Mineralogia.....	106
3.4 Conclusões	122
REFERÊNCIAS	123
4. ABUNDÂNCIA E DIVERSIDADE MICROBIANA EM PLANOSSOLOS DO	
NÚCLEO DE DESERTIFICAÇÃO CABROBÓ PERNAMBUCO – BRASIL	129
RESUMO	129
ABSTRACT	130
4.1 Introdução	131
4.2 Material e Métodos	136
4.2.1 Descrição do meio físico	136
4.2.2 Estoque de carbono e nitrogênio no solo	137
4.2.3 Carbono microbiano	137
4.2.4 Respiração basal, quociente metabólico (qCO_2) e quociente microbiano ($qMic$)	138
4.2.5 Extração de DNA do solo	138
4.2.6 PCR em tempo real (qPCR).....	138
4.2.7 Eletroforese em Gradiente Desnaturante (DGGE).....	139
4.2.8 Determinação da atividade da nitrogenase (ARA)	141
4.2.9 Tratamento dos dados.....	141
4.3 Resultados e Discussão	142
4.3.1 Estoques de C e N	142
4.3.2 Carbono da biomassa microbiana, respiração basal do solo, quociente metabólico e microbiano.....	145
4.3.3 Abundância de micro-organismos (qPCR)	148
4.3.4. Estrutura da comunidade microbiana	154
4.3.4.1 Bactérias totais.....	154
4.3.4.2 Microrganismos Diazotróficos	156
4.3.5 Avaliação da Atividade da nitrogenase.....	159
4.4 Conclusões	162
REFERÊNCIAS	163

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	171
APÊNDICE A – DESCRIÇÃO DE CAMPO PERFIL 1-SXe1	172
DESCRIÇÃO GERAL	172
DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA	172
APÊNDICE B – ANÁLISES FÍSICAS PARA FINS DE CLASSIFICAÇÃO DO PERFIL 1-SXe1 – ÁREA VEGETADA DO NÚCLEO DE DESERTIFICAÇÃO CABROBÓ PE	174
APÊNDICE C – ANÁLISES QUÍMICAS PARA FINS DE CLASSIFICAÇÃO DO PERFIL 1-SXe1 – ÁREA VEGETADA DO NÚCLEO DE DESERTIFICAÇÃO CABROBÓ PE	175
APÊNDICE D – ANÁLISE DOS ELEMENTOS TOTAIS POR FLORESCÊNCIA DE RAIOS-X DO SXe1 – ÁREA VEGETADA DO NÚCLEO DE DESERTIFICAÇÃO CABROBÓ PE	176
APÊNDICE E - Descrição de campo Perfil 2 – SXe2 – área sem vegetação	177
DESCRIÇÃO GERAL	177
DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA	177
APÊNDICE E - ANÁLISES FÍSICAS PARA FINS DE CLASSIFICAÇÃO DO PERFIL 2-SXe2 – SEM VEGETAÇÃO DO NÚCLEO DE DESERTIFICAÇÃO CABROBÓ PE	179
APÊNDICE F – ANÁLISES QUÍMICAS PARA FINS DE CLASSIFICAÇÃO DO PERFIL 2-SXe2 – ÁREA SEM VEGETAÇÃO DO NÚCLEO DE DESERTIFICAÇÃO CABROBÓ PE	179
APÊNDICE G - ANÁLISE DOS ELEMENTOS TOTAIS POR FLORESCÊNCIA DE RAIOS-X DO PERFIL 2 SXe2 – ÁREA SEM VEGETAÇÃO DO NÚCLEO DE DESERTIFICAÇÃO CABROBÓ PE	180

Pedogênese e diversidade microbiana em Planossolos sob processo de desertificação na região semiárida de Pernambuco

RESUMO

Os estudos pedológicos em núcleos de desertificação, principalmente abordando a pedogênese e diversidade microbiana, são escassos. As mudanças nas propriedades mineralógicas, na diversidade microbiana de grupos funcionais ligados ao N, P, Fe e no estoque do carbono em Planossolos com diferentes níveis de degradação são fatores preponderantes na pedogênese por definir suas propriedades edáficas. Sendo assim, os objetivos deste trabalho foram caracterizar microbiológica, morfológica, física, química, mineralógica e micromorfológicamente Planossolos desenvolvidos sobre rochas ácidas, inseridos na região do Núcleo de Desertificação Cabrobó. Para tanto, foi selecionado um perfil de Planossolo em área vegetada e outro em área sem vegetação (área degradada). Os perfis foram descritos morfológicamente e amostras deformadas e indeformadas foram coletadas para fins de análises físicas, químicas, mineralógicas, micromorfológicas, petrográficas, análise total, extração seletiva de ferro e os estoques de carbono. Também foi avaliada a diversidade microbiana em suas estruturas e abundância, por técnicas independentes de cultivo como: Biomassa Microbiana do Solo (BMS), respiração basal, a Reação em Cadeia da Polimerase em tempo real (qPCR) e DGGE (Eletroforese em Gel com Gradiente Desnaturante) de grupos funcionais ligados ao P, N e Fe. A biodisponibilidade de N e P foi testada pela abundância dos genes (AOB) envolvidos na oxidação do amônio, e pelos genes ligados a fosfatase alcalina (*phoD*). A fixação de N foi testada pela atividade da nitrogenase na redução do acetileno (ARA). Os resultados das análises mineralógicas e micromorfológicas mostraram que a argilação é o principal processo envolvido na formação dos horizontes B plânico por alteração dos feldspatos nos Planossolos estudados. O Planossolo descrito na área vegetada foi enquadrado no SiBCS como PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico (SXe1), possui os minerais secundários compostos por argilas aluminosas do tipo beidelita e caulinita, com rota de alteração; feldspato-K/biotita- Ilita- beidelita/caulinita. Enquanto que o Planossolo descrito na área sem vegetação foi enquadrado como PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico lítico (SXe2) e possui montmorilonita e caulinita na fração argila. Os horizontes pedogenéticos comportam nichos distintos com diferenças nas estruturas e abundância de comunidades microbianas, entre os horizontes de um mesmo perfil e entre as áreas avaliadas. Uma possível seleção de bactérias ocorreu por indução da profundidade e pelas condições específicas de cada horizonte (atributos físicos e químicos), inclusive nos genes ligados a fosfatase alcalina. Entre os microorganismos diazotróficos de vida livre foi detectado diversidade nas estruturas e na abundância de comunidades inclusive com a presença de archaeas. Os valores médios de similaridade indicaram pouca separação de comunidades de diazotróficos no SXe1 – área vegetada e uma clara existência de duas comunidades distintas no SXe2 – área sem vegetação. Este perfil também apresentou 30% de redução no estoque de carbono em comparação ao SXe1 – área vegetada. A fixação de nitrogênio foi confirmada pela atividade da enzima nitrogenase através do teste de redução do acetileno (ARA) que mostrou eficiência para todos os horizontes pedogenéticos. Além disso, os testes com os genes ligados a bactérias amônio

oxidantes (AOB) também confirmou a presença dos organismos que atuam na ciclagem e disponibilidade do nitrogênio.

Palavras-chave: Rochas félsicas. Argilação. Planossolos. Diazotróficos. Fixação de Nitrogênio. Disponibilidade de P.

Pedogenesis and microbial activity in Planosols under desertification process in semi-arid region of Pernambuco

ABSTRACT

The pedological studies in desertification nuclei are scarce mainly by addressing the pedogenesis and microbial diversity. The changes of mineralogical properties, microbial diversity of functional groups linked to N, P, Fe and carbon stock, of Planosols under different levels of degradation, are preponderant factors in the Planosols pedogenesis for defining their edaphic properties. The objectives of this work are to characterize the microbiology, the morphology, the physics, the chemistry, the mineralogy and the micromorphology of Plansols developed on acidic rocks, inserted in the region of the Cabrobó Desertification Nucleus. For that, one Planosol profile was selected in an area with vegetation and another selected in an area without vegetation (degraded area). The profiles were described morphologically. Deformed and undeformed samples were collected for the purpose of physical, chemical, mineralogical, micromorphological, petrographic analyzes, total analysis and selective extraction of iron and the carbon stocks. Also was evaluated the Microbial diversity and the Microbial abundance in its structures by independent cultivation techniques like: Soil Microbial Biomass (BMS), basal respiration, real-time Polymerase Chain Reaction (qPCR) and DGGE (Gel Electrophoresis with Denaturing Gradient) of functional groups linked to P, N and Fe. The bioavailability of N and P was tested by the abundance of the genes (AOB) involved in the oxidation of ammonium and by the genes linked to alkaline phosphatase (phoD). The fixation of N was tested by nitrogenase activity in acetylene reduction (ARA). The results of the mineralogical and micromorphological analyzes show that the argillation is the main process involved in the formation of the B horizons by the alteration of the feldspars in the Planosols studied. The planosol described in the vegetated area was classified in the SIBCS as SXe1 and its secondary minerals are composed of alumina clays of the beidelite and kaolinite types, with alteration sequence: feldspar-K / biotite- illite-beidelite / kaolinite. While the planosol described in the area without vegetation was classified as SXe2 and has montmorillonite and kaolinite in the clay fraction. Among the main results obtained by the molecular techniques for total bacteria, between the horizons of the same profile and between the evaluated areas, was observed that the pedogenic horizons have different niches with differences in the structures and abundance of microbial communities. The results indicate that there was a possible selection of bacteria induced by depth and by the specific conditions of each horizon (physical and chemical attributes) including genes linked to alkaline phosphatase. Among the diazotrophic microorganisms of free life, diversity was detected in the structures and in the abundance of communities, including the presence of archaeas. The mean values of similarity indicated little separation of diazotrophic communities in SXe1 (area with vegetation) and a clear existence of two distinct communities in SXe2 (area without vegetation). This profile also presented a 50% reduction in the carbon stock in comparison to the SXe1. Nitrogen fixation was confirmed by the activity of the nitrogenase enzyme through the acetylene reduction test (ARA), which showed efficiency in all pedogenic horizons. In addition, the tests with genes related to ammonium oxidant bacteria (AOB) also confirmed the presence of organisms that act in the cycling and availability of nitrogen.

Keywords: Felsic rocks. Argillation. Planosols. Diazotrophic. Fixation of Nitrogen. P. Availability

1. INTRODUÇÃO GERAL

Grande parte das regiões áridas, semiáridas e subúmidas da Terra sofrem intensos processos acumulativos de deterioração das condições ambientais devido às variações climáticas extremas como: altas temperaturas, baixa pluviosidade e elevada evapotranspiração. A ação conjunta das condições ambientais associada às peculiaridades existentes na geologia e litologia das regiões áridas e semiáridas do planeta resulta no amoldamento do relevo em paisagens variadas, entretanto com tendência geomorfológica ao aplainamento. Algumas teorias, apesar de possuírem pequenas divergências em relação à linha de base, explicam que estas superfícies aplainadas seriam formadas pela erosão parcial ou total de um espesso manto de alteração que recobriria uma superfície basal de intemperismo, formando pedimentos recobrando os vales e inselbergs nas porções residuais de morros.

No nordeste brasileiro, as superfícies de aplainamento em condições semiáridas são conhecidas por domínio das Caatingas. Na porção mais baixa desse domínio, em relação ao nível do mar, há uma vasta região chamada de Depressão Sertaneja; o relevo é representado por depressões periféricas e interplanálticas que se estendem pelos sertões, constituindo a maior unidade do relevo interiorano sobre o cristalino.

A evolução da paisagem tende a condições de degradação naturais, devido ao balanço morfogênese/Pedogênese, causando redução da biodiversidade e comprometendo a sobrevivência das populações da Depressão Sertaneja. A ação do tempo, com a perpetuação das condições de aridez, resulta em sua maioria na formação de solos rasos e pouco profundos. Como exemplo dos Planossolos do semiárido nordestino, nos quais à desnudação física e química com perda das camadas superficiais os torna susceptíveis a degradação. Por isso, apresentam baixo potencial agrícola e de fácil perda da estabilidade ambiental em situações de mudança do uso da terra.

Dessa forma, a geologia/litologia comanda a evolução da paisagem nas condições ambientais em regiões áridas e semiáridas. A geomorfologia por sua vez exerce influxo no manto de alteração e condiciona o ecossistema com conseqüente atenuação pedogenética. Este fenômeno tem um agravante,

devido às chuvas torrenciais concentradas em curtos períodos do ano e evapotranspiração que excede a precipitação.

A confluência desses fatores pode ser percebida na degradação causada pela salinização de solos e horizontes subsuperficiais adensados com estruturas colunares ou prismáticas a poucos centímetros da superfície. Ou ainda, quando a maior parte da camada superficial é perdida por erosão, deixando a vegetação espaçada, tornando grandes extensões de terra degradadas, com difícil reversibilidade, evoluindo para as áreas chamadas de Núcleos de desertificação.

Em Pernambuco, o Núcleo de Desertificação Cabrobó, situado na região fitogeográfica do Sertão do São Francisco, é a única área por enquanto assim tipificada. Fazem parte desse núcleo, parte dos municípios de Floresta, Itacuruba e Belém do São Francisco. Nesta região, as principais ordens de solos que ocorrem são os Planossolos, Luvisolos e Neossolos em associações na paisagem.

Por terem atingido o nível de desertificação a partir de processos erosivos naturais ou provocados por mudança do uso da terra apresentam perdas muitas vezes irreversíveis da capacidade produtiva, em um ciclo caótico. Quanto maior for a exposição do solo às condições de degradação, maior será a diminuição do estoque de carbono pela degradação da matéria orgânica por condições adversas, como por exemplo, por estresse oxidativo.

Concomitantemente, ocorrem mudanças dos nichos ecológicos e perdas na diversidade de micro-organismos. Os diversos níveis de severidade dessas condições podem ser avaliados no ambiente pedogenético ao longo de cada perfil, através dos componentes da matéria orgânica do solo, biomassa microbiana, respiração basal, coeficientes metabólicos e microbianos.

Nesse contexto, como a degradação do solo está associada à redução da diversidade, abundância e atividade microbiana, teremos como resultado final o comprometimento das funções ecológicas do solo. Uma vez que os micro-organismos dirigem diversos processos ecológicos do solo, auxiliando os primeiros processos de alteração dos minerais até a ciclagem de nutrientes, além de serem agentes indicativos de alterações impostas ao ambiente, podemos inferir que a diversidade microbiana tem potencial para ser usada como indicador de qualidade do solo.

Diante do exposto, informações preciosas sobre funções ecológicas do solo, com relevância especial aos solos rasos e pouco profundos de regiões áridas e semiáridas, como por exemplo; a disponibilidade de água, nutrientes e até elementos tóxicos como Al^{3+} , pode ser encontrada desde as primeiras fazes de alteração do manto.

Em relatos recentes sobre estudos de intemperismo, os saprolitos mostraram capacidade de trocar cátions semelhantes aos horizontes subjacentes, apresentando propriedades que podem influenciar significativamente a capacidade de resiliência da vegetação, principalmente em áreas submetidas a processos de degradação.

Estudos sobre a evolução da frente de intemperismo podem servir para entender quais as principais vias de alteração de minerais primários e seus produtos secundários. Sabe-se que a formação de argilas e estabilidade dos óxidos de ferro, por exemplo, influenciam nas associações organo-minerais que conferem estabilidade aos agregados.

Por outro lado, baixos conteúdos de matéria orgânica e presença de sais, como Na e Mg na presença argilas expansíveis, a exemplo esmectitas, podem diminuir o grau de floculação das argilas e promover a lessivagem, com diminuição significativa do conteúdo de argila nos horizontes superficiais.

Entre outros processos pedogenéticos que envolvem a formação e movimento das argilas no perfil, o processo de argilação parece estar mais envolvido na gênese do horizonte Btn, enquanto a lessivagem transporte de argila lateral e vertical junto com a ferrólise estaria mais voltada à saída de argila do horizonte A e E quando este ocorre, sendo esses os principais processos que promovem mudanças da textura entre horizontes dos Planossolos no semiárido brasileiro.

A mudança textural abrupta, comum em Planossolos, pode implicar em respostas ambientais distintas em razão do conteúdo de argila, disparidade na capacidade de reter água e nutrientes, e nesse caso, capaz de criar nichos ecológicos distintos entre os horizontes. Há, portanto, uma conexão entre os estudos de gênese de solo e as investigações microbiológicas dentro da pedologia, já que os atributos físicos e químicos podem levar a degradação de solos, como por exemplo, perdas das camadas nutritivas de solos por erosão, e por consequência da perda da vegetação, selecionando comunidades de

micro-organismos com resistência a essas mudanças. A bioprospecção então pode ser de grande importância para recuperação de áreas degradadas.

Por fim, os resultados de abordagens sobre intemperismo e pedogênese, sob o prisma da ecologia de ecossistemas em um ambiente afetado pela desertificação, são ferramentas que podem ser aplicadas em diversos estudos na busca de indicadores de qualidade ambiental e na concepção de estratégias para mitigar os efeitos danosos das mudanças climáticas e do uso da terra.

1.1 Hipóteses

A heterogeneidade do gnaiss causa diferenciação na assembleia primária, impondo rotas distintas de alteração produzindo minerais secundários distintos sobre as mesmas condições ambientais.

Há diferenciação nas propriedades físicas, químicas, mineralógicas e microbiológicas de Planossolos na presença e ausência de cobertura vegetal; especialmente de estoque de carbono e formas de ferro de baixa cristalinidade, são devido às condições biogeoquímicas diferenciadas em cada ambiente.

1.2 Objetivos Gerais

Caracterizar Planossolos desenvolvidos sobre rochas félsicas, inseridos na região do Núcleo de Desertificação Cabrobó em áreas com a vegetação de Caatinga e sem vegetação.

Avaliar a diversidade das estruturas e abundância de grupos microbianos funcionais ligados ao Nitrogênio, fósforo e ferro e frações nos perfis de solos do núcleo de desertificação.

1.3 Objetivos específicos

Caracterizar micro e macro morfologicamente saprolitos de gnaiss em condições distintas de severidade da degradação de terras tomando por base a cobertura vegetal.

Descrever as principais rotas de alteração mineral e os produtos da alteração.

Relacionar a perda da isovolumetricidade de saprolitos de gnaïsse com a gênese do horizonte B Plânicos.

Caracterizar morfológica, física, química, mineralógica, micromorfológicamente Planossolos desenvolvidos sobre rochas félsicas, inseridos na região do Núcleo de Desertificação Cabrobó, em áreas com a vegetação de Caatinga e sem vegetação.

Quantificar as bactérias totais, archaeas e diazotróficos, além de outros genes ligados à ciclagem do fósforo, ferro e nitrogênio nos solos do Núcleo de Desertificação Cabrobó;

Avaliar a presença de diversidade de grupos funcionais ligados ao N, P, Fe e C nos perfis do Núcleo de Desertificação Cabrobó.

Avaliar a estrutura da comunidade de bactérias totais e diazotróficos dos solos do Núcleo de Desertificação Cabrobó;

Quantificar os teores e os estoques de C, o C da biomassa microbiana e a respiração basal, obtendo-se assim o quociente metabólico e microbiano dos solos das áreas do núcleo de desertificação; determinar a atividade da enzima nitrogenase nos solos avaliados.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Material de origem

O Núcleo de Desertificação Cabrobó está situado na região fitogeográfica do Sertão do São Francisco, apresentando uma área afetada de 4.960 km² (PEREZ-MARIN et al., 2012). Fazem parte do Núcleo de Desertificação Cabrobó Itacuruba, Belém do São Francisco e parte dos municípios de Floresta. Estão inseridos na unidade geoambiental da Depressão Sertaneja e geologicamente na Província Borborema. Sendo constituídos pelos Complexos Cabrobó e Belém São Francisco, cujos principais litotipos são biotita ortognaisses tonalíticos (rochas ricas em minerais máficos) e ortognaisses granodioríticos leucocráticos, rochas ricas em minerais félsicos (CPRM, 2005). Dentre outras rochas em menores ocorrências encontramos também: anfibolitos, biotita-xisto, mármore, granitos no contexto deste complexo.

Trabalhos recentes têm mostrado que no Nordeste do Brasil a gênese dos solos está condicionada pelo material de origem dentre os demais fatores de formação (PARAHYBA et al., 2010; SANTOS et al., 2012; FERREIRA et al., 2016). Os Planossolos normalmente se desenvolvem a partir de saprolitos de granitos e de gnaisses (JACOMINE et al., 1972). Os trabalhos sobre gênese de Planossolos na depressão sertaneja enfatizam a forte influência das rochas félsicas na formação de Planossolos, e que estes herdaram as mesmas características que comandam os atributos físicos e químicos (LUZ; SANTOS; MERMU, 1992; SILVA et al., 2002; MOTA; OLIVEIRA; GEBHARDT, 2002; OLIVEIRA et al., 2008; PARAHYBA et al., 2009; PARAHYBA et al., 2010).

O conceito de rochas félsicas remete à sua composição mineralógica de cores claras, composta por feldspato e sílica (FONTES, 2012). No entanto, é importante entender que a porção de feldspato nas rochas félsicas, representa uma grande variação de minerais que diferem bastante na composição química e comportamento físico. Isto ocorre por influência da velocidade e temperatura de cristalização da solução sólida, que desempenha um papel importante na cristalização dos feldspatos. Na classificação das rochas ígneas da *International Union The Geological Sciences* (IUGS), feldspatos são divididos em dois grupos: o feldspato alcalino e plagioclásio.

Os feldspatos alcalinos incluem o ortoclásio, microclina, sanidina, anortoclásio em que fórmula básica é $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. Ainda é possível a formação das quase misturas, com cristalização de duas fases, as chamadas de pertitas (caracterizadas pela presença de bolhas ou lamelas irregulares de feldspato sódico ou plagioclásio dentro do de uma matriz feldspato alcalino potássico). Menos comum ainda, pode ocorrer o inverso: as antipertitas, que quando um feldspato potássico está presente como bolhas ou lamelas dentro de um hospedeiro plagioclásio. Já o grupo dos plagioclásios inclui membros da série da solução sólida de albita ($Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$) à anortita ($CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$). Rigorosamente falando, no entanto, a albita é um feldspato alcalino, bem como um feldspato plagioclásio (LIRA; NEVES, 2013; PARSON; GERALD; LEE, 2015).

Além da grande possibilidade de proporções químicas existente nas séries Ab-Or e Ab- An, a textura do subgrão e a microporosidade modificam profundamente a permeabilidade da rocha e aumentam consideravelmente a reatividade subsequente dos feldspatos na presença de pertistas e antipertitas (WORDEN et al., 1989).

Diante de tal variabilidade dos domínios dos principais minerais primários, principalmente no que se refere à relação Al:Si, e presença de acessórios com Fe e Mg que compõem as rochas félsicas, há de se esperar que os produtos da alteração ocorram com rotas bastante variadas. De acordo com os estudos geológicos da CPRM (2005) na província Borborema, como descrita acima, ocorre rochas leocognásticas que possuem reduzida quantidade de minerais máficos (<6%) e grande proporção de microclina (40 a 68%), que por vezes se apresenta, de pertítica à micropertítica, comumente sericitizada. Os grãos de quartzo constituem de 20 a 38% do volume da rocha e os plagioclásios, que perfaz de 9 a 22% (DNPM, 2006).

2.2 Intemperismo

Considerando que o gnaisse em sua composição pode possuir de 45% < SiO_2 < 52 (rocha ácida) além de plagioclásio cálcico, plagioclásio sódico, feldspato potássico, e pequena proporção de minerais máficos (FONTES, 2012), entender a participação de cada mineral na formação do saprolito é

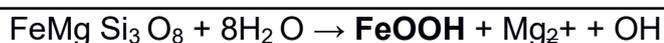
preponderante para entender a pedogênese, já que a rocha alterada é o material de origem do solo.

O quartzo tem papel importante no intemperismo físico, participando majoritariamente nas frações areia e silte. A atuação do quartzo no intemperismo físico ocorre desde os primeiros estágios de alteração das rochas por promover fraturas interminerais e transminerais em policristais. Dessa forma, as primeiras vias de infiltração e distribuição da solução do solo são formadas na medida em que a exposição no material de origem às intempéries e esta exposição promove alívio de pressão. Nos estágios mais avançados de intemperismo, o quartzo, por sua resistência às ações químicas compõe as frações mais grosseiras do solo, sendo responsável pela macroporosidade (RAITH; RAASE; REINHARDT, 2011).

Por outro lado, os minerais menos resistentes ao intemperismo sofrem hidrólise parciais ou totais, dependendo da posição na paisagem ou na capacidade de cada solo de drenar as águas de percolação; como pode ser visto nas equações 2.1, 2.2 e 2.3 de acordo com Fontes (2012). Nestas reações, os produtos indicados em negrito são as formas insolúveis, ou seja, precipitados que formam os novos minerais (minerais neoformados), e em letras normais estão os reagentes e produtos solúveis, que podem ser eliminados do ambiente por lixiviação (eliminação pela drenagem, ou seja, lavagem promovida pelo movimento das águas no interior dos materiais).



Equação 2. 1 - Hidrólise total de um feldspato potássico.



Equação 2. 2 - Hidrólise total de um piroxênio

Uma pequena perda de eficiência na drenagem, dificultando a lixiviação dos produtos solúveis, pode causar a retenção também de parte do silício, que se combina com o alumínio, formando o argilomineral caulinita:



Equação 2. 3 - Hidrólise parcial de um feldspato potássico, formando caulinita, que é um argilomineral 1:1, ou seja, um átomo de Si para cada átomo de Al na fórmula.

Sendo o solo um sistema aberto é possível registrar as condições ambientais durante sua formação (BREEMEN; BUURMAN, 2002), determinar o seu grau de intemperismo permite inferir condições ambientais reinantes durante a sua evolução. Nesse sentido, alguns índices, como Ki e Kr são ferramentas utilizadas para entender a evolução da frente de intemperismo.

O índice ki, calculado pela relação molar; $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 1,7$, é o índice de intemperismo que mede o grau de decomposição da fração argila presente no solo. Por exemplo, na sequência de intemperismo, os valores de ki são mais altos para a montmorilonita (argila do tipo 2:1) e mais baixos para a caulinita (argila do tipo 1:1); e bem mais baixos para gibbsita (óxidos de alumínio) (OLIVEIRA et al., 2004). O índice kr considera, além da relação molar Si/Al, o elemento Fe sendo calculado pela fórmula $(\text{SiO}_2/0,6)/((\text{Al}_2\text{O}_3/1,02)+(\text{Fe}_2\text{O}_3/1,60))$.

Já o índice de alteração geoquímica (CIA), tem sido empregado para determinar o grau de desenvolvimento de solos (SILVA; BATEZELLI; LADEIRA, 2015), medindo o grau de lixiviação dos elementos no ambiente pedológico, uma vez que à medida que os solos evoluem, a composição mineral começa a depender do ambiente de intemperização se afastando mais da composição do seu material de origem (KÄMPF; CURI; VIDAL-TORRADO, 2009). Em gênese de solos é importante reconhecer quais os minerais predominantes, pois através desta informação é possível inferir, dentro da sessão de controle, onde o intemperismo teve maior atuação.

No entanto, existe carência de estudos sobre a influência da heterogeneidade dos saprolitos de gnaiss (rochas félsicas) nas respostas às intempéries e consequente efeito nas funções ecológicas dos solos. E mesmo havendo o consenso que as rochas félsicas são preponderantes na formação de Planossolos, as heterogeneidades nos constituintes evoluirão para indivíduos de subordens taxonômicas distintas, e estas diferenças vão impor funções ambientais variadas. Estudos desta natureza poderão promover um avanço na fronteira do conhecimento sobre a compreensão da evolução desses solos, suas propriedades, processos pedogenéticos envolvidos em sua

formação, suas funções edáficas e seu papel para a promoção da biodiversidade na Caatinga.

2.3 Pedogênese

O hidromorfismo temporário acontece no semiárido nordestino nos solos com deficiências de drenagens em virtude do grande volume de chuva que ocorre em poucos meses do ano nessa região, conduzindo ao processo pedogenético de gleização, tons acinzentados e presença de mosqueados avermelhados (*gleying*) são algumas das consequências visíveis (SOUSA; BOHNEN; MEURER, 2002). A gleização é comum em Planossolos com atuação predominante onde há redistribuição do ferro reduzido em função de microssítios ou períodos de anoxia, desenvolvendo cores claras nos solos. No entanto no caso específico dos Planossolos da depressão Sertaneja desenvolvidos sobre as rochas félsicas, que possuem cores claras, os tons acinzentados também são condicionados pelo material de origem (RIBEIRO et al., 2009).

Em outra abordagem sobre a influência de zonas anóxicas, existe a possibilidade da ocorrência da ferrólise, uma sequência de redução e oxidação que destruiria as argilas por energia química derivada da decomposição bacteriana da matéria orgânica do solo, por micro-organismos especializados na oxirredução do elemento ferro (BRINKEMAN, 1970), contribuindo para desenvolver uma mudança textural abrupta.

A origem da mudança textural abrupta em Planossolos, tem sido bastante estudada no mundo (BRINKEMAN, 1970; OLIVEIRA et al., 2008; QUÉNARD et al., 2011; VAN RANST et al., 2011). Os processos pedogenéticos apontados como mais atuantes na formação dos Planossolos do nordeste do Brasil são: argilação seguido da lessivagem e eluviação/iluviação. Com base nos resultados das análises de microscopia ótica e por difração de raios-X (DRX) em amostras de Planossolos da região do Araripe, Oliveira et al. (2008) concluíram que o principal processo envolvido na formação de horizontes B plânicos seria a argilação. Nos quais a mineralogia secundária encontrada era composta por: caulinita, interestratificados irregulares, esmectitas, enquanto as frações grossas (areia e silte) são formadas essencialmente por quartzo e feldspatos potássicos. A presença de feldspatos na fração areia e silte tem

grande importância na liberação de potássio em solos agrícolas (CASTILHOS et al., 2002).

Já os estudos de Parahiba et al. (2009), em uma caracterização de solos do agreste Pernambuco, concluíram que a principal via para a formação das argilas seria por alteração de biotita. Destacaram ainda, que a formação de horizontes B Plânicos em Planossolos, se dá pela formação de argila *in situ*.

Embora o processo de argilação seja apontado pelos autores supracitados, como um dos principais processos pedogenéticos associados à formação do horizonte B plânico nos Planossolos do Nordeste, a lessivagem exerce forte influência na formação dos horizontes superficiais (A e E) nestes solos, intensificando a mudança textural abrupta (QUÉNARD et al., 2011).

Vale ressaltar, que contribuições geogênicas, através da pedimentação e retrabalhamento, foram também apontadas como responsáveis pela textura mais arenosa dos horizontes superficiais de Planossolos em outras regiões do Brasil (MICHELON et al., 2010). Indícios da presença de descontinuidade litológica, pelo aporte de material coluvial, foram observados pela distribuição desuniforme da relação Ti/Zr em resultados de testes geoquímicos com extração dos elementos totais por fluorescência de raios-X em amostras de TFSA de solos com adensamento subsuperficiais no semiárido nordestino (SILVA et al., 2002).

Sendo assim, a mudança textural abrupta pode estar relacionada a processos geogênicos e/ou pedogenéticos (físicos e químicos), alóctone e/ou autóctone respectivamente. Sendo o solo um sistema aberto e dinâmico, esses processos ocorrem simultaneamente com intensidades distintas de acordo com as características de cada local (MICHELON et al., 2010).

A importância de se estudar a origem da diferença de textura entre horizontes se faz necessária devido às respostas ambientais distintas que podem existir em razão do conteúdo de argila, da disparidade na capacidade de reter água e nutrientes, do tipo e quantidade dos minerais de argila presente. Nesse caso, conter assembleias mineralógicas distintas dentro de um mesmo perfil de solo, ou seja, entre os diferentes horizontes ou camadas do solo, podem ser capazes de comportar nichos ecológicos distintos, visto que a porção mineral consiste em partículas de várias formas, tamanhos e composição química (KOOEVAAR; MENELIK; DIRKSEN, 1983).

Estas características ganham destaque, sobretudo em ambientes sensíveis, como por exemplo, em terras secas e ocorrência de solos rasos (JAFARI et al., 2004). Trabalhos de gênese em ambientes semiáridos do nordeste do Brasil nos últimos anos trouxeram contribuições para o entendimento da alteração dos saprolitos de gnaiss na formação de argila *in situ*. Estes trabalhos enfatizaram a importância da assembleia mineralógica nas propriedades físicas, químicas e morfológicas que controlam as funções ambientais dos solos rasos (SANTOS et al., 2018). Em condições de aridez, os saprolitos têm desempenhado funções edáficas equivalentes aos solos subjacentes como o fornecimento de água, nutrientes e até elementos tóxicos como o Alumínio.

Pode-se através das informações contidas na composição mineral e das vias de alteração da assembleia primária iniciando pelos minerais mais facilmente decomponíveis, como feldspato e biotitas, inferir sobre a formação de minerais secundários do tipo 2:1: que podem variar de esmectitas (montmorilonita, beidelita e nontronita), vermiculitas e associações de interstratificados irregulares os quais possuem propriedades físicas e químicas específicas. Apontando as possíveis respostas entre algumas propriedades dos minerais secundários e os atributos do solo (CHURCHMAN; LOWE, 2012).

Certas especificidades em algumas propriedades dos minerais de argila podem ser avaliadas, comparando os minerais de argila 2:1 com a caulinita, por exemplo. A caulinita possui certas características como a retenção de água, a coesão, a plasticidade, a capacidade de troca catiônica e a superfície específica, bem menor de que as mesmas propriedades quando observadas nos minerais 2:1. E embora, caulinita seja predominante em solos de clima quente e úmido, tem sido relatada sua presença com certa frequência em solos de climas mais secos como um produto da intemperização química de feldspato e micas (ZIEGLE et al., 2005; FERREIA et al., 2016).

A grande área de superfície específica dos minerais 2:1 expansíveis potencializa as propriedades de adesão e coesão entre os ciclos de umedecimento e secagem, respectivamente. A gênese de minerais 2:1 é favorecida em solos que apresentam impedimento à drenagem (FREITAS et

al., 2015). Sendo estes minerais apontados como os responsáveis pelas estruturas colunares e prismáticas encontradas em Planossolos.

As estruturas colunares e prismáticas dificultam a penetração das raízes, e, além disso, a variação de volume que ocorre nos solos com minerais esmectíticos, entre os períodos de secas e de maiores umidades, pode provocar danos físicos às raízes, dificultando o crescimento e desenvolvimento de plantas (FERREIRA, et al., 2016)

Além da influência dos minerais expansíveis dos atributos dos solos, um efeito dispersivo (químico) pode ocorrer quando solos esmectíticos possuem elevada saturação por Mg, tendendo a desestabilização e dispersão das argilas. A diminuição no grau de floculação das argilas eleva os riscos de degradação por erosão (RIBEIRO et al., 2009).

Por outro lado, as esmectitas aumentam a CTC do solo e geralmente ocorrem em solos que possuem pH próximo da neutralidade; faixa em que a maioria dos elementos essenciais presentes na solução do solo está disponível para os micro-organismos e para as plantas (SANTOS et al., 2016).

2.4 Áreas degradadas

Os Planossolos, que comumente ocorrem na região Nordeste do Brasil, são predominantemente Nátricos ou Háplicos solódicos (IBGE, 2007; RIBEIRO et al., 2009). Por definição os Planossolos são constituídos por material mineral com horizontes A ou E, seguido de horizonte B plânico com estruturas prismáticas ou colunares; ou em blocos angulares e subangulares que variam de muito grandes a médios, às vezes maciça, com mudança textural abrupta entre os horizontes superficiais e o horizonte B plânico. Em Pernambuco, os Planossolos abrangem uma extensão de aproximadamente 15.830 km², 16 % da superfície do Estado (ARAÚJO FILHO et al., 2000; ARAÚJO FILHO et al., 2017).

Estes solos são bastante utilizados com pecuária extensiva (caprinocultura e ovinocultura), e pela agricultura familiar com cultivos de algodão, milho e feijão. Também em outros países já foram catalogados Planossolos em regiões áridas e semiáridas, sempre associados a paisagens monótonas (FAO, 2006). Sua ocorrência no Brasil se dá preferencialmente em áreas de relevo plano ou suave ondulado, onde as condições ambientais e do

próprio solo favorecem vigência periódica de excesso de água, mesmo que de curta duração (EMBRAPA, 2013).

As principais limitações ao uso agrícola destes solos decorrem justamente do adensamento do horizonte B plânico, que são agravadas quando este se encontra muito próximo à superfície do solo. Esta característica tem relevância ambiental e agrônômica porque além de limitar a drenagem interna de água, prejudica o desenvolvimento radicular diminuindo a cobertura vegetal. Vale ressaltar que mesmo em áreas não agricultadas a exposição do solo por perda da vegetação, promove a desestruturação e compactação de camadas da superfície devido ao impacto direto das gotas de chuva no solo e posterior entupimento da porosidade (CASSOL et al., 2004).

O selamento superficial reduz a infiltração e aumenta o coeficiente de escoamento superficial das águas (*runoff*) com perdas de solo para os cursos de água podendo gerar eutrofização nos rios e lagos. Os solos descobertos são muito susceptíveis à erosão hídrica e eólica, causando a remoção de nutrientes, perda na diversidade da flora e da microfauna, iniciando o processo de degradação do ecossistema (GALINDO et al., 2008).

A conexão entre os estudos de gênese de solo e investigações microbiológicas dentro da pedologia está explícita, já que os atributos físicos e químicos podem levar à degradação de solos e perda da diversidade microbiana. As perdas das camadas nutritivas de solos por erosão e, por consequência a diminuição da densidade e variedade da vegetação (ZHENG; CHEN; WU, 2013), dessa forma podem selecionar comunidades de micro-organismos com resistência a essas mudanças.

Como já preconizado por Jeny (1947) os seres vivos são importantes na formação de solos, e fazem parte dos fatores de formação e são passíveis de serem testados. No entanto, há carência de trabalhos abordando a influência de micro-organismos na Pedogênese principalmente em áreas degradadas. Portanto a caracterização dos principais grupos funcionais de micro-organismos que ainda é pouco estudada, podendo vir a servir como banco de dados para uma futura bioprospecção de grande valia para recuperação de áreas degradadas.

2.5 Microbiota no ambiente solo

Os micro-organismos pertencem à base da cadeia trófica dirigindo diversos processos ecológicos do solo, além de serem agentes indicativos de alterações impostas ao ambiente. Desta forma, a diversidade microbiana tem potencial para ser usada como indicador de qualidade do solo (BUNEMANN; SCHEWENKE; ZWIETEN, 2006).

A degradação do solo está associada à redução da diversidade, abundância e atividade microbiana (BATISDA et al., 2006). Processos erosivos naturais e a mudança do uso da terra trazem perdas, muitas vezes, irreversíveis à capacidade produtiva da terra, devido ao revolvimento e descompactação do solo, desprotegendo a matéria orgânica ao ataque de micro-organismos. As consequências do desequilíbrio causado, podem ser avaliadas no ambiente pedogenético ao longo do seu perfil de solo: através dos componentes da matéria orgânica do solo, pela respiração basal, pelo carbono presente na biomassa microbiana (MARTINS et al., 2010).

Embora representando apenas de 5% do C orgânico do solo, a biomassa microbiana do solo (BMS) é altamente sensível às mudanças do uso e práticas de manejo da terra, representando um bom indicador da qualidade do solo (ANDERSON; DOMSCH, 2010). Teores de C e N (recalcitrante e lábil), podem ser utilizados como indicadores de mudanças na dinâmica da matéria orgânica do solo e qualidade do solo (DORAN; PARKIN, 1994). Além disso, a atividade biológica indicada pela respiração basal do solo (perdas de C-CO₂) e o quociente metabólico (C-CO₂ por unidade de biomassa microbiana) também podem ser indicativos das condições de estresse do solo ou elevada disponibilidade de nutrientes facilmente degradados (INSAM; DOMSCH, 1988).

Cada horizonte de um solo possui suas características, diferenciado em função do tipo de solo e do clima. Ações antropogênicas levam às alterações na estrutura e dinâmica da matéria orgânica que o compõe; pois podem influenciar na formação e estabilização dos agregados, os quais atuam como agentes cimentantes das partículas (SALTON et al., 2008). A estabilidade dos agregados atua em diversos processos que ocorrem no solo, e diretamente na dinâmica dos micro-organismos. No processo de formação dos agregados, o C orgânico é protegido fisicamente entre e intra-agregados, contribuindo com a manutenção dos estoques dos elementos e da matéria orgânica no solo, os

quais fornecem substrato para a sobrevivência microbiana (ROSCOE; MERCANTE; SALTON, 2006).

A degradação dos recursos naturais é consequência da intensidade de uso do solo e redução da cobertura vegetal nativa (MENEZES; SAMPAIO, 2002; MENEZES et al., 2005). Solos em áreas sobre processo de desertificação normalmente são pobres em matéria orgânica, reduzindo principalmente a disponibilidade de nitrogênio e também do fósforo disponível (SU et al., 2006).

Os micro-organismos tem um papel efetivo no intemperismo de minerais em ambiente de solos (WILSON et al., 2008). Isso se deve a composição de muitos minerais em se comportarem como ecossistemas primários onde diversos micro-organismos se desenvolvem, considerados assim pioneiros na liberação de nutrientes essenciais para outros organismos, tais como as plantas superiores (UROZ et al., 2009).

2.6 Microbiologia molecular

Técnicas moleculares têm sido utilizadas para avaliar a abundância, diversidade e estrutura de comunidades de micro-organismos nos solos, evitando-se assim, limitações surgidas durante técnicas dependentes de cultivo (LIMA-PERIM et al., 2016). O gene 16S rRNA tem sido amplamente utilizado no estudo de comunidades de bactérias totais do solo, por conter regiões conservadas (PATWARDHAN; RAY; ROY, 2014). Os avanços na biologia molecular permitiram obter resultados mais específicos em relação aos diferentes domínios (Archaea, Bacteria e Eukarya), reduzindo o tempo das reações e a probabilidade de erros. As análises moleculares permitem identificar e entender a classificação taxonômica e filogenética existente entre os mais variados micro-organismos, além das funções que exercem no solo e as possíveis interações (DAS et al., 2014).

A reação em cadeia da polimerase quantitativa em tempo real (*qPCR*) é uma ferramenta altamente sensível, pois ela é capaz de detectar e quantificar os produtos de amplificação podendo determinar a abundância de micro-organismos envolvidos na ciclagem de nutrientes no solo. Esta detecção é realizada por meio de marcadores fluorescentes (SYBR Green) presentes na reação de amplificação. Tais marcadores intercalam a dupla fita de DNA e

emitem o sinal fluorescente quando excitado, no comprimento de onda de 494 a 521nm.

O sinal emitido é então quantificado e utilizado para determinar a quantidade de amplificação presente no exato momento da reação. Com o decorrer da amplificação, um valor arbitrário é atingido, alcançado o valor chamado de Ct (limiar do ciclo de detecção - cycle threshold). Este valor de Ct é utilizado na estimativa de quantidade de DNA presente inicialmente na reação de PCR (KUBISTA et al., 2006).

Assim, a utilização da *q*PCR permite quantificar grupos ativos no solo, utilizando genes determinantes em importantes funções, como os envolvidos com a ciclagem de nutrientes.

A técnica de DGGE (Eletroforese em Gel com Gradiente Desnaturante) pode ser utilizada para avaliar a diversidade estrutural das comunidades microbianas e as perturbações no ambiente que refletem na comunidade (SOUZA et al., 2012). Nessa técnica, fragmentos de DNA de mesmo tamanho, mas com diferentes sequências de pares de bases, podem ser separados.

O princípio baseia-se na mobilidade eletroforética das moléculas de DNA parcialmente desnaturadas no gel de poliacrilamida, a qual diminui quando comparada a molécula helicoidal. A variação das sequências de pares de bases nos domínios de transição faz com que o ponto de desnaturação varie, fazendo com que as moléculas parem em posições diferentes no gradiente desnaturante (MUYZER et al., 1993).

2.7 Fósforo no solo

A disponibilidade de P para micro-organismos e raízes se constitui, frequentemente, em um fator limitante para as transformações de outros nutrientes no ecossistema terrestre: como é o caso do C e N que são dependentes de P para serem fixados (GRANT et al., 1997).

O fósforo existe no solo como ortofosfato inorgânico, principalmente envolvido em complexos inertes com cátions tais como íon fosfato (FePO_4) e fosfato de alumínio (AlPO_4) e em moléculas orgânicas tais como lecitina e fitato. A presença de bactérias que contém o gene da fosfatase alcalina torna este elemento solúvel e disponível para as plantas presentes no solo (GATIBONI et al., 2008).

Os mecanismos pelos quais esses grupos funcionais promovem a solubilização de fosfato incluem a produção de fosfatase (solubilização do fosfato orgânico) e de ácidos orgânicos (solubilização do fosfato mineral). Estes últimos representam a principal via de solubilização, por meio da qual os ácidos orgânicos liberados pelos micro-organismos no ambiente promovem a substituição do cálcio (Ca^{+2}), e conseqüente liberação do fósforo componente do fosfato mineral (GATIBONI et al., 2008)

As bactérias induzem a produção de fosfatase (mais especificamente fosfonozonoesterases), sob as condições de baixo P inorgânico disponível, com elevado gasto de energia e somente quando necessário. Durante as condições de deficiência de fosfato, a atividade dos genes reguladores *pho* é induzida e o transporte de fosfato é executado (APEL et al., 2007).

Em bactérias, três genes homólogos do *pho* foram identificados na produção de fosfatase alcalina: *phoA* (ZAPPA et al., 2001), *phoD* (GOMEZ; INGRAM, 1995) e *phoX* (WU et al., 2006) com elevado potencial genético para produzir essa enzima contendo pelo menos um dos três genes homólogos. O gene *phoD* atua de forma dependente de Ca^{2+} como cofator (WU et al., 2006) e é o mais abundante dentro do domínio Bacteria (TAN et al., 2013).

2.8 Domínio Archaea

Antigamente, as archaeas eram classificadas como bactérias, devido a suas semelhanças morfológicas. No entanto, a biologia molecular comprovou que as archaeas e bactérias estão em domínios distintos (WOESE et al., 1990). Cada domínio é dividido de acordo com RNAt, RNAr, pela composição da parede celular e pelas características do habitat (VALENTINE, 2007).

A membrana das archaeas é composta de ésteres de isopropanil de glicerol, RNAt com 1-metilpseudouridina e outras características diferenciais de bactérias, entre elas a sobrevivência em condições extremas de salinidade, temperatura e pH, embora não sejam totalmente específicas desses tipos de ambientes (SATO; ATOMI, 2011). Nesse contexto, o estudo de archaeas ficava muito restrito às condições de vida, muitas vezes inóspitas a outros organismos como ambiente encharcados, mangues, águas e solos salinos, ambientes hipertermófilos ou acidófilos, entre outros, os quais se restringia o estudo desses micro-organismos em solos ausentes dessas características.

O estudo das archaeas se baseia em seu RNAr, dividindo esse domínio em cinco filos: *Crenarchaeota*, *Euryarchaeota*, *Korarchaeota*, *Nanoarchaeota* e *Thaumarchaeota*. Em *Euryarchaeota*, maior quantidade de representantes, predominam as espécies metanogênicas, halófilas extremas e termoacidófilas, redutores do enxofre e espécies nos solos com a presença do gene para fixação biológica de N (SPANG et al., 2010). *Crenarchaeota* possui espécies aeróbias e anaeróbias, com boa diversidade fisiológica e hipertermófilos. *Korarchaeota* é o filo com espécies e características muito desconhecidas. *Nanoarchaeota* é o menor filo, com representantes simbióticos e *Thaumarchaeota* inclui as archaeas amônio oxidante oriundas de ambientes marinhos e termofílicos, mas também detectados no solo (KRUPOVIC, 2011; BROCHIER-ARMANET et al., 2008).

2.9 Micro-organismos redox de ferro

O ferro é o quarto elemento mais abundante na crosta terrestre e seu ciclo de oxirredução está associado a uma variedade de processos biogeoquímicos, dos quais podem fornecer informações acerca da disponibilidade desse nutriente no ambiente solo (WEBER; ACHENBACH; COATES, 2006). Essas informações podem ser obtidas através do estudo de comunidade microbianas, em especial, de bactérias específicas para o metabolismo redox do Fe, as quais realizam alterações químicas na dinâmica desse nutriente no solo.

O Fe disponível na crosta, solo e ambiente lacustre/oceânico está na forma de óxidos de ferro (CORNELL; SCHWERTMANN, 2003). Os óxidos de ferro cristalinos são mais abundantes em sedimentos subterrâneos, levando à recalctrância de minerais de ferro cristalino para redução e oxidação microbiológica, como a hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), goethita ($\alpha\text{-FeOOH}$) e magnetita (Fe_3O_4) (KOMLOS et al., 2007). Além disso, os micro-organismos redutores e oxidantes de ferro produzem óxidos de ferro cristalinos, incluindo magnetita e goethita, através da redução oxidação de ferro solúvel e amorfo (VALI et al., 2004; COKER et al., 2008). Esses micro-organismos são bactérias dos gêneros *Geobacter* e *Shewanella*, que utilizam minerais de óxido de ferro como aceptores finais de elétron (FREDRICKSON; ZACHARA, 2008).

Muitas reações de óxido-redução ocorrem durante os períodos anóxicos levando a redução do ferro e posterior saída do sistema, de modo que a diminuição nos teores de ferro oxidado pode conferir ao solo cores acinzentadas. Este quadro pode causar baixa saturação de base e protonação de argila, levando à intempérie de minerais de argila do tipo 2: 1 e 1: 1. As condições máximas de intemperismo ocorrem no final da estação úmida, logo sendo mais marcante nos horizontes descolorados de eluviação, o horizonte E que comumente encontra-se acima do B plânico (BARBIERO et al., 2010).

Entre os vários processos pedogenéticos que envolvem o elemento ferro, a ferrólise é talvez um dos mais controversos. A ferrólise envolve redução cíclica e oxidação de ferro em um sistema aberto com participação de micro-organismos redutores, que lixivia cátions básicos deslocados e acelera a erosão mineral (BRINKMAN, 1970). O conceito de ferrólise foi descrito como um processo dominante em muitas partes do mundo para explicar o forte contraste textural (ROUX; PREEZ, 2005; BARBIERO et al., 2010). Entretanto, trabalhos têm negado a hipótese levantada por Brinkman (1970), em geral tomando como base os atributos físico-químicos, mineralógicos e micromorfológicos, com conclusão que é altamente improvável que a "ferrolysis" possa ser chamada a explicar a gênese de Planossolos (VAN RANST et al., 2011).

2.10 Estoques de carbono

Em escala global, os solos estocam pelo menos duas vezes mais carbono do que a atmosfera. Consequentemente, as mudanças no uso da terra implicam em riscos de diminuição nos estoques de C do solo. Alguns modelos preveem grandes perdas de C do solo de florestas intactas sob os cenários de futura mudança climática (FALLOON; JONES; CERRI, 2007), e o que é agravado em áreas em processo de desertificação com grande potencial para desestabilizar o C do solo. Portanto, é necessário examinar a capacidade dos solos da Caatinga de estocar C, o que, por sua vez, requer entender o quanto de C está estocado nos solos e relacionar quais processos podem desencadear a desestabilização do C do solo.

Balanços do C do solo têm sido estimados em escalas distintas, para diferentes regiões e ecossistemas do mundo (DIXON et al., 1994; VARGAS;

ALLEN; ALLEN, 2008; MENDOZA-PONCE; GALICIA, 2010; GALLAUN et al., 2010). Os estoques de C na Caatinga com valores de 90 Mg ha⁻¹ foram relatados por Sampaio e Costa (2011) como valores muito próximo dos valores da Amazônia que ficaram em torno de 94 Mg ha⁻¹ na mesma profundidade. No entanto, os mesmos autores estimaram que na Caatinga a emissão de C proveniente dos solos submetidos à mudança de uso da terra ou sob processos de degradações giram em torno de 1000 (Tg ano⁻¹). O que é agravado quando não é possível mais *inputs* de matéria orgânica via vegetação, ou acontece a taxas baixas em solos agricultados. Estudos recentes comparando tempo de reflorestamento em uma cronosequência no sertão de Pernambuco mostraram que os valores do estoque de carbono variaram de 27 a 45 Mg ha⁻¹ comparando áreas com 5 anos de pousio com áreas de Caatinga preservada (De ARAUJO FILHO et al., 2018).

2.11 Nitrogênio no solo

Em regiões de desertificação, onde ocorre baixa disponibilidade de nitrogênio, algumas leguminosas podem ser fonte natural desse elemento nos solos, podendo aumentar a biodiversidade, contribuindo para recuperação de áreas degradadas (NARDOTO et al., 2008). Essas leguminosas fazem associação com bactérias diazotróficas (fixadoras de N), incorporando esse elemento na forma disponível (nitrato/amônia) para os demais organismos vivos (BODDEY et al., 1992). Além disso, também existem diazotróficos de vida livre no solo (Archaeas e bactérias), os quais são os agentes fixadores de N mais abundante.

A abundância de diazotróficos de vida livre é influenciada pela disponibilidade de nutrientes no solo, temperatura, umidade e normalmente a atividade dessas fixadoras de N pode ser estimulada pelo aumento de relação C:N ou exsudados de raízes vegetais (HICKS, HARMON, GRIFFITHS, 2003).

A fixação biológica do nitrogênio (FBN) é um processo metabólico que necessita de muita energia para quebrar a ligação do nitrogênio (N≡N). Essa fixação ocorre por micro-organismos diazotróficos, dos quais são portadores do complexo enzimático nitrogenase, capaz de exercer com eficácia essa redução. Os micro-organismos diazotróficos são capazes de crescer em ambientes isento de nitrogênio reduzindo o N em amônia (DIXON et al., 2004).

Organismos diazotróficos podem ser avaliados através do estudo de genes funcionais, como é o caso do gene *nifH*, codificante da Ferro-proteína no complexo da nitrogenase (ZEHR, 2003). Assim, a FBN ocorre graças à ação da enzima nitrogenase, formada por um complexo enzimático que reduz o N_2 atmosférico a amônia, convertendo-a, posteriormente, em íons amônio. Na FBN, os genes *nifH* codificam a ferro-proteína ou componente II, ou seja, um homodímero do complexo nitrogenase (ANDREWS et al., 2009).

A nitrogenase catalisa a redução de vários outros substratos, entre eles o acetileno (C_2H_2) para etileno (C_2H_4). A atividade de redução do acetileno para etileno tem particular importância nos estudos de sistemas fixadores de N_2 , no intuito de comprovar a atividade dessa enzima e a ocorrência da FBN nos solos.

Após o processo de FBN, a amônia produzida passa a formar íons amônio no substrato aquoso do citoplasma das bactérias, rapidamente (IPATA; PESI, 2015). Esse amônio acaba sendo tóxico aos vegetais, sendo assimilado na forma de glutamina, por meio da enzima glutamina sintetase, a qual será utilizada pelas plantas para síntese de aminoácidos (BUCHANAN, GRUISSEM, JONES, 2000). O amônio passa então a ser convertido a nitrito (NO_2^-) e nitrato (NO_3^-), processo definido como nitrificação. Este processo consiste na oxidação do íon amônio a nitrito e nitrato, em ambiente estritamente aeróbio, realizado por bactérias quimiolitotróficas gram-negativas da família *Nitroacteriaceae* (*Nitrossomonas* e *Nitrobacter*).

Inicialmente, o amônio é oxidado para hidroxilamina por organismos que contem a enzima amônio monooxigenase. A hidroxilamina é então oxidada a nitrito, pela enzima hidroxilamina oxido redutase e esse nitrito oxidado até nitrato pela enzima nitrito oxiredutase (CANFIELD; GLAZER; FALKOWSKI, 2010). Em anaerobiose, o nitrato pode ser reduzido até N_2 , pela ação das desnitrificadoras, onde podem ocorrer perdas de emissão de óxido nitroso para a atmosfera (FRACETTO; PERES; LAMBAIS, 2017).

Bactérias oxidantes de amônio (AOB) podem ser avaliadas como marcadores moleculares, utilizando regiões específicas do gene AOB 16S rRNA pertencente a subdivisão β -proteobacteria (DIAS et al., 2012).

REFERÊNCIAS

ANDERSON, T.; DOMSCH, K. H. Soil microbial biomass: The eco-physiological approach. **Soil Biology and Biochemistry**, Kidlington, v. 42, n. 12, p. 2039–2043, 2010.

ARAÚJO FILHO, J.C.; BURGOS, N.; LOPES, O.F.; SILVA, F.H.B.B.; MEDEIROS, L.A.R.; MELO FILHO, H.F.R.; PARAHYBA, R.B.V.; CAVALCANTI, A.C.; OLIVEIRANETO; M.B.; RODRIGUES E SILVA, F.B.; LEITE, A.P.; SANTOS, J.C.P.; SOUSA NETO, N.C.; SILVA, A.B.; LUZ, L.R.Q.P.; LIMA, P.C.; REIS, R.M.G.; BARROS, A.H.C. **Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade dos solos do Estado de Pernambuco**. Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 378p., 2000.

ARAÚJO FILHO, J.C; RIBEIRO, M. R.; BURGOS, N. B.; MARQUES, F. A. Solos da caatinga. PEDOLOGIA – Solos dos Biomas Brasileiros. **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**. Viçosa, 227-260. 2017.

ARAÚJO FILHO, R. N.; FREIREA, M. B. G. S.; WILCOXB, B. P; JASON BROSSARD WESTB, J. B; FREIREA, F. J.; FLÁVIO ADRIANO MARQUES, F. A. Recovery of carbon stocks in deforested caatinga dry forest soils requires at least 60 years. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 407, p. 210-220, 2018.

APEL, A.; SOLA-LANDA, A.; RODRIGUEZ-GARCIA A.; MARTÍN, J.F. Phosphate control of *phoA*, *phoC* and *phoD* gene expression in *Streptomyces coelicolor* reveals significant differences in binding of *phoP* to their promoter regions. **Microbiology**, Leon, v. 153, n. 10, p. 3527-3537, 2007.

BARBIERO, L.; KUMAR, M.S.; VIOLETTE, A.; OLIVA, P.; BRAUN, J. J.; KUMAR, C.; FURIAN, S.; BABIC, M.; RIOTTE, J.; VALLES, V. Ferrolisis induced soil transformation by natural drainage in Vertisols of sub-humid South India. **Geoderma**, Amsterdam, 156 (2010) 173–188.

BASTIDA, F.; MORENO, J. L.; HERNANDEZ, T.; GARCIA, C. Microbiological degradation index of soils in a semiarid climate. **Soil Biology & Biochemistry** Kidlington, 38 (2006) 3463–3473.

BREEMEN, N.V.; BUURMAN, P. 2002. Soil formation. **Kluwer Academic Publishers**, Dordrecht, 393 pp.

BRINKMAN, R. Ferrolisis, a hydromorphic soil forming process. **Geoderma**, Amsterdam, 3, 199-206. 1970. 25.

BODDEY, R.M.; POLIDORO, J.C.; RESENDE A.S.; ALVES, B.J.R.; URQUIAGA, S. Use of the ¹⁵N natural abundance technique for the quantification of the contribution of N₂ fixation to grasses and cereals. **Australian Journal of Plant Physiology**, Victoria, v.28, p.889-895, 2001.

BROCHIER-ARMANET, C.; BOUSSAU, B.; GRIBALDO, S.; FORTERRE, P. Mesophilic Crenarchaeota: proposal for a third archaeal phylum, the Thaumarchaeota. **Nature Reviews Microbiology**, London, v. 6, n.3, p. 245–252, 2008.

BUNEMANN, E. K.; SCHEWENKE, G. D.; ZWIETEN, V. Impact of agricultural inputs on soil organisms—a review. **Australian Journal of Soil Research**, Victoria, 2006, 44, 379–406.

BUCHANAN, B. B.; GRUISSEM, W.; JONES, R. L. Biochemistry and Molecular Biology of Plants, 2nd Edition, New Jersey: Wiley Blackwell, 2015, 1280 pages

CANFIELD, D. E.; GLAZER, A. N.; FALKOWSKI, P. G. The Evolution and Future of Earth's Nitrogen Cycle. **Science**. Washington, 08 Oct 2010: Vol. 330, Issue 6001, pp. 192-196

CASSOL, E. A.; CANTALICE, J. R. B.; REICHERT, J. M.; MONDARDO, A. Escoamento superficial e desagregação do solo em entressulcos em solo franco-argilo-arenoso com resíduos vegetais. **Pesquisa agropecuária brasileira**, Brasília, v.39, n.7, p.685-690, jul. 2004.

CASTILHOS R. M.; MEURERE, E. J.; KÄMPF, N.; PINTO, L. F. S. Mineralogia e fontes de potássio em solos no rio grande do sul cultivados com arroz irrigado. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa. 26:579-587, 2002.

CORNELL, R. M. S. U.; SCHWERTMANN, U. **The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences, And Uses book**. New York: Wiley-VCH, 2003.

COKER, V. S., C. I. PEARCE, C. LANG, G. VAN DERLAAN, R. A. D. PATTRICK, N. D. Telling, D. Schuler, E. Arenholz, and J. R. Lloyd (2007), Cation site occupancy of biogenic magnetite compared to polygenic ferrite spinels determined by X-ray magnetic circular dichroism, **Eur. J. Mineral.**, Stuttgart, 2007, 707–716.

CHURCHMAN, G.J; LOWE, D.J. **Alteration, formation, and occurrence of mineral in soil**, in: HUANG, P. M.; LI, Y.; SUMMER, M. E. (editors) "Handbook of Soil Sciences. 2nd edition. Vol. 1.: Properties and Processes". CRC Press (Taylor e Francis), Boca Raton, FL. PP.20.1 – 20.72. 2012.

CPRM. Projeto Cadastro das fontes de Abastecimento por água Subterrânea—**Diagnóstico do Município de Itacuruba-PE**, Recife, 2005.

DAS, S.; DASH, H. R.; MANGWANI, N.; CHAKRABORTY, J.; KUMARI, S. Understanding molecular identification and polyphasic taxonomic approaches for genetic relatedness and phylogenetic relationships of microorganisms. **Journal of Microbiological Methods**, Amsterdam, v. 103, p. 80-100, 2014.

DIXON, R.K.; BROWN, S.; HOUGHTON, R.A.; SOLOMON, A.M.; TREXIER, M.C.; WISNIEWSKI, J. (1994). Carbon pools and flux of global forest ecosystems. **Science**, Washington, v.263, p.185-190.

DIXON, R; KAHN, D. Genetic regulation of biological nitrogen fixation. **Nature Reviews Microbiology**, London, v. 2, n. 8, p. 621-631, 2004.

DORAN, J.W.; PARKIN, T.B., 1994. Defining and assessing soil quality. In: Doran, J.W., Coleman, D.C., Beezdecek, D.F., Stewart, B.A. (Eds.), **Defining Soil Quality for Sustainable Environment**. SSSA, Madison, pp. 3–21.

DJOMGOUE, P.; NJOPWOUO, D. FT-IR Spectroscopy Applied for Surface Clays Characterization. **Journal of Surface Engineered Materials and Advanced Technology**, Yaoundé, 2013, 3, 275-282

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3ª edição. Brasília, DF, 2013. 353p.

FAO. IUSS Working Group WRB. 2006. **World reference base for soil resources**. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Roma. 2006.

FALLOON P, JONES CD, CERRI CE (2007) Climate change and its impact on soil and vegetation carbon storage in Kenya, Jordan, India and Brazil. **Agriculture Ecosystems & Environment**, Amsterdam, 122, 114- 124.

FERREIRA, J. T. P.; RIBEIRO FILHO, M. R; RIBEIRO†, M.R.; SOUZA JÚNIOR, V. S.; BITTAR, S. M. B.; SANTOS, R. G. Planosols Developed in Different Geoenvironmental Conditions in Northeastern Brazil. **Revistas Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa. 2016; v40.

FONTES, M. P. F. Intemperismo de rochas e minerais. **Pedologia Fundamentos – Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. P 174 -206 (2012).

FRACETTO, F.J.C.; FRACETTO, G. G. M.; CERRI, C. C., FEIGL, B. J. F.; NETO, M. S. ESTOQUES DE CARBONO E NITROGÊNIO NO SOLO CULTIVADO COM MAMONA NA CAATINGA. **REVISTA BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO**, V. 36, N. 5, 2012.

FRACETTO, FELIPE JOSÉ CURY. **ESTOQUE DE CARBONO E NITROGÊNIO E ESTRUTURA DA COMUNIDADE DE DIAZOTRÓFICAS EM SOLOS DE CAATINGA COM PLANTIO DE MAMONA**. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO. UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 2010.

FRACETTO, G. G. M.; PERES, L. E. P.; LAMBAIS, M. R. Gene Expression Analyses in Tomato Near Isogenic Lines Provide Evidence for Ethylene and Abscisic Acid Biosynthesis Fine-Tuning During Arbuscular Mycorrhiza Development. **Archives of Microbiology**, Heidelberg, 1999, (5), 787-798. 2017 Mar 11.

FREITAS, D. F.; KER, J. C. K.; FERNANDES, R. B. A; FONTES, M. P. F. Planossolos e Gleissolos Utilizados na Fabricação de Cerâmica Artesanal no Semiárido de Minas Gerais, **Revista Brasileira de Ciência Solo**, Viçosa. 39:654-667, 2015.

FREDRICKSON, J. K.; AND ZACHARA, J. M. (2008). Electron transfer at the microbe–mineral interface: a grand challenge in biogeochemistry. **Geobiology**, Amsterdam, 6, 245–243.

GALLAUN, H.; ZANCHI, G.; NABUURS, G.J.; HENGEFELD, G.; SCHARDT, M.; VERKERK, P.J. (2010). EU-wide maps of growing stock and above-ground biomass in forests based on remote sensing and field measurements. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v.260, p.252–261.

GALINDO, I.C.L.; RIBEIRO, M.R.; SANTOS, M.F.A.V.; LIMA, J.F.W.F. & FERREIRA, R.F.A.L. Relações solo-vegetação em áreas sob processo de desertificação no município de Jataúba, PE. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa.32:1283-1296, 2008.

GATIBONI, L. C.; KAMINSKI, J.; RHEINHEIMER, D. S.; BRUNETTO, G. (2008) Fósforo da biomassa microbiana e atividade de fosfatases ácidas durante a diminuição do fósforo disponível no solo. **Pesquisa agropecuária brasileira**, Brasília, 43: (8) 1085-1091.

GRANT C. M.; MACIVER, F. H.; DAWES I. W. Glutathione synthetase is dispensable for growth under both normal and oxidative stress conditions in the yeast *Saccharomyces cerevisiae* due to an accumulation of the dipeptide gamma-glutamylcysteine. **Mol Biol**, Manchester, **1997**.

INSAM, H.; DOMSCH, K. H. Relationship between soil organic carbon and microbial biomass on chronosequences of reclamation sites. **Microbial Ecology**, New York, v. 15, n. 4, p. 177-188, 1988.

KÄMPF, N., CURI, N., VIDAL-TORRADO, P. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: V.F. Melo, L.R.F. Alleoni (eds.) **Química e mineralogia do solo**. Parte I – Conceitos básicos. SBCS: Viçosa, 2009. p.: 333-380.

KOMLOS J, KUKKADAPU RK, ZACHARA JM, JAFFE PR. (2007). Biostimulation of iron reduction and subsequent oxidation of sediment containing Fe-silicates and Fe-oxides: effect of redox cycling on Fe(III) bioreduction. **Water Res**, Bethesda, 41: 2996–3004.

KOOREVAAR, P; MENELIK, G; DIRKSEN, C. **Developments in Soil Science**, Elsevier Science B.V. Wageningen. Volume 13, 1983, Pages 1-36

KRAUS, M.J. Alluvial response to differential subsidence: sedimentological analysis aided by remote sensing, Wildwood Formation (Eocene), Bighorn Basin, **Sedimentology, Wyoming, USA** , : 455-470. (1992).

KRUPOVIC, M.; SPANG, A.; GRIBALDO, S.; FORTERRE, F.; SCHLEPER, C. A thaumarchaeal provirus testifies for an ancient association of tailed viruses with archaea. **Biochemical Society Transactions**, London, v. 39, n. 1, p. 82–88, 2011.

KUBISTA, M.; ANDRADE, J.M.; BENGTSSON, M.; FOROOTAN, A.; JONÁK, J.; LIND, K.; SINDELKA, R.; SJÖBACK, R.; SJÖGREEN B.; STRÖMBOM, L.; STAHLBERG, A.; ZORIC. N. The real-time polymerase chain reaction. **Molecular Aspects of Medicine**, Boston, v. 27, p. 95-125, 2006.

HICKS, W. T., M. E. HARMON, AND R. P. GRIFFITHS. 2003. Abiotic controls on nitrogen fixation and respiration in selected woody debris from the Pacific Northwest, U.S.A. **Ecoscience** 10:66–73

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). 2007. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/cidadesat>

IPATA, P. L.; PESI, R. What is the true nitrogenase reaction? A guided approach. **Biochem Mol Biol Educ**. 2015 May-Jun;43(3):142-4.

JACOMINE, P. T. K. ; CAVALCANTI, A.C.; BURGOS, N. & PESSOA, S.C.P. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco**. Recife, MA/DNPEA – SUDENE/DRN, V.1, 1972.

JAFARI, M.; ZARE C. M.A; TAVILI. A.; AZARNIVAND, H.; AMIRI, G. Z. 2004. Effective environmental factors in the distribution of vegetation types in Poshtkouh rangelands of Yazd Province (Iran). **Journal of Arid Environments**, Bali, 56:627–641.

LIMA-PERIM, J. E.; ROMAGNOLI, E. M. R.; DINI-ANDREOTE, F.; DURRER, A.; FRANCO, A. C.; ANDREOTE, F. D. Linking the Composition of Bacterial and Archaeal Communities to Characteristics of Soil and Flora Composition in the Atlantic Rainforest, **PLOS ONE**, Groningen, DOI:10.1371/journal.pone.0146566 January 11, 2016

LIRA, H. L. NEVES, G. A. Feldspatos: conceitos, estrutura cristalina, propriedades físicas, origem e ocorrências, aplicações, reservas e produção. **Revista Eletrônica de Materiais e Processos**, Campina Grande, PB, v.8.3 (2013) 110 –117

LUZ, L.R.Q.P.; SANTOS, M.C.; MERMUT, A.R. Pedogênese em uma topossequência do semiárido de Pernambuco. **Revista brasileira de ciência do solo**. Viçosa V.16 pg.95-102, 1992. 27.

MARTINS, C. M.; GALINDO, I. C. L.; SOUZA, E. R.; POROCA, H. A. Atributos químicos e microbianos do solo de áreas em processo de desertificação no semiárido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. v. 34, n. 6, 2010.

MENDOZA-PONCE, A.; GALICIA, L. (2010). Aboveground and belowground biomass and carbon pools in highland temperate forest landscape in Central Mexico. **Forestry**, Oxford, v. 83, p. 497-506.

MENEZES, R.C.S.; GARRIDO, M.S.; PEREZ M., A.M. Fertilidade dos solos no semiárido. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 30., Recife, 2005. Palestras. Recife, **UFRPE/SBCS**, 2005. CD-ROM

MENEZES, R.S.C.; SAMPAIO, E.V.S.B. Simulação dos fluxos e balanços de fósforo em uma unidade de produção agrícola familiar no semiárido paraibano. In: SILVEIRA, L.M.; PETERSEN, P.; SABOURIN, E., orgs. Agricultura familiar e agroecologia no semiárido: Avanços a partir do Agreste da Paraíba. Rio de Janeiro, **AS-PTA**, 2002. p.249-260.

MICHELON, C. R.; AZEVEDO A. C.; PEDRON F. A.; DALMOLIN R. S. D.; STÜRMMER S. K.; GONÇALVES J.; JESUS, S. L. Causes of morphological discontinuities in soils of Depressão Central, Rio Grande do Sul State, Brazil. **Scientia Agricola**, v. 67, n. 3, p. 319-326, 2010.

MOTA, F. O. B.; OLIVEIRA, J. O.; GEBHARDT, H. Mineralogia de um Argissolo vermelho-amarelo Eutrófico e de um Planossolo Háplicos Eutrófico solódico numa topossequência de gnaiss no sertão central do Ceará. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. 26:607-618, 2002

MUYZER, G.; WAAL, E. C.; UITTERLINDEN, A. G. Profiling of complex microbial populations by denaturing gradient gel electrophoresis analysis of polymerase chain reaction – amplified genes coding for rRNA 16S. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v.59, n. 3, p. 695-700, 1993.

NARDOTO, G. B.; OMETTO J.P.H. B.; EHLERINGER, J. R.; HIGUCHI, N.; BUSTAMANTE, M. M.C.; MARTINELLI L. A. 2008. Understanding the influences of spatial patterns on the N availability within the Brazilian Amazon Forest. **Ecosystems**, New York, 11:1234–1246.

OLIVEIRA, J. B. Pedologia aplicada. Jaboticabal - SP: FUNEP-UNESP; 2001. 414 .

OLIVEIRA, L. B.; RIBEIRO, M. R.; FERRAZ, F. B.; FERREIRA, M. G. V. X.; MERMUT, A. R. MINERALOGIA, MICROMORFOLOGIA E GÊNESE DE SOLOS PLANOSSÓLICOS DO SERTÃO DO ARARIPE, ESTADO DE PERNAMBUCO. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa 28:665-678, 2004

OLIVEIRA, L. B. de; FONTES, M. P. F.; RIBEIRO, M. R.; KER, J. C. Micromorfologia e gênese de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. vol.32, n.6, pg. 2407-2423, 2008.

PARAHYBA, R. B. V.; SANTOS, M. C.; ROLIM NETO, F. C. Evolução quantitativa de Planossolos do agreste do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. v. 33, p. 991-999, 2009.

PARAHYBA, R. B.V.; SANTOS, M. C.; NETO, F. C. R. & JACOMINE; P. K. T. Pedogênese de Planossolos em topossequência do Agreste pernambucano. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, Viçosa. v. 34, pp. 1991-2000, 2010.

PARSONS, I.; GERALD J. D. F.; LEE, M. R. Routine characterization and interpretation of complex alkali feldspar intergrowths. **American Mineralogist**, Volume 100, pages 1277–1303, 2015.

PATWARDHAN, A.; SAMIT RAY, S.; ROY, A. Molecular Markers in Phylogenetic Studies-A Review. – A Review. **J Phylogen Evolution Biology**, Santiniketan , 131. 2014

PEREZ-MARIN, A.M; CAVALCANTE, A. M.B.; MEDEIROS, S.S.; TINÔCO, L.B.M.; SALCEDO, I.H. Núcleos de desertificação no semiárido brasileiro: ocorrência natural ou antrópica? **Parcerias Estratégicas**. Brasília-DF. V. 17 pg. 87-106, 2012.

QUÉNARD, L.; SAMOUËLIAN, A.; LAROCHE, B.; CORNU, S. Lessivagem as a major process of soil formation: A revisitation of existing data. **Geoderma, Amsterdam**, 167-168 (2011) 135–147

RAITH, M. M.; RAASE, P.; REINHARDT, J. Guide to Thin Section Microscopy. website da **Deutsche Mineralogische Gesellschaft (2011)** (www.dmg-home.de/mineralogie_studium.html) e da Mineralogical Society of America (www.minsocam.org/msa/openaccess_publications.html).

RIBEIRO, M. R.; SAMPAIO, E. V. de S. B.; GALINDO, I. C. L. Os solos e o processo de desertificação no semiárido brasileiro. In: RIBEIRO, M. R.; NASCIMENTO, C. W. A. do; RIBEIRO FILHO, M. R.; CANTALICE, J. R. B. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciências do solo, V.6 pg. 413-459, 2009.

RODRIGUEZ-GABRIEL M. A. Structure and function of the stalk, a putative regulatory element of the yeast ribosome. Role of stalk protein phosphorylation. **Folia Microbiology**, Praha, 44(2):153-63

ROUX, P. A. L.; PREEZ, C. C. Indications of ferrolysis and structure degradation in an Estcourt soil and possible relationships with plinthite formation. **Journal Plant Grond**, Tydskr, 2005, 22(4)

ROSCOE, R.; MERCANTE, F. M.; SALTON, J. C. **Dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas**: modelagem matemática e métodos auxiliares. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2006.

SALTON, J. C.; MIELNICZUK, J.; BAYER, C.; BOENI, M.; CONCEIÇÃO, P. C.; FABRÍCIO, A. C.; MACEDO, M. C. M.; BROCH, D. L. Agregação e estabilidade de agregados do solo em sistemas agropecuários em Mato Grosso do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa-MG, v. 32, n. 1, p. 11-21, 2008.

SANTOS, J. C. B.; JÚNIOR, V. S. S.; CORRÊA, M. M.; RIBEIRO, M. R.; ALMEIDA, M. C.; BORGES, L. E. P. Caracterização de Neossolos Regolíticos da região semiárida do Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do solo**. Viçosa. v. 36, n.3, p.683-696, 2012.

SANTOS, M. C.; SILVA, M. S. L.; B. G. ALMEIDA, B. G.; KLAMT, E.; A. C. CAVALCANTI, A. C. Caracterização micromorfológica e considerações sobre a gênese de solos de tabuleiro do semiárido do Brasil. **Revista Brasileira de Ciências de Solo**, Viçosa. 26:1031-1046, 2002.

SAMPAIO, E. V. S. B.; COSTA, T. L. Estoques e fluxos de carbono no semiárido nordestino: Estimativas preliminares. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, UFPE, v.6, p.: 1275- 1291, 2011.

SOUSA, R.O.; BOHNEN, H.; MEURER, E.J. Composição da solução de um solo alagado conforme a profundidade e o tempo de alagamento, utilizando novo método de coleta. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa 26:343-348, 2002.

SOUZA, J.A.; BUZETTI, S.; TARSITANO, M. A. A.; VALDERRAMA, M. Corn costs and profitability as a function of source, rate and application time of nitrogen. **Revista Ceres**, Viçosa, v.59, p.321-329, 2012.

SOUZA-JÚNIOR, V. S.; VIDAL-TORRADO, P.; GONZÁLEZ, M. T. C.; MACÍAS, F.; OTERO, X. L. Smectite in mangrove soils of the State of São Paulo, Brazil. **Scientia Agricola**. Piracicaba, v.67, n.1, p.47-52, January/February 2010

SANTOS, J. C. B.; PERAB, E. L.; SOUZA JÚNIOR, V. S. S.; OLIVEIRA, C. S.; JUILLERET, J. , CORRÊA, M. M.; AZEVEDO A. C. Porosity and genesis of clay in gneiss saprolites: The relevance of saprolithology to whole regolith pedology. **Geoderma**. Viçosa 319 (2018) 1–13

SANTOS, A. C.; PEREIRA, M. G.; DOS ANJOS, L. H. C.; BERNINI, T. A.; MIGUEL COOPER, M. Genesis of Soils Formed from Mafic Igneous Rock in the Atlantic Forest Environment. **Revista Brasileira de Ciências do solo**. Viçosa, 2016;40.

SATO, T.; ATOMI, H. Novel metabolic pathways in Archaea. **Current Opinion in Microbiology**, London, v. 14, n. 3, p. 1–8, 2011

SILVA, M. S. L. D.; KLAMT, E.; CAVALCANTI, A. C.; KROTH, P. L. Adensamento subsuperficial em solos do semiárido: processos geológicos e/ou pedogenéticos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Viçosa v. 6, p. 314-320, 2002.

SILVA, R.; RUBENS. Biomassa e atividade microbiana em solo sob diferentes sistemas de manejo na região fisiográfica Campos das Vertentes-MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 5, 2010.

SILVA, M. L.; BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. Índices de intemperismo e evolução dos paleossolos da Formação Marília, Maastrichtiano da Bacia neocretácea Bauru. **Geochimica Brasiliensis**, Rio de Janeiro, 29(2): 127 - 138, 2015

SPANG, A.; HATZENPICHLER, R.; BROCHIER-ARMANET, C.; RATTEI, T.; TISCHLER, P.; SPIECK, E.; STREIT, W.; STAHL, D.A.; WAGNER, M.; SCHLEPER, C. Distinct gene set in two different lineages of ammonia-oxidizing archaea supports the phylum Thaumarchaeota. **Trends in Microbiology**, London, v. 18, n. 8, p. 331–340, 2010.

SRASRA, E.; BERGAYA, F.; FRIPIAT, J.J. infrared spectroscopy study of tetrahedral and octahedral substitutions in an interstratified. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, Vol. 42, No. 3, 237-241, 1994.

SU J, XIAO Y, LI M, LIU Q, LI B, TONG Y. 2006. Mapping QTLs for phosphorus-deficiency tolerance in wheat (*Triticum aestivum* L.). *Plant and Soil* 281: 25–36. VALENTINE, D.L. Adaptations to energy stress dictate the ecology and evolution of the Archaea. **Nature Reviews Microbiology**, London, v. 5, n. 4, p. 316–323, 2007.

TAN, T.; OZBALCI, C.; BRÜGGER, B.; RAPAPORT, D.; DIMMER, KS. Mcp1 and Mcp2, two novel proteins involved in mitochondrial lipid homeostasis. **Journal of Cell Science**, Cambridge, 126(Pt 16):3563-74

UROZ, S.; CALVARUSO, C.; TURPAULT, M. P.; AND FREY-KLETT, P. Mineral weathering by bacteria: ecology, actors and mechanisms. Review. **Trends in Microbiology**, London, V.17, No.8, 2009. 29

VAN RANST,; DUMON, E. M.; TOLOSSA, A. M.; CORNELIS, J.-T.; STOOPS, G.; VANDENBERGHE, R.E.; DECKERS, J. Revisiting ferrololysis processes in the formation of Planosols for rationalizing the soils with stagnic properties in WRB. **Geoderma**, Amsterdam, 163 (2011) 265–274.

VALI H, WEISS B, LI Y-L, SEARS SK, KIM SS, KIRSCHVINK JL, ZHANG CL (2004) Formation of tabular single domain magnetite induced by *Geobacter metallireducens* GS-15. **Proceeding of Natinal Academy of Science of USA**, Washington, 101:16121–16126

VARGAS, R.; ALLEN, M.F.; ALLEN, E.B. (2008). Biomass and carbon accumulation in a fire chronosequence of a seasonally dry tropical forest. **Global Change Biology**, Oxon, v.14, p.109- 124.

WEBER, K. A., ACHENBACH, L. A., AND COATES, J. D. (2006). Microorganisms pumping iron: anaerobic microbial iron oxidation and reduction. **Nature Reviews. Microbiology**, 4, 752–764. doi: 10.1038/nrmicro1490.

WILSON, M. J.; CERTINI, G.; CAMPBELL, C. D.; ANDERSON, I. C.; HILLIER, S. Does the preferential microbial colonisation of ferromagnesian minerals affect mineral weathering in soil? **Naturwissenschaften**, Braunschweig, 95:851–858, 2008.

WOESE, C. R.; KANDLER, O.; WHEELIS, M. L. Towards a natural system of organisms: proposal for the domains Archaea, Bacteria, and Eucarya. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 87, n. 12, p. 4576–4579, 1990.

WORDEN, H. R.; DAVID, F.; WALKER, L.; PARSONS, I.; BROWN, W. L. Development of microporosity, diffusion channels and deuteric coarsening in perthitic alkali feldspars. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, New York, (1989) 104: 507-515.

WU, JIN-RU, SHIEN JH, SHIEH HK, HU CC, GONG SR, CHEN LY, CHANG PC. Cloning of the gene and characterization of the enzymatic properties of the monomeric alkaline phosphatase (*PhoX*) from *Pasteurella multocida* strain X-73. **FEMS microbiology letters**, Oxford, v. 267, n. 1, p. 113-120, 2006.

ZAPPA, SL. ROLLAND JL, FLAMENT D, GUEGUEN Y, BOUDRANT J, DIETRICH J. Characterization of a highly thermostable alkaline phosphatase from the euryarchaeon *Pyrococcus abyssi*. **Applied and environmental microbiology**, Washington, v. 67, n. 10, p. 4504-4511, 2001

ZEHR, J. P.; JENKINS B. D.; SHORT S. M.; STEWARD G. F. Nitrogenase gene diversity and microbial community structure: a cross-system comparison. **Environmental microbiology**, Santa Cruz, v. 5, n. 7, p. 539-554, 2003.

ZHENG, J. G.; CHEN, Y.; WU, G. Patterns and Environmental Factors on the Arid Western Slopes of the Helan Mountains, China. **Mountain Research and Development**, Kansas, Vol 33 No 3 Aug 2013: 323–331

ZIEGLER, K.; CHADWICK, O. A.; WHITE, A.; BRZEZINSKI, M. Systematics in a granitic saprolite, **Geological Society of America**, Porto Rico, October 2005; v. 33; no. 10; p. 817–820.

3. Intemperismo de rochas metamórficas e formação de Planossolos no semiárido pernambucano - Brasil

RESUMO

Na depressão sertaneja, semiárido brasileiro, a evolução da superfície tende ao aplainamento com paisagens monótonas de relevo suave ondulado onde ocorrem grandes extensões de Planossolos. A ação do tempo, com a perpetuação das condições de aridez, resultou em sua maioria na formação de solos rasos. A desnudação física e química com perda das camadas superficiais, em um regime hídrico com evapotranspiração que excede a precipitação, está tornando essas áreas susceptíveis naturalmente a degradação. Entretanto, tem sido demonstrado nessa região que a litologia de rochas félsicas é o principal fator que comanda a Pedogênese de Planossolos impondo a estes os principais atributos físicos, químicos e mineralógicos. Este trabalho teve o objetivo de avaliar a Pedogênese através da evolução da frente de intemperismo em saprolitos de gnaisses (rochas félsicas) em dois perfis de Planossolos sob níveis distintos de severidade da degradação (perfil vegetado e sem vegetação) no Núcleo de desertificação Cabrobó em Pernambuco, a fim de aprofundar o conhecimento do papel do material de origem nas características intrínsecas dos solos através dos processos pedogenéticos. A assembleia primária e feições pedológicas foram determinadas por meio de técnicas de microscopia ótica em sessões delgadas dos horizontes A, B Plânico e R/Cr dos dois perfis de solo. A variabilidade no conteúdo da série albita à anortita foi determinada pelo diagrama de Michael Levy, assim como se inferiu os domínios da mineralogia primária e minerais acessórios. A assembleia secundária foi identificada por difratometria de raios-x, somado ao auxílio de técnicas complementares como: microscopia eletrônica de varredura MEV/EDS, vibracionais com uso de Infra-Vermelho por Transformada de Fourier (IV-TF). Os resultados mostraram que rochas félsicas podem apresentar grande variabilidade nos tipos e proporções de feldspatos alcalinos e plagioclásios, inclusive pertitas, com rotas de alteração e produtos secundários bastante diversos. O perfil foi descrito como: PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico (SXe1 – área vegetada) possui maiores concentrações de quartzo, K-feldspato, biotita e presença de pertitas. A mineralogia secundária é dominada por esmectitas do tipo beidelita com rota de alteração K-feldspato/biotita>Ilita>beidelita. Apresentou pedalidades com b-fabricas e cavidades biológicas sem indícios de lessivagem. No perfil 2 o enquadramento foi para o PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico lítico (SXe2- área sem vegetação), com o domínio é de quartzo e maiores concentrações de plagioclásios em relação aos álcalis-feldspatos, domínio dos minerais 2:1 é de montmorilonita, possível rota Plagioclásio>montmorilonita>caulinita, não apresentou pedalidades. O principal processo pedogenético envolvido na formação dos horizontes B Plânicos dos Planossolos estudados é a argilação por alteração de feldspatos.

Palavras-chaves: Argilação. Feldspatos. Plagioclásios. Beidelitas. Montmorilonita.

Weathering of rocks and de Planosols training metamórficas in the semi-arid of Pernambuco-Brazil

ABSTRACT

In the Sertaneja depression of Brazilian semiarid region, the evolution of the surface tends to be flattening with monotonous landscapes of smooth undulating relief where there are large extensions of Planosols. The time action with the aridity conditions perpetuation results in the formation of shallow soils. Physical and chemical denudation with loss of the superficial layers, in a water regime with evapotranspiration that exceeds the precipitation, making these areas naturally susceptible to degradation. However, it has been demonstrated that in this region the lithology of felsic rocks is the main factor that drives the Planosols Pedogenesis, imposing on the soil the main physical, chemical and mineralogical attributes. The objective of this work was to evaluate the Pedogenesis through the evolution of the weathering front in gneisses (felsic rocks) in two profiles of Planosols under different levels of severity of degradation (profile with vegetation and profile without vegetation) in the Cabrobó Desertification Nucleus in Pernambuco, in order to deepen the knowledge of the source material role in the intrinsic characteristics of the soils through the pedogenetic processes. The primary assemblage and pedological features were determined by optical microscopy techniques in thin sections of the A, B, and R/Cr horizons of the two soil profiles. The variability in the series albites contents to the anthers was determined by the Michael Levy diagram, as well as the domains of primary mineralogy and accessory minerals. The secondary assembly was identified by X-ray diffractometry, added to the aid of complementary techniques such as: SEM-scanning electron microscopy, vibrational with the use of Infra-Red by Transformer of Fourier (IV-TF). The results showed that felsic rocks can present great variability in the types and proportions of alkali and plagioclase feldspars, including pertite, with alteration routes and quite different secondary products. The profile SXe1 (area with vegetation) has higher concentrations of quartz, K-feldspar, biotite and presence of pertitas. The secondary mineralogy is dominated by beidelite-type smectites with a K-feldspar / biotite pathway > Ilita > beidelite. It presented pedaliades with b-factories and biological cavities with no signs of down-counting. In the profile SXe2 (area without vegetaion), the domain is of quartz and higher concentrations of placiocases in relation to the alkalis-feldspar, 2: 1 mineral domain of montmorillonite, possible route Plagioclase > montmorillonite > kaolinite, did not present pedality. The main pedogenic process involved in the formation of the Planosols B horizons studied is the argillation by feldspar alteration.

Keywords: Argilation. Feldspars. Plagioclásios, Beidelitas. Montmorillonite.

3.1 Introdução

Trabalhos recentes têm mostrado que no Nordeste do Brasil a gênese de solos é condicionada prioritariamente pelo material de origem dentre os demais fatores de formação (PARAHYBA et al., 2010; SANTOS et al., 2012; FERREIRA et al., 2016). Os Planossolos normalmente se desenvolvem a partir de saprolito de granitos e de gnaisses (JACOMINE et al., 1972). Apesar de trabalhos sobre gênese de solos na depressão sertaneja (OLIVEIRA et al., 2008; PARAHYBA et al., 2009) esses autores enfatizaram que os Planossolos se desenvolvem a partir da alteração rochas félsicas, e que estes herdaram das mesmas características que comandam os atributos físicos e químicos.

Vale ressaltar que o conceito de rochas félsicas remete a sua composição mineralógica de cores claras, composta por feldspato e sílica, referindo-se ao quartzo com fórmula básica SiO_2 , por isso durante muito tempo, foram chamadas de rochas ácidas. Entretanto ao classificarmos uma rocha como félsica, em verdade estamos dizendo que sua composição é majoritariamente composta por feldspato e quartzo. O gnaisse, por exemplo, possui composição félsica, mas por vezes apresenta-se bandada, com bandas geralmente milimétricas a centimétricas alternadas de material máfico em menores proporções (EHLERS; BLATT, 1997).

No entanto, é importante entender que a porção feldspato das rochas félsicas, representa um grande número de minerais que diferem bastante na composição química e comportamento físico. Os feldspatos alcalinos incluem ortoclásio, microclina, sanidina, anortoclásio, possui fórmula básica ($\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$). Apresentam ainda as quase misturas de duas fases chamadas de pertitas, bolhas ou lamelas irregulares de feldspato sódico ou plagioclásio dentro de uma matriz de feldspato alcalino potássico. Menos comum, ainda pode ocorrer o inverso as antipertitas, onde um feldspato potássico está presente como bolhas ou lamelas dentro de um hospedeiro plagioclásio (Sánchez-Muñoz, et al., 2012)

O feldspato plagioclásio inclui membros da série da solução sólida de albita ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$) à anortita ($\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$). Rigorosamente falando, no entanto, a albita é um feldspato alcalino, bem como um feldspato plagioclásio (BROWN; PARSONS, 1984; LIRA; NEVES, 2013).

Além da grande possibilidade de proporções químicas existente nas séries Ab-Or e Ab- An, questões de ordem físicas como a textura do subgrão e a microporosidade modificam profundamente a permeabilidade da rocha e aumentam consideravelmente a reatividade subsequente dos feldspatos na presença de pertistas e antipertitas (WORDEN et al., 1989). Diante da tamanha variabilidade dos domínios dos principais minerais primários, principalmente no que se refere à relação Al:Si, e presença de acessórios com Fe/Mg que compõe as rochas félsicas, há de se esperar que os produtos da alteração ocorram por rotas bastante variadas.

Neste contexto, diferentes solos são formados nas mesmas condições ambientais e partindo de rochas félsicas, em que a variabilidade da mineralogia primária impõe aos solos, e neste caso aos Planossolos, propriedades físicas e químicas diferentes produzindo funções ecológicas distintas. As diferenças estão implícitas, diferindo inclusive em nível de Subordem no sistema taxonômico (EMBRAPA, 2013).

Os Planossolos, que comumente ocorrem na região Nordeste do Brasil, são predominantemente Nátricos ou Háplicos solódicos (IBGE, 2007; RIBEIRO et al., 2009). Por definição, os Planossolos são constituídos por material mineral com horizontes A ou E seguido de horizonte B plânico, com estruturas prismáticas, ou colunares, ou em blocos angulares e subangulares que variam de muito grandes a médios, e às vezes maciça, com mudança textural abrupta entre os horizontes superficiais e o horizonte B plânico (EMBRAPA, 2013).

A mudança textural abrupta, tem sido bastante discutida nos trabalhos de gênese. As teorias mais aceitas envolvem a predominância de processos pedogenéticos através de processos químicos e físicos, que são eles: (1) a ferrólise que através de várias sequências de redução de oxidação, destruiria as argilas por energia química derivada da decomposição bacteriana da matéria orgânica do solo, causando mudança textural abrupta, (2) a lessivagem, transporte mecânico de argilas que pode ser subdividido em três sub processos ou etapas, mobilização, transporte e deposição, (3) e por fim, alguns processos geogênicos, como a sedimentação de camadas arenosas sobre um pretérito solo mais argiloso, deposição coluvial (pedimentação) de areia sobre material argiloso ou erosão seletiva entre outros (BRINKEMAN, 1970; BOCKHEIM, 2013).

A mudança textural é um atributo importante para os estudos de gênese com importância taxonômica, mas é também de grande relevância ambiental e agrônoma, pois além de limitar a drenagem interna de água, prejudica o desenvolvimento radicular e por consequência diminui a cobertura vegetal. Vale ressaltar que mesmo em áreas não agricultadas, a exposição do solo por perda da vegetação, agravada muitas vezes por secas prolongadas, promove a desestruturação e compactação de camadas da superfície devido ao impacto direto das gotas de chuva no solo (CASSOL et al., 2004). O selamento superficial reduz a infiltração e aumenta o coeficiente de escoamento superficial das águas (*runoff*).

Os solos descobertos são muito mais susceptíveis à erosão hídrica e eólica, causando a remoção de nutrientes, perdas na diversidade da flora e da microfauna, iniciando o processo de degradação do ecossistema (GALINDO et al., 2008). Em Pernambuco, os Planossolos abrangem uma extensão de aproximadamente 15.830 km², 16 % da superfície do Estado (ARAÚJO FILHO et al., 2000; ARAÚJO FILHO et al., 2017). Em geral, são bastante utilizados com pecuária extensiva (caprinocultura e ovinocultura), e pela agricultura familiar com cultivos algodão, milho e feijão.

Quanto a Pedogênese e mineralogia, Oliveira et al. (2008) demonstraram que o principal processo envolvido na formação B plânico é a argilação, a partir de análises de microscopia ótica e difração de raios-X (DRX) em amostras de Planossolos da região do Araripe. A mineralogia secundária encontrada, é composta por caulinita, interestratificados irregulares, esmectitas, enquanto as frações grossas (areia e silte) são formadas essencialmente por quartzo, feldspatos potássicos (OLIVEIRA et al., 2008).

Entretanto, a caracterização de solos de agreste de Pernambuco, realizada por Parahyba et al. (2009), demonstrou que a principal via para a formação das argilas seria por alteração de biotita e que a formação do horizonte B plânico em Planossolos se dá pela formação de argila *in situ*.

Embora o processo de argilação seja apontado pelos autores supracitados, como um dos principais processos pedogenéticos associados à formação do horizonte B Plânico nos Planossolos do Nordeste, a lessivagem exerce forte influência na formação dos horizontes superficiais (A e E) nestes solos, intensificando a mudança textural abrupta (QUÉNARD et al., 2011). Vale

ressaltar, que contribuições geogênicas, através da pedimentação e retrabalhamento, influenciam na textura mais arenosa dos horizontes superficiais de Planossolos em outras regiões do Brasil (MICHELON et al., 2010).

Indícios da presença de descontinuidade pelo aporte de materiais coluviais, também foram relatados pela distribuição desuniforme da relação Ti/Zr de testes geoquímicos com extração dos elementos totais por fluorescência de raios-X, em amostras de TFSA de solos com adensamento subsuperficiais no semiárido nordestino (SILVA et al., 2002).

Trabalhos de intemperismo em ambientes semiáridos do nordeste do Brasil nos últimos anos, trouxeram contribuições para o entendimento da alteração dos saprolitos e formação de argila *in situ*, enfatizando a importância da assembleia mineralógica nas propriedades física, químicas e morfológicas que controlam as funções ambientais dos solos rasos (SANTOS et al., 2018).

A grande área de superfície específica dos minerais 2:1 expansíveis potencializa as propriedades de adesão e coesão entre os ciclos de umedecimento e secagem respectivamente, sendo responsável pelas estruturas colunares e piramidais encontradas em Planossolos. Entretanto, um efeito dispersivo pode ocorrer quando solos esmectínicos possuem elevada saturação por Na e Mg, simultaneamente tende a desestabilização das argilas elevando o risco de degradação (AZEVEDO; VITAL-TORRADO, 2009; SANTOS et al., 2016).

Mesmo havendo o censo comum que as rochas félsicas são preponderantes na formação de Planossolos, temos como hipótese que existe grande heterogeneidade na mineralogia primária em rochas félsicas (por exemplo gnaisse), a curtas distâncias. E mesmo em condições ambientais similares ocorre a formação de solos com características intrínsecas distintas, que podem refletir nas funções edáficas dos solos e na sua susceptibilidade natural a degradação, sendo passíveis de observações de campo nas feições da paisagem. Estas diferenças impõem funções ambientais variadas, sendo necessárias investigações desde o manto de alteração (saprolito) através das características micromorfológica, petrografia, e análises geoquímicas para conhecer as peculiaridades da mineralogia primária e de intemperismo.

O objetivo desse trabalho foi avançar no entendimento sobre as possíveis rotas ou vias de alteração mineral e seus produtos secundários, caracterizando a assembleia mineralógica e através dos atributos físicos, químicos e micromorfológicos descreverem os processos pedogenéticos dominantes na formação de Planossolos. Estudos desta natureza poderão promover um avanço na fronteira do conhecimento sobre a compreensão da evolução desses solos, de suas propriedades, dos processos pedogenéticos envolvidos na formação de Planossolos. Além de isso entender as possíveis implicações nas funções edáficas e papel para a promoção da biodiversidade na Caatinga.

3.2 Material e Métodos

3.2.1 Descrição do meio físico

O estudo foi realizado nas áreas pertencentes aos municípios de Belém de São Francisco e Itacuruba, no estado de Pernambuco, ambos inseridos no perímetro do Núcleo de desertificação de Cabrobó (PEREIRA JUNIOR, 2007). A vegetação predominante é a caatinga hiperxerófila, onde se destacam as espécies de: catingueira (*Caesalpinia pyramidalis* Tul.), favela (*Cnidoscolus bahianus* (Ule), Pereiro (*Aspidosperma pyriforme* Mart), jurema-preta (*Mimosa tenuiflora* (Willd.) Poir.), macambira (*Encholirium* sp.), xique-xique (*Pilosocereus gounellei*) e coroa-de-frade (*Melocactus bahiensis* Luetzelb.) O clima predominante na região é do tipo Tropical Semiárido, BSh segundo Köppen, com chuvas de verão e precipitação média anual de 430mm (PEREZ-MARIN et al., 2012).

Área de estudo foi escolhida a partir de estudos geológicos, inserida na unidade geoambiental da Depressão Sertaneja. Apresenta relevo suave-ondulado. Geologicamente, se insere na Província Borborema, constituído pelos litotipos dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco: Granitoides Indiscriminados, Suíte Calcialcalina Conceição (CPRM, 2005).

3.2.2 Amostragem

Dois pontos para abertura das trincheiras descrição dos perfis de solo e coleta de amostras em áreas com ocorrência de Planossolos foram escolhidos

na paisagem, tendo a presença ou ausência da vegetação como indicador do nível de degradação da área. Nesse contexto, o Perfil 1 foi escolhido em uma área de vegetação densa de caatinga hiperxerófila (área vegetada), enquanto o perfil 2 foi escolhido em uma área desprovida de vegetação pelo agravamento da degradação (área sem vegetação). Ambos os perfis estão inseridos dentro do perímetro do Núcleo de Desertificação Cabrobó, com altitudes semelhantes, condições ambientais iguais e sobre a mesma litologia como material de origem.

Os perfis foram abertos e em seguida foram realizadas a caracterização morfológica dos solos e a coleta de amostras de acordo com o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo de SANTOS et al. (2013). Foram coletadas amostras deformadas e indeformadas de todos os horizontes e camadas para realização de análises físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas. Ainda foram coletadas amostras de fragmentos de rochas na base dos perfis, os quais foram submetidos à análise petrográfica e análise química total.

Os solos foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013). As descrições de campo, análises químicas e físicas para fins de classificação estão organizadas (Apêndice A a G) em tabelas dispostas e resumo da caderneta de campo.

A localização da área de estudos, pontos de amostragem e foto das trincheiras com os perfis de solo com os horizontes pedogenéticos podem ser vistos na Figura 3.1.

O Perfil 1, descrito como PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico, localiza-se lado esquerdo no sentido Leste-Oeste da estrada que liga os municípios de Floresta ao de Belém do São Francisco (BR 316), município de Itacuruba (PE), 08 ° 45'02,9" S e 38°48'12,1" W. Representando o nível de menor de degradação, foi escolhido o ponto de coleta em área com vegetação de caatinga conservada e adensada, caracterizadas por vegetação de caatinga arbustiva ou arbórea arbustiva densa. A partir desta etapa este perfil será identificado no texto por SXe1 – área vegetada. A sigla Sxe1 refere-se à classificação até o terceiro nível categórico, conforme o Sistema de Classificação Brasileiro de Solos (SiBCS), Embrapa, (2013).

O Perfil 2, descrito como, PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico lítico, localiza-se lado esquerdo da estrada no sentido Leste-Oeste que liga os municípios de Floresta ao de Belém do São Francisco (BR 316), município de Itacuruba (PE) perto do observatório IMPE, GPS 08°48'56,5 S e 38°41'03,3" W. Representando um nível severidade avançado de degradação, foi escolhido o ponto de coleta de amostra em uma área degradada (área sem vegetação). A partir desta etapa este perfil será identificado no texto por SXe2 – área sem vegetação.

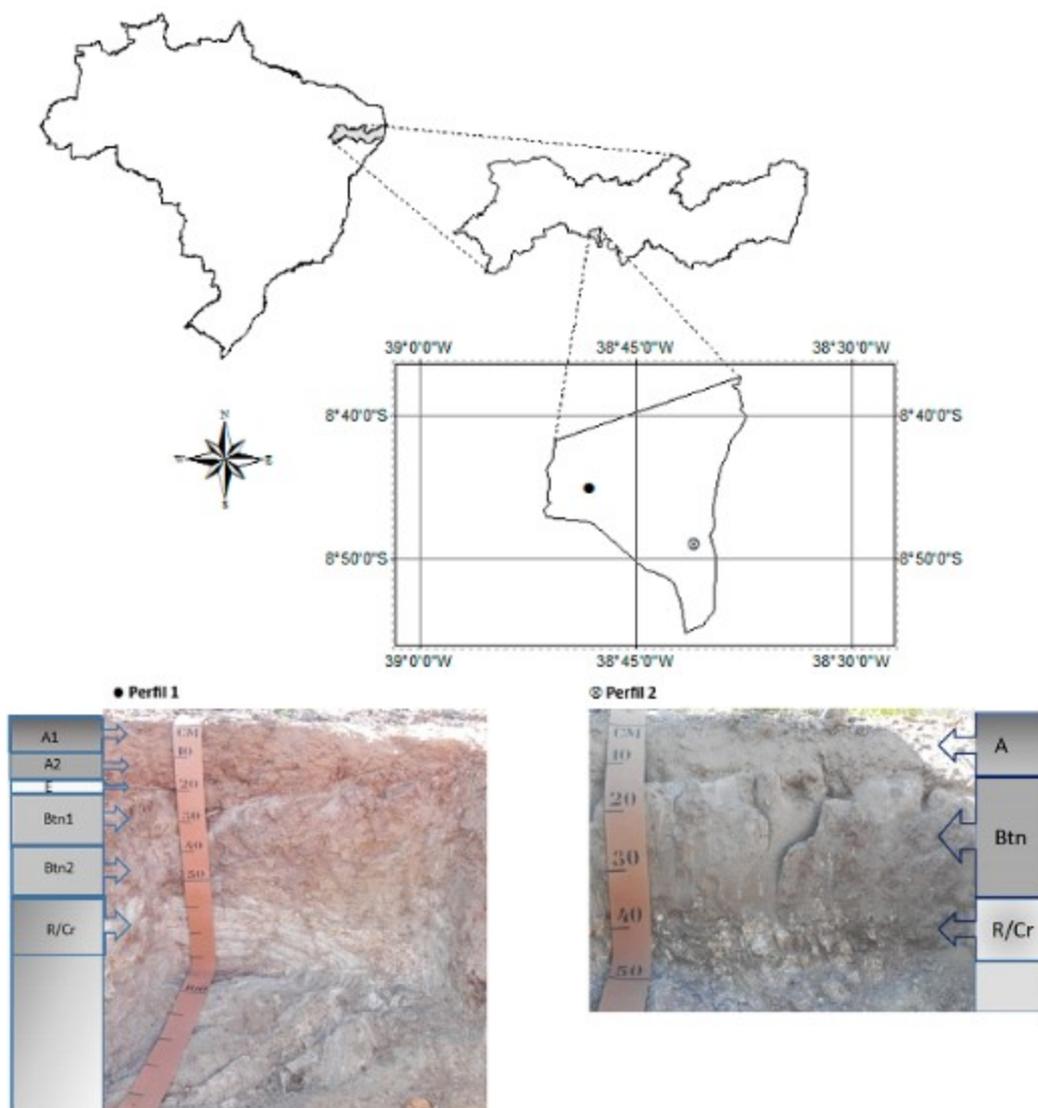


FIGURA 3. 1 - Localização da área de estudo e imagens dos Perfis com os horizontes pedogenéticos. Perfil 1 – SXe1 = Área vegetada. Perfil 2- SXe2 = Área sem vegetação.

As amostras deformadas foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneiras com malha de 2 mm para a obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA), conforme descrito pelo Manual de Métodos de Análise de Solo (EMBRAPA, 1997; EMBRAPA, 2017), para fins de análises laboratoriais. Para o tratamento das frações cascalho (2-20 mm) e calhau (20-200 mm), foram colocadas sob imersão em NaOH a $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ por 24 horas, em seguidas lavadas e secas em estufa, com o objetivo foi de eliminar as frações menores que 2 mm aderidas para determinar o percentual de sua massa em relação à massa total do solo.

Antes da realização das análises físicas e químicas foi analisada a solução extraída da pasta saturada, para análise da condutividade elétrica (ADRIANO; DONER, 1982). Como os valores de condutividade elétrica foram

inferiores a 4 dSm^{-1} , dispensando lavagens das mesmas em álcool 60% para eliminar os sais que poderiam mascarar os demais procedimentos analíticos (EMBRAPA, 2009). Este procedimento se deve ao fato de trabalhar com solos da região semiárida, os quais podem apresentar elevada concentração de sais solúveis, os quais devem ser eliminados antes dos procedimentos metodológicos previstos.

3.2.3 Análises físicas

As análises físicas realizadas foram à determinação da composição granulométrica da TFSA pelo método do hidrômetro (EMBRAPA, 1997; EMBRAPA, 2017); argila dispersa em água (ADA); densidade do solo pelo método do anel volumétrico e torrão parafinado (GROSSMAN; REINSCH, 2002); densidade de partículas pelo Método do Balão Volumétrico (FLINT; FLINT, 2002). A partir dos resultados obtidos foram efetuados cálculos de grau de floculação, relação silte/argila e a porosidade total, conforme Embrapa (1997).

3.2.4 Análises químicas

As análises químicas realizadas foram: pH em água e KCl 1 mol L^{-1} (relação 1:2,5); Acidez potencial pelo método de Acetato de cálcio 1 mol L^{-1} e determinação por titulação; Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} trocáveis extraídos por KCl 1 mol L^{-1} e determinados por absorção atômica; Na^{2+} e K^{+} trocáveis extraídos por Mehlich1 ($\text{HCl } 0,05 \text{ mol L}^{-1}$ e $\text{H}_2\text{SO}_4 \text{ } 0,025 \text{ mol L}^{-1}$) e determinados por fotômetro de chama. O fósforo disponível foi extraído com solução de Mehlich1 e determinado por colorimetria.

A partir dos resultados obtidos foram calculados soma de bases (SB), capacidade de troca de cátions (CTC), saturação por bases (V%), percentagem de magnésio trocável (Mg%) percentagem de saturação por alumínio (m%) e percentagem de sódio trocável (PST), conforme a metodologia da Embrapa (2009).

A determinação da quantidade de carbono orgânico total foi realizada pelo método de Yeomans e Bremner (1988).

3.2.5 Extração seletiva de Fe e análise química total

O ferro livre foi determinado na TFSA após extração por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (MEHRA; JACKSON, 1960) e as formas de baixa cristalinidade por extração com oxalato ácido de amônio (MCKEAGUE; DAY, 1966). Os teores Fe nos extratos foram determinados por espectroscopia de absorção atômica e os resultados expressos na forma de óxidos. A partir dos resultados dos teores de Fe, foi calculado o índice que infere o grau cristalinidade dos óxidos de ferro presentes nas amostras por meio da relação Feo/Fed.

Para a análise dos elementos maiores por fluorescência de raios-X (FRX) as amostras dos solos (TFSA) foram maceradas em almofariz de ágata e passadas em peneira em 200 mesh. Uma porção da amostra foi secada em estufa a 110 °C. Outra porção de amostra seca foi levada a uma mufla a 1000 °C por 2 horas para determinação da perda ao fogo. Outra porção de amostra seca foi prensada em cápsulas de alumínio com 30 toneladas de força. As pastilhas prensadas foram analisadas em espectrômetro de fluorescência de raios-X usando um espectrômetro Rigaku modelo ZSX Primus II, equipado com tubo de Rh e 8 cristais analisadores. Os resultados da varredura semiquantitativa foram recalculados para 100% após a incorporação do valor da perda ao fogo. Os resultados foram expressos em peso % na base massa, ou, dag/kg.

A partir dos dados de FRX foi calculado o índice de intemperismo CIA, visto que o gnaisse é uma rocha composta predominantemente por feldspato e plagioclásio (NESBITT; YOUNG, 1982) e bora possui bandas com minerais máficos em pequenas proporções. Onde $CIA = (Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) \times 100$, que é diretamente proporcional ao grau de intemperismo. Os valores de CIA iguais e próximos de 50 indicam que não houve alteração intempérica significativa, enquanto que valores próximos a 100 indicam intensa alteração com completa remoção dos elementos alcalinos e alcalinos terrosos.

3.2.6 Análises mineralógicas

As frações argila e silte foram separadas através da decantação, posteriormente recebendo pré-tratamentos para a eliminação de agentes cimentantes: matéria orgânica, carbonatos, óxidos de ferro, utilizando peróxido de hidrogênio 30 mL L⁻¹, acetato de sódio e ditionito-citrato-bicarbonato (DCB), respectivamente (JACKSON, 1975).

A fração argila foi fracionada por centrifugação e obtendo as frações argila total <0,2 μm e argila fina <0,02 μm. O procedimento baseia-se na equação do tempo de sedimentação das partículas da lei de Stokes. Para aplicar a equação os parâmetros R1 e R2 (Equação I.1) as distâncias entre o rotor da centrífuga e o nível do sobrenadante foram mensurados com o auxílio de fita métrica de acordo com o esquema abaixo expresso na Figura I.2. As dotações matemáticas da equação R1 e R2 correspondem *s* e *r* respectivamente, através das quais obtemos o tempo de centrifugação.

$$T_m = \frac{63.0 \cdot 10^8 \eta \log_{10} \left[\frac{R}{S} \right]}{N^2 D^2 \Delta s}$$

EQUAÇÃO 3. 1. Adaptação da lei do tempo de sedimentação das partículas para fracionamento de argila pelo método da centrífuga.

Onde T_m= tempo de sedimentação em minuto; η = viscosidade em equilíbrio à temperatura existente; R = raio em cm do eixo de rotação para o topo do sedimento no tubo de centrífuga ou garrafa, S= raio em cm do eixo de rotação para a superfície da suspensão no tubo de centrifugação. N = rotações por minuto (rpm), D é o diâmetro de partícula em micron, ΔS é a diferença de gravidade específica entre a partícula solvatadas (2,65 g / cm³) e o líquido de suspensão (nominalmente 0,999 g / cm³).

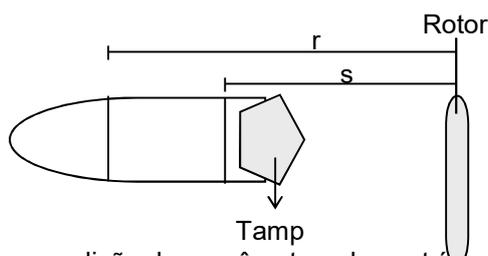


FIGURA 3. 2. Esquema para medição dos parâmetros da centrífuga para aplicação na equação

Foi adicionado 0,5 gramas de argila desferrificada ao tubo de centrífuga de 50 ml. Em seguida, acrescentou-se solução de NaOH 0,01 mol L⁻¹ até a marca de 30. Os tubos foram levados à vareta de ultrassom por 10 segundos em uma amplitude de 50 MHz. Em seguida, centrifugou-se por 23 minutos a uma temperatura controlada de 25 °C sob 300 rpm ml (parâmetros calculados). O sobrenadante foi transferido para um Becker de aproximadamente 500 mL. Para transferir o sobrenadante, foi utilizada uma mangueira de borracha de soro fina. Estas últimas operações foram repetidas até o sobrenadante ficar translúcido. Procedeu-se o abaixamento do pH para 5, e esperou-se a total floculação, eliminando o sobrenadante translúcido, obtendo então a argila fina. Lavou-se três vezes com álcool.

O material recolhido é a fração argila fina <0,02µm (JACKSON, 1975). As análises mineralógicas foram realizadas nas frações areia totais, silte e argila, de amostras de três horizontes de cada perfil, utilizando as amostras dos horizontes usados para as análises de extração seletiva de Fe e Al.

A separação da fração argila da fração silte foi realizada por sifonação, coletando-se 5 cm de altura da proveta a cada 4h após agitação. Após cada coleta, o volume de cada proveta era completado com o dispersante NaOH 0,01 mol L⁻¹. Este procedimento foi repetido várias vezes até a total retirada da fração argila e limpeza da fração silte.

As frações foram secas em estufa 60°C com circulação de ar, maceradas em almofariz de ágata e passadas em peneira de 100 mesh. As análises mineralógicas das frações areia, silte e argila foram realizadas em um difratômetro de Raios-X, modelo Shimadzu XRD 6000, operando a uma tensão de 40 kV, com corrente de 30 mA e radiação de α -Cu, com monocromador de cristal de grafite acoplado.

A fração areia, silte e a argila natural foram analisadas na forma de pó não orientado, com a amplitude de varredura de 5 a 70° 2 θ e velocidade de registro de 1° 2 θ min⁻¹. As argilas (total e fina) foram analisadas na forma de agregados orientados, sendo que primeiro foram submetidas aos pré-tratamentos de eliminação de óxidos de ferro, de acordo com os métodos preconizados por (JACKSON, 1975). Para identificar os filossilicatos nas amostras, parte de cada amostra de argila submetida aos pré-tratamentos

foram saturadas com cloreto de potássio (KCl) e outra com cloreto de magnésio ($MgCl_2$) e analisadas sob temperatura ambiente.

As amostras tratadas com K passaram por mais tratamentos térmicos, sendo aquecidas a 110°, 300° e 550°C, identificadas como K25; K110; K300 e K550, respectivamente. As saturadas por $MgCl_2$ foram posteriormente solvatadas com glicerol (Mg-Gli). Com o objetivo de verificar o efeito Hofmann e Klemen, as amostras em que foram identificadas esmectitas, foram submetidas ao teste de Li (GREENE KELLY, 1953), que consiste em saturar a amostra com LiCl à 1mol.L^{-1} , seguido de aquecimento a 270 °C durante 9 horas, de acordo com (LIM; JACKSON, 1986).

A orientação das argilas sobre a lâmina de vidro foi realizada sob a forma de esfregação, friccionando as argilas tratadas com uma lâmina de vidro sobre a outra de análise, de modo que as partículas dos minerais ficassem paralelas umas às outras, obtendo-se assim a amostra de agregados orientados de argila. A amplitude de varredura no DRX foi de 3 a 40° 2 θ e velocidade de registro de 1° 2 θ min⁻¹. A interpretação dos difratogramas e os critérios usados na identificação dos minerais das frações areia, silte e argila foram: espaçamento interplanar (d), forma, largura e intensidade dos picos e comportamento frente aos tratamentos (BRINDLEY; BROWN, 1980; MOORE; REYNOLDS, 1989).

3.2.7 Análise por Infra-Vermelho por Transformada de Fourier (IV-TF)

Para as análises por Infravermelho por transformada de Fourier (IV-TF), foram separadas alíquotas das amostras de argila fina e argila total desferrificada dos horizontes B plânicos dos dois perfis. As análises de infravermelho foram realizadas com um espectrômetro FT-IRP PerkinElmer Spectrum Two, usando discos pressionados KBr (1 mg de amostra e 200 mg de brometo de potássio) para estudar as ligações com hidroxilas nas superfícies dos minerais nas regiões entre 4,000-400 cm^{-1} . Para obtenção dos padrões da região referente às ligações com OH em 4,000-3,000 cm^{-1} , foi ministrado na confecção dos discos das amostras usando preparações de pasta fluorolube, para observar os padrões das bandas de estiramento de OH no espectro RAMAN (RUSSEL, 1987).

3.2.8 Análises Petrográficas e Micromorfológicas

Para caracterização micromorfológica foram coletados na localização de cada perfil material de origem para análises petrográficas e amostras indeformadas de solos. Foram preparadas seções delgadas em seções delgadas de amostras segundo Murphy (1986). Cuidados foram tomados para garantir que as estruturas naturais não sofressem deformação no processo de impregnação. As amostras foram secas em estufa a 50° C com circulação de ar 72 horas. Foram revestidas com papel alumínio e amarradas com cordão, com furos circulares na base.

As amostras foram submetidas a um processo lento de troca da água remanescente por acetona de forma que a acetona impregnou as amostras por capilaridade antes que fossem totalmente submersas. Em um sistema de drenagem e compensação do nível do volume de acetona por vasos comunicantes e auxílio de uma bureta, a acetona foi trocada e testada com gotas de hidrocarboneto (querosene) até completa ausência de água na acetona adaptação necessária para suprir a estrutura disponível conforme Fitz Patrick (1993).

Para que o material friável pudesse ser suficientemente duro para ser cortado foi necessária à impregnação com resina em uma mistura de (resina polimerizante 50 % + monômero de estireno 50% + catalizador) sendo padronizado em 1200 mL de resina e 1200 de monômero de estireno e vinte gotas de catalizador. O mesmo cuidado empregado para garantir a conservação das estruturas, o processo de impregnação com resina também foi feito por capilaridade com o uso de pressão negativa em uma câmara de vácuo. Devido ao tamanho da câmara as seções de impregnação foram ministradas de três e três amostras, cada amostra foi acondicionada em recipientes plásticos com capacidade de litro.

Foi feito um vácuo equivalente à pressão de 20 cm/Hg, deixando se a câmara permanecer nesta por 5 minutos, para eliminação do ar da amostra. Fez-se novo vácuo equivalente à pressão de 20 cm/Hg, deixando-se o agora a câmara permanecer nesta por 30 minutos, com a amostra imersa com resina até a metade de sua altura, para que a resina penetrasse na amostra preenchendo toda porosidade. Dessa forma foi repetido o processo por várias

vezes consecutivas até que se percebesse que o volume de resina não mais baixava. Em seguida, o volume de resina foi completado até 2/3 da amostra permanecendo em um vácuo de 40cm/Hg por 20 minutos e por fim 60 cm/Hg 16 horas. Ao final, a amostra foi totalmente submersa na resina e deixada em repouso por 30 dias ou até a total polimerização da resina (BREWER, 1976).

Secções da amostra impregnada, com cerca de 20 cm de espessura, foram obtidas na serra com disco de diamante. Os preparos das amostras e análises por microscopia óptica foram realizados no Centro de Laboratórios de Garanhuns (CENLAG) da Universidade Federal Rural de Pernambuco na Unidade Acadêmica de Garanhuns (UAG) UFRPE. As amostras foram enviadas para o departamento de geologia da Universidade Federal de Pernambuco para serem coladas em lâminas de vidro e desbastadas até uma espessura de 30 mm

Para que estas pudessem ser observadas em microscópio ótico foi necessário desbastes em uma espessura de 30 µm com polimentos a mão em movimento circulares com ajuda de pó abrasiva de Al (corundum) em quatro (04) níveis de abrasão (25, 9, 5 e 3 micrômetros). Este procedimento foi realizado na (UAG-UFRPE) até a obtenção do padrão de extinção (cor de interferência) desejado para o quartzo.

As descrições micromorfológicas foram realizadas sob luz polarizada incidente (ppl) e polarizada cruzada (ppx) em um microscópio petrográfico. As interpretações das lâminas seguiram as recomendações propostas por (BULLOCK et al.,1985; MURPHY, 1986) de Brewer (1976) e Fitz Patrick (1993). As proporções da série dos plagioclásios albita à anordita foram determinadas através do ângulo de extinção com o giro da platina no sentido horário e anti-horário e o valor encontrado submetido ao diagrama de Michael-Levy (laboratório de cristalquímica da UAG-UFRPE).

3.3 Resultados e Discussão

PEDOGÊNESE

3.3.1. Principais atributos da caracterização morfológica, física e química

Os principais atributos da descrição morfológica de campo estão organizados na Tabela 3. 1. A profundidade do SXe1 - área vegetada atingiu 85+ cm com a parte mais profunda descrita como camada R/Cr, distinguível dos horizontes adjacentes por um conjunto distinto de propriedades produzidas neles pelos processos de formação do solo, enquanto que o termo camada é usado se a diferenciação existe pela alteração da rocha por agentes químicos e físicos, mas as propriedades são herdadas da rocha mãe (PHILLIPS; LORZ, 2008; EMBRAPA, 2013).

O posicionamento das bandas leucocráticas da rocha alterada apresenta-se com aproximadamente 45° de inclinação em relação à superfície do solo, como pode ser visto na Figura 3.1. As fissuras entre os bandamentos parecem promover maior fluxo de água estendendo a frente de intemperismo.

Enquanto que no SXe2 – área sem vegetação o bandamento leucocrático (rico em minerais félsicos) está disposto em paralelo à superfície, desta forma se comportando como um escudo à frente de intemperismo. Neste perfil, a camada R/Cr inicia-se a 30 cm, com predomínio de R. Em testes de campo, este material mostrou-se resistente ao corte da pá reta, e exibindo de certa forma a morfologia da rocha de origem. Condição parecida foi descrita em solos derivados de gnaiss (SANTOS et al., 2018). Nos quais, os autores atribuíram ao bandamento leucocrático a capacidade de resistência aos agentes químicos do intemperismo, se comportando como uma barreira ao aprofundamento do perfil de solo, quando estes se encontram dispostos em paralelo ao solo.

Embora perdas de solo por erosão superficial possam influenciar na espessura dos perfis de solo com diminuição na profundidade, sobretudo em áreas degradadas, o horizonte A do SXe2 – área sem vegetação, não apresentou indícios de perdas por erosão. É importante observar que este horizonte possui 12 cm de espessura com transição ondulada, inclusive apresentando mudança textural abrupta, para o Btn com apenas 18 cm de espessura. Comparando o mesmo com o horizonte A1 do perfil SX1 – área vegetada, que possui 10 cm de espessura, não é possível afirmar que a pouca profundidade do SXe2 – área sem vegetação seja produto da remoção de solos por processos erosivos. Por outro lado a evolução pedogenética incipiente desse perfil pode ser mais bem caracterizada pelo pouco

espessamento do horizonte B plânico. Estas observações permitem inferir que a posição do bandamento leucocrático deste perfil teve forte influência no pouco aprofundamento do mesmo.

Embora, a composição mineralógica do material de origem seja rica em minerais leucocráticos, pobre em minerais ferromagnesianos, possa contribuir para as cores acinzentadas nos horizontes plânicos dos Planossolos em regiões áridas e semiáridas. Os horizontes superficiais com melhor aeração apresentaram cores bruno avermelhadas como consequência do processo de oxidação do Fe que mesmo em quantidades pequenas é capaz de colorir o solo com tons avermelhados (CORNELL; SCHWERTMANN, 2003). Por outro lado os principais padrões de cores relacionados aos processos pedogenéticos decorrentes de períodos de hidromorfismo temporário podem ser vistos nas cores acinzentadas encontradas e claras dos horizontes subsuperficiais B plânicos e E. (Tabela 3.1).

A coloração 10YR 5/2 bruno-acinzentado, encontrada na maior parte dos horizontes B plânicos nos dois perfis refletem, em seus tons claros, a cor dos minerais silicatados, que se sobressaem na ausência do Fe oxidado. Estas observações podem ser interpretadas como um indicativo das consequências das condições ambientais reinantes, com chuvas concentradas em curtos períodos do ano e drenagem lenta, que produzem zonas de anóxicas pelo hidromorfismo temporário. O elemento Fe, nessas condições, pode ser utilizado como captor final de elétrons por microrganismos de solos. O ferro é então reduzido passa de Fe^{2+} para Fe^{3+} . O Fe^{3+} é móvel e tende a sair do sistema.

Estas condições podem ser prolongadas em razão dos conteúdos de argila e presença de minerais expansíveis deste horizonte, promovendo maiores períodos com umidade em sítios anaeróbicos por tempo suficiente para que ocorram reações de oxirredução e saída de parte do ferro do sistema, sobrepondo a cores acinzentadas proveniente dos silicatos.

Na porção superior do Bt1 há presença de mosqueados 5YR 4/6 em uma matriz com 10YR 5/2 a curta distância de uma transição abrupta em relação aos horizontes subjacentes. Estas características são indícios de transporte e segregação de material e acumulação de argila e ferro oxidado

(horizonte Iluvial), como pode ser confirmado pelo conteúdo de argila na Tabela 3. 2, com os principais atributos físicos.

O horizonte E foi descrito, referindo-se a eluviação de argilas, porém com apenas 2 cm de espessura e transição abrupta ondulada, o que não permitiu a coleta de amostra suficiente para realização de algumas análises como densidade do solo e densidade da partícula e granulometria. Este horizonte possui estrutura em grão simples, não plástico e não pegajoso quando úmido, destoando dos demais horizontes do SXe1 – área vegetada. Localizado acima topo do Bt1, interface entre texturas argilosas do Bt1 e arenosa do A é provavelmente o sítio onde ocorre com maior intensidade as reações de oxirredução, como pode ser observado pela cor 10 YR 7/2.

A textura franco-arenosa dos horizontes A dos dois perfis e o conteúdo elevado de silte reforça a grande susceptibilidade destes solos aos processos de degradação como: perda das camadas superficiais por erosão e selamento, devido ao preenchimento da porosidade por esta fração. Os estresses mecânicos, como ciclos de molhamento e secamento e movimento de água impõem tensão de cisalhamento, os quais atuam sobre a mobilização de partículas de solo iniciando o processo de lessivagem (TANG; ZHOU, 2017)

A estrutura fraca e pequena em blocos subangulares/angular encontrada no horizonte A é outro indício da baixa agregação e menor conteúdo de argila em comparação aos horizontes subjacentes (B plânicos) com estrutura prismática localizada a curta distância, após um delgado horizonte E, ou imediatamente sobrejacente ao A (Sxe1 – área vegetada e SXe2 – área sem vegetação, respectivamente). Trabalhos de Parahyba e colaboradores (2009), apontam para os processos pedogenéticos como lessivagem e formação de argila *in situ* para a mudança nas características morfológicas entre os horizontes em Planossolos no agreste de Pernambuco (SILVA et al., 2002).

Os principais atributos físicos e químicos podem ser observados na Tabela 3. 2. A infiltração mecânica de partículas na porosidade, referidas como estressantes (WAN; TOKUNAGA, 1997) foi confirmada nesse estudo pelos elevados valores da densidade do solo que variou de $1,54 \text{ g cm}^{-3}$ no horizonte A do SXe1- área vegetada para $2,2 \text{ g cm}^{-3}$ no horizonte plânico do mesmo perfil. No SXe2 – área sem vegetação, a densidade do solo teve valores m torno de 2,2 nos horizontes A e B plânico deste perfil. A degradação deste

perfil, em área sem cobertura vegetal elevou compactação do solo, promovendo queda na porosidade com aumento da densidade do solo nos horizontes de acumulação (Btn) deste perfil. Ferreira e colaboradores (2016) encontraram valores de DS aproximados (2,02 e 1,94 g cm⁻³) em Planossolos de Pernambuco em Arcoverde e Jataúba, respectivamente. Atribuíram que estes valores da densidade à: (a) às atividades antrópicas que podem ter adensado os horizontes superficiais, e (b) a presença de estruturas prismáticas quando os valores foram elevados nos horizontes B pânicos. Tabela 3. 2.

As relações silte/argila calculadas apresentaram padrões com maiores valores nos horizontes superficiais (2,2 no horizonte A) diminuindo com a profundidade chegando a (0,5 no horizonte Bt1) no Perfil SXe1 – área sem vegetação. No SXe2 – área sem vegetação, os valores desta relação variaram de 1,3 a 0,2 nos horizontes A e Btn respectivamente. Uma adição de silte pode ser proveniente da alteração de fragmentos de rochas encontrados dentro da massa do solo na forma de frações maiores que 2 mm (cascalhos) constituído de policristais com granulometria fina tamanho silte.

Em ambientes tropicais úmidos, valores destas relações são interpretados como estágios de intemperismo mais incipiente em horizontes com valores maiores em comparação a horizontes com menores valores desta relação (ANJOS et al., 1998), como pode ser observado na Tabela 3. 2.

Sendo assim, os menores valores da relação silte /argila que foram encontrados nos horizontes B plânicos, de ambos os perfis, sugerem que este é a maior expressão de intemperismo e evolução pedogenética dentro da seção de controle, como pode ser confirmado nos resultados sobre índices de intemperismo (Seção - 3.3.3). Alguns processos pedogenéticos como argiluviação, lessivagem, perdas de material por escoamento lateral e superficial, ferrólise e até pluviolixiviados rico em sílica como fitólitos são apontados como intensificadores para o acúmulo de silte nos horizontes superficiais de Planossolos (SILVA et al., 2002; OLIVEIRA et al., 2008; FERREIRA et al., 2016).

Observado as relações areia fina /areia total, os resultados indicam que o adensamento subsuperficial não é resultado de processos deposicionais ou devido à descontinuidade litológica, uma vez que os parâmetros estudados não

apresentaram variações em profundidade que indicassem estas ocorrências (SILVA et al., 2002).

A saturação por base > 50% (Tabela 3. 3) corrobora outros trabalhos feitos na região que apontam a ocorrência de Planossolos Eutrófico, sendo que no SXe1 – área vegetada, a atividade de argila encontrada nos horizontes Bt1 foi de $18,63 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ e a média dos 2 horizontes (B plânicos) foram de $25,86 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, sendo enquadrada com argila de atividade baixa (Tb) ou seja, menor que $27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. O horizonte Bt2 possui atividade de argila alta ($32 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$), mas possui menor espessura. O SXe2 – área sem vegetação, também apresentou atividade de argila baixa (Tb = $16,70 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) (Apêndice E). A atividade de argila baixa (Tb) é atribuída à presença de minerais 1:1 do tipo caulinita produto da alteração de feldspatos, configurando mais um indício da efetividade do processo de argilação na formação dos horizontes B plânicos.

Vale ressaltar que no complexo de troca, o Ca e Mg são as principais bases encontradas (Tabela 3.3). Estes elementos são provenientes da dissolução de minerais facilmente decomponíveis, como micas presente no material de origem da região (FERREIRA et. al., 2016; PARAHYBA et. al., 2019; OLIVEIRA et.al., 2008). Os cátions polivalentes causam floculação, no entanto, as saturações por Mg e Na, cátions monovalentes e bivalentes, respectivamente, causam dispersão das argilas (LE BISSONNAIS, 1996; RIBEIRO et al., 2009). A natureza dos cátions trocáveis e a mineralogia com minerais expansíveis impulsionam a dispersão e posterior mobilização de partículas que podem sair do perfil por elutriação, contribuindo para a composição mais arenosa dos horizontes A de Planossolos dessa região.

Tabela 3. 1. Principais atributos morfológicos dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó PE

Horizonte	Profundidade	Cor úmida ⁽¹⁾	Textura ⁽²⁾	Estrutura ⁽³⁾	Consistência ⁽⁴⁾			Transição ⁽⁵⁾
					Seca	Úmida	Molhada	
SXe1 – área vegetada								
A1	0-10	5YR 3/3 br. esc. av.	Fr. Ar.	fr. peq. e méd., mod. peq. bloc.sub. ang. e ang.	lig. d.	Fri., mui. Fri.	lig. plás., lig. peg.	grad. plan.
A2	10-18	5YR 4/3 br. av.	Fr. Ar.	fr. mod.. mui., Peq. e méd. sub. ang.	lig. d.	mui. fri. a fri.	lig. plás., lig. peg.	abrup. ond.
E	18-20	10YR 7/2 cz. cla.	Ar.	gr. simp.			n. plás. N. peg.	abrup. ond.
Btn1	20-40	10YR 5/2 mosq. com. dif. dist. (5YR 4/6) br. acz.; am.ver.	Arg.-Ar.	fr. mod.. méd. gr. pris., bloc. sub. ang. fr. mod. gr. e mui. gr.	ex. d.	firm.	plás. peg.	abrup. ond.
Btn2	40-55	10YR 5/ br. acz.	Arg.- Ar.	fr. gr. mui. gr. em bloc. sub.ang. prism.	ex. d.	firm.	mui. plás., mui. peg.	cl. e plan.
R/Cr	55- 85+	Camada R/Cr com predomínio de R, rocha félsicas não cortável pela pá reta, com faixas inclinadas em relação a superfície, dura e com fendas (fraturas) com granulação fina (rocha magmática área xisto/gnaiss, com intrusões moníticas (muito quartzo/feldspato), presença de minerais opacos, não apresentou efervescência ao contato de H ₂ O ₂).						
SXe2 – área sem vegetação								
A1	0-12	7YR 4/3 br.	Fr. Ar.mui. cas.	fr. peq. e méd., mod. peq. em bloc. sub. ang e colun.	lig. d.	fri. a mui. fri.	lig. plás., lig. peg.	abrup. ond.
Btn	12-30	10YR 5/2 br.acz.	Arg. Ar.	mod. a fort. gran. mui. gran. col.,	ex. d.	fri. a mui. fri.	plás. peg.	abrup. plan.
R/Cr	30-45+	Camada R/Cr com predomínio de R, rocha félsicas não cortável pela pá reta, com faixas paralelas a superfície extremamente dura e com fendas (fraturas) com granulação grossa (rocha magmática área xisto/gnaiss, com intrusões moníticas (muito quartzo/feldspato), presença de minerais opacos, com efervescência ao contato de H ₂ O ₂ (óxido de manganês).						

(1) mosq. = mosqueado, com. = comum, dif. = difuso, dist.= distinto. (2) Fr. = franco, Ar. = arenosa Arg.-Ar = argiloarenosa, mui. = muito, cas.= cascalhenta. (3) fr. = fraco, peq. = pequena, méd. = média, mod.= moderada, gr. = grande, bloc. = bloco, sub.ang. = subangulares, ang= angular, prism.= prismática, col.= colunar. (4) lig. d. = ligeiramente duro, ex. d. = extremamente duro, fri. = friável, mui. fri. = muito friável, firm. = firme, lig. plás. = ligeiramente plástico, plás. = plástico, peg. = pegajoso, lig. peg. = ligeiramente pegajoso, peg. = pegajoso, n. plás. = não plástico, n. peg. = não pegajoso, (5) abrup. = abrupta, ond. = ondulada, cl. = clara, grad. = gradual, plan. = plana, br. esc. av. = bruno escuro avermelhado, br.av. = bruno avermelhado, cz. cla. = cinza claro, br. acz =bruno acinzentado, am. Av. =amarelo-vermelho, br. =bruno.

Tabela 3. 2. Principais atributos físicos dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó PE

Horizonte	Prof. Cm	Frações da amostra total			Composição granulométrica da TFSA					ADA	GF	Relação silte/argila	Relação AF/AT	Densidade		P %
		Calhaus	Cascalho	TFSA	AT	AG	AF	Silte	Argila					Solo	Partícula	
Símbolo		%			g kg ⁻¹											
SXe1 área vegetada																
A1	0 – 10	1	12	87	680	352	328	220	100	100	0	2,2	0,48	1,54	2,71	43
A2	10 – 18	2	20	78	695	341	354	145	150	150	0	0,9	0,51	1,58	2,53	37
E	18 – 20	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Bt1	20 – 40	0	1	99	384	231	153	213	403	376	5	0,5	0,40	2,2	2,40	8
Bt2	40 – 55	0	1	99	528	303	225	62	408	327	20	0,2	0,43	2,2	2,53	9
R/Cr	55-85+	0	88	12	848	643	205	36	110	113	0	0,3	0,24	1,7	2,63	35
SXe2 – área sem vegetação																
A	0 – 12	0	39	61	761	460	301	141	109	110	0	1,3	0,39	2,20	2,56	14
Btn	12– 30	0	11	89	546	300	246	84	362	360	11	0,2	0,45	2,19	2,50	12
R/Cr	30-55+	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Relação areia fina /areia total (AF/AT), areia total (AT), areia Grossa (AG), areia Fina (AF), nd=não determinado, Terra Fina Seca ao Ar (TFSA), Argila dispersa em água (ADA), Grau de floculação (GF), Porosidade (P).

Tabela 3. 3. Atributos químicos dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó PE

HORIZONTE		pH			BASES TROCÁVEIS						S	H+Al	T	T	PST	V	m	C.E.	C.O	P
Símbolo	Prof.	água	KCl	Δ pH	H ⁺	Ca	Mg	K	Na	Al										
(cm)											cmol _c kg ⁻¹						%	dS ₁ m ⁻¹	g kg ⁻¹	mg kg ⁻¹
SXe1 – área vegetada																				
A1	0 – 10	6,4	5,3	-1,09	1,59	1,36	5,13	0,03	0,01	0,01	6,53	1,6	8,13	6,54	0,12	80,33	0,15	0,57	13,41	0,39
A2	10 – 18	5,8	4,7	-1,14	1,19	1,91	2,20	0,01	0,02	0,01	4,14	1,2	5,34	4,15	0,37	77,53	0,24	0,34	13,80	0,24
E	18 – 20	6,1	4,5	-1,6	1,39	1,9	2,18	0,02	0,02	0,01	4,12	1,4	5,52	4,13	0,36	74,63	0,24	nd	nd	Nd
Bt1	20 – 40	6,5	4,6	-1,88	1,70	2,82	2,76	0,01	0,22	0,00	5,81	1,7	7,51	5,81	2,93	77,37	0,00	0,80	6,86	0,25
Bt2	40 – 55	6,5	4,4	-2,11	1,55	4,50	7,14	0,01	0,20	0,05	11,85	1,6	13,45	11,90	1,49	88,10	0,42	2,97	5,34	1,03
R/Cr	55-85+	6,9	4,7	-2,19	0,30	1,70	5,17	0,01	0,09	0,00	6,96	0,3	7,26	6,96	1,24	95,87	0,00	3,13	5,41	18,66
SXe2 – área sem vegetação																				
A	0 – 12	5,6	4,8	-0,8	1,76	1,19	1,60	0,02	0,16	0,04	2,97	1,8	4,77	3,01	3,34	62,27	0,84	0,60	9,78	0,78
Btn	12-30	6,9	5,3	-1,8	0,78	1,89	2,90	0,01	0,37	0,12	5,17	0,9	6,07	5,29	6,09	85,18	1,98	0,80	9,11	0,32
R/Cr	30- 55 ⁺	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Prof. = profundidade; Δ pH = pH em KCl- pH em água; S = soma de bases; T = capacidade de troca de cátions potencial; t = capacidade de troca de cátions efetiva; PST = percentual de sódio trocável; V = saturação por bases; m = saturação por alumínio; C. E. = condutividade elétrica; C. O. = carbono orgânico; P = Fósforo disponível; nd = não determinado.

Os solos foram enquadrados como não sódicos uma vez que a PST < 7% (EMBRAPA, 1997). No entanto, a formação das estruturas colunares encontradas em SXe2 – área sem vegetação o Btn são consequências do efeito dispersivo do Na e Mg acompanhando os valores encontrados do percentual de saturação por sódio: A com PST = 3,38 % e Btn que apresentou PST = 6,13 %. A dissolução de feldspatos com elevada proporção de albita ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$) e plagioclásios associado à evapotranspiração maior que a precipitação em solos mal drenados são as principais causas da concentração de sódio. Tabela 3. 3.

Os elementos Ca e Mg, quase sempre relacionados à flocculação das argilas, podem apresentar um efeito contrário: quando a proporção de Mg supera a de Ca ou fica muito próxima, o aumentado efeito dispersivo do sódio ocorre. O raio hidratado do magnésio é maior que o do Ca (muito embora possuam a mesma valência) fato que torna a distância entre as partículas do solo maior e facilita a saída do Ca. Tabela 3. 3.

Observando os valores da relação % Mg e % Ca (3,76 e 1,36), pode-se observar que a porcentagem de Mg apresentou valores 3 vezes maior em relação à porcentagem de Ca no horizonte A do SXe1, e quase duas vezes maior em relação ao horizonte A do SXe2 – área sem vegetação. Percebe-se também, que os valores da relação % Mg e % Ca no complexo de troca acompanham a elevação da PST (como discutido acima), mostrando a forte afinidade desses solos por sódio quando a concentração de Mg supera a de Ca, facilitando a retenção de magnésio em detrimento ao Ca. O efeito dispersivo dessa combinação $\text{Na} + \text{Mg} > \text{Na} + \text{Ca}$ pode ser observado nos valores do grau de flocculação (Gf) na Tabela 3. 2. Apresentando valores muito baixos ou nulos em quase todo o perfil (RIBEIRO et al., 2009)

A pesar de os valores de $\text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+$ trocáveis $> \text{Ca}^{2+} + \text{H}^+$ no SXe2 – área sem vegetação não permitiu o enquadramento deste perfil na Subordem Nátrico uma vez que não atendeu o critério do caráter sódico de acordo com o SiBCS. Estes resultados ressaltam a importância do sistema taxonômico brasileiro que traz na sua taxonomia relações diretas as propriedades dos solos (EMBRAPA, 2013).

Embora a mineralogia primária seja rica em Al^{3+} a saturação por alumínio foi baixa no SXe1 – área vegetada, variando 0,4 % até concentrações

abaixo do nível de detecção (Tabela 3. 3). Baixas concentrações de Alumínio trocável são explicadas pelos valores de pH em água no qual o solo se encontra, nessa faixa a maioria do Al^{3+} encontram-se indisponíveis as plantas (Tabela 3. 3). Estando presentes em precipitados na forma de óxidos ou na estrutura dos minerais primários e secundários. No SXe2–área sem vegetação, os valores da saturação de íon variaram de: $m = 1,98 \%$ no Btn à $m = 0,8 \%$ no Horizonte A. Os valores um pouco mais elevados no SXe2 – área sem vegetação em comparação ao SXe1 – área vegetada, é coerente com a mineralogia secundária rica em caulinita que podem liberar Al^{3+} por hidrólise (ver atributos mineralógicos – seção 3.3.4).

3.3.2 Atributos micromorfológicos.

Para descrever a evolução pedogenética, desde a alteração da rocha até a formação dos solos com seus horizontes diferenciados, os resultados serão discutidos da rocha ao solo, muito embora as principais feições da descrição micropedológica estejam elencadas de forma contrária da superfície até a rocha detalhada na Tabela 3. 4.

Tabela 3. 4. Síntese das principais características micromorfológicas dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó PE.

Horiz. Perfil	PC (%)	DR	b-Fabrica	Microestrutura	Poros	Pedofeições
SXe1 – área vegetada						
A	MG=65; MF=20; P= 15	Porfírica	Salpicada mosaico, granoestriada	Bloco angulares	Poros integrados tipo canais; Cavidades e poros integrados pequenos canais e cavidades	Excrementos bem preservados, raros, em cavidades biológicas elíptica cor ligeiramente mais avermelhada que a matriz adjacente; Preenchimento contínuo de grãos de areia e argila, em cavidade biológica
Bt1	MG=55; MF=33; P= 12	Porfírica	Salpicada mosaico, granoestriada, poroestriada e paralelo estriada	Bloco angulares e subangulares	Poros integrados tipo canais, câmara e cavidade; poros integrados pequenas fissuras e cavidade	Excrementos bem preservados em cavidades biológicas esféricas
R/Cr1	MG=;55 MF=; 25 P=10		Não descrita		Fissuras	Preenchimento com indício de transporte
R/Cr2	MG = 90 P= 10		Não descrito		Fraturas Inter, intra e transcrystalinas	Ausente
SXe2 – área sem vegetação						
A	MG=70; MF=10; P= 20	Porfírica-Guefúrica com Zonas	Ausente	Blocos subangulares; em grão simples	Poros integrados tipo canais e cavidade esférica; poros integrados	Ausente

		Mônica			pequenas cavidades e canais.	
Btn	MG=50; MF=35; P= 15	Porfírica	Salpicada granulada, salpicada mosaico, granoestriada, poroestriada e paralelo estriada	Blocos angulares e subangulares	Poros integrados tipo canais, Fissuras e cavidade esférica; poros integrados pequenas fissuras e cavidade	Preenchimento solto-contínuo de grãos de areia e argila, não orientados e não laminado, em poros tipo grande fissura
R/Cr	MG=65; MF=20; P= 15	Porfírica	Não descrita	Blocos angulares	Poros integrados tipo canais, Fissuras e vesícula; câmeras e cavidades	Hiporrevestimento de cor preta, alta impregnação opaco, isotrópico, descontínuo, em cavidades esféricas e canais de origem biológica
R/Cr2	MG = 90 P=10	Não descrito	Não descrito	Não descrito	Fraturas Inter, intra e transcristalinas	Ausente

Horiz. = Horizonte ; DR=Distribuição relativa;PC= Proporções de componentes MG=Material grosso; MF=Material fino; P=Poros.

As amostras coletadas nos fundos das trincheiras (não descrita na descrição morfológica de campo), contemplando a porção menos alterada do saprolitos. Na amostra do R/Cr2 do SXe1 – área vegetada, apresentou material grosso pobremente selecionado. O domínio é composto por minerais silicatados como: quartzo, feldspato-K, plagioclásios e biotitas, mineralogia comum de rochas félsicas, incluídos na série de Bowen. O quartzo policristalinos aparece fragmentado (futuro golfo), muitas vezes associados aos feldspatos-K ou plagioclásios, mostrou as primeiras fases de intempérie em grãos de tamanho variando de 2 a 4 mm

Nesta etapa da alteração da rocha, a maioria dos minerais primários começa a sofrer simultaneamente, mas a taxas muito diferentes, a ação dos agentes de intemperismo, de tal forma que surgem fraturas intercristalinas e transcristalinas acompanhando as descontinuidades cristalinas e químicas que são fatores determinantes na alteração, que são impostas pelas respostas físicas específicas para cada grupo mineral, como pode ser visto na Figura 3. 3. (a e b).

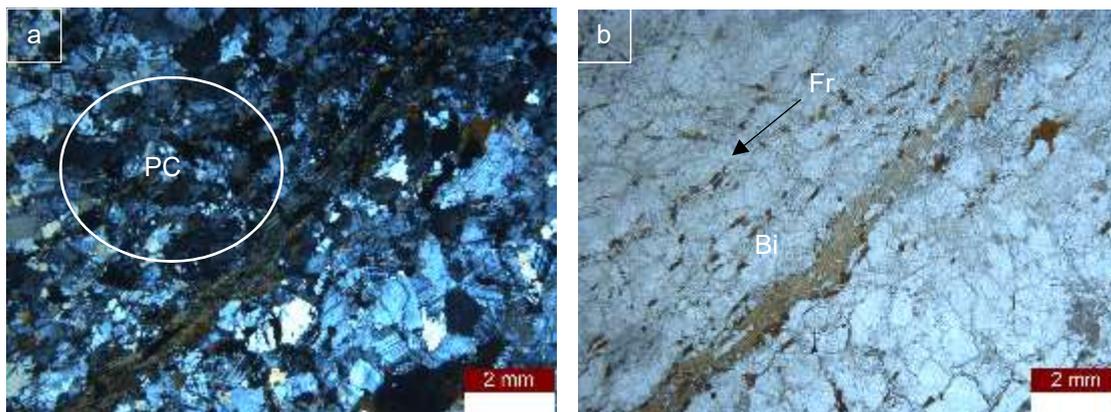


FIGURA 3.3. Componentes da amostra R/Cr2 do SXe1 – área vegetada a = xpl (luz polarizada cruzados) e b = ppl (luz polarizada plana) Bi = biotita, PC = policristais, Fr = Fratura. Resolução 10X

Os feldspatos-K com domínio de ortoclásio e microclina fragmentados se apresentam por vezes como uma matriz félsica com inclusões de plagioclásios na forma de lamelas. Essas misturas limitadas pelo resfriamento são conhecidas por exsoluções peritíticas (Figura 3.4 – a, b), como descrito por Sánchez-Muñoz e colaboradores (2012). Alguns autores associam a diferença entre a microporosidade, existente entre os feldspatos-K e plagioclásios, que aumentaria o fluxo, inicial tornado as fazes mais reativas e mais facilmente alteráveis (WINTER, 2010).

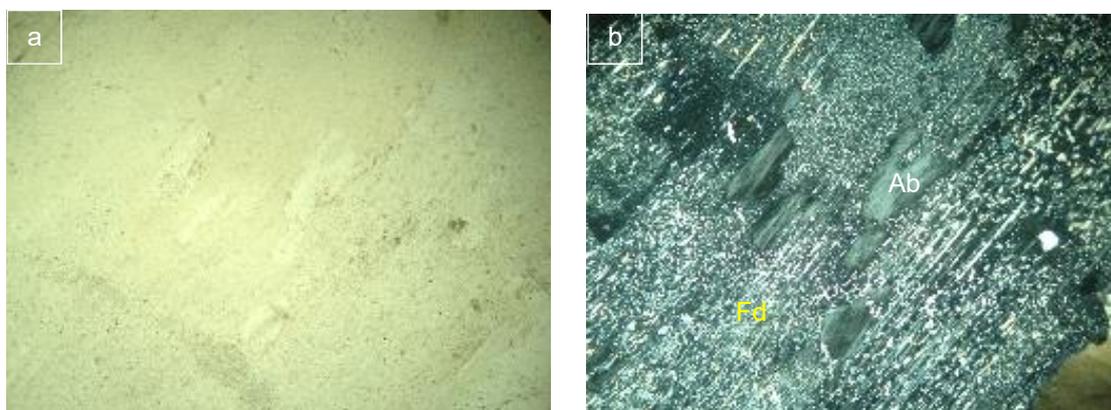


FIGURA 3.4. Componentes: feldspato pouco alterado com sericita e inclusões peritíticas a = ppl (Luz polarizada plana) e b = xpl (luz polarizada cruzada) Ab = albita, Fd = Feldspato-K. Resolução 10 x.

Biotitas em estágio inicial de alteração podem ser vista na Figura 9a, formando plasma oxidado. A alteração de biotitas acontece com um aumento considerável no volume, causando expansão perpendicular as camadas com posterior formação de caulinita. A expansão parece influenciar as fissuras interminerais, e feições apresentando o mesmo padrão foram descritas por Delvigne (1998). Na camada R/Cr1, a distribuição do material grosso segue a

mesma conformação da amostra anteriormente descrita, sendo pobremente selecionados com composição similar aos demais horizontes deste perfil. Entretanto, vale ressaltar que nesta porção do saprolito foi observado que os grãos dos principais constituintes mineralógicos apresentam diminuição em tamanho, medindo em média 2 mm como resposta a fragmentação causada pelas fissuras transminerais e separação de policristais. Imagem dessa conformação pode ser observada nas micrografias de quartzo policristalinos muito fragmentado muitas vezes com grãos rotacionado em encaixes perfeitos (Figura 3.5 a e b).

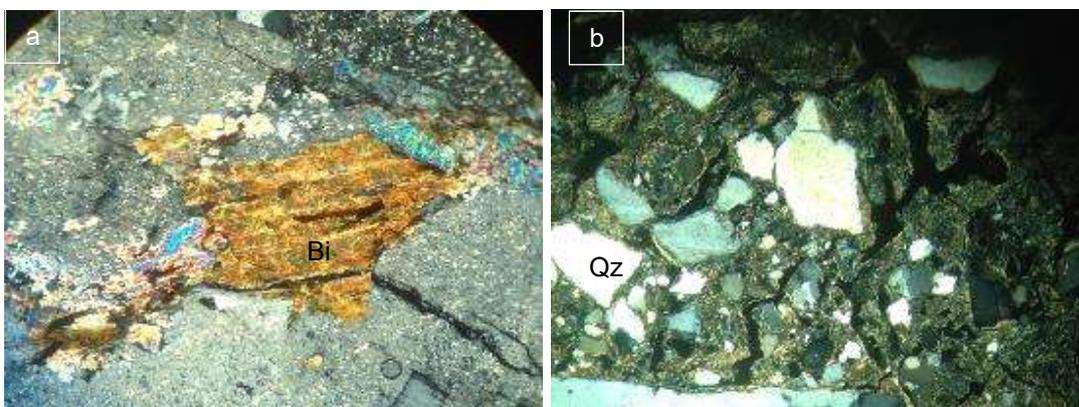


FIGURA3. 5. (a) Componentes: biotita (Bi) alterada formando plasma R/Cr2 xpl (Luz polarizada cruzada) – (b) Quartzo (Qz) fragmentado xpl (Luz polarizada cruzada)

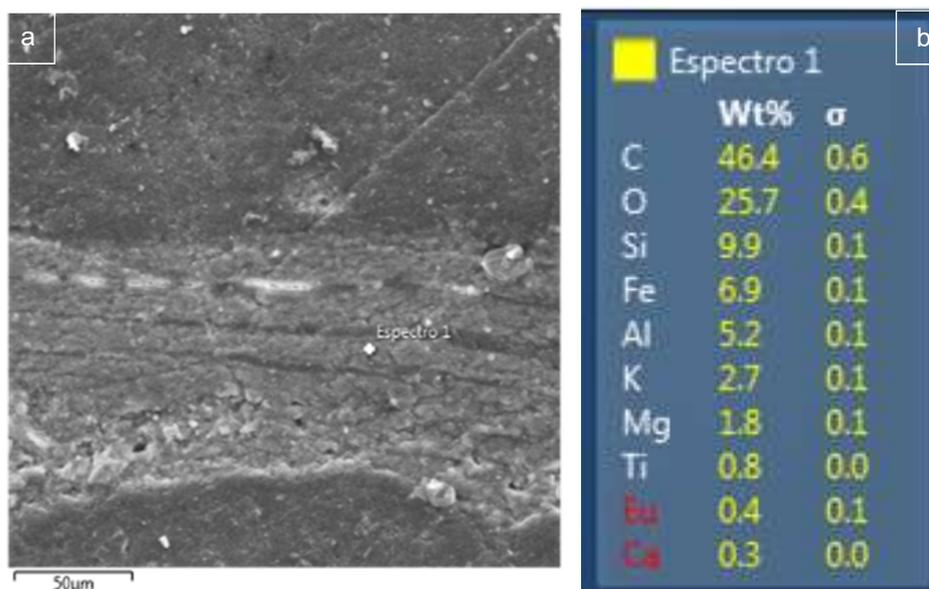


FIGURA 3. 6. SXe1 – área vegetada - MEV/EDS Alteração de biotita, (b) Espectro 1 = Plasma da alteração da biotita

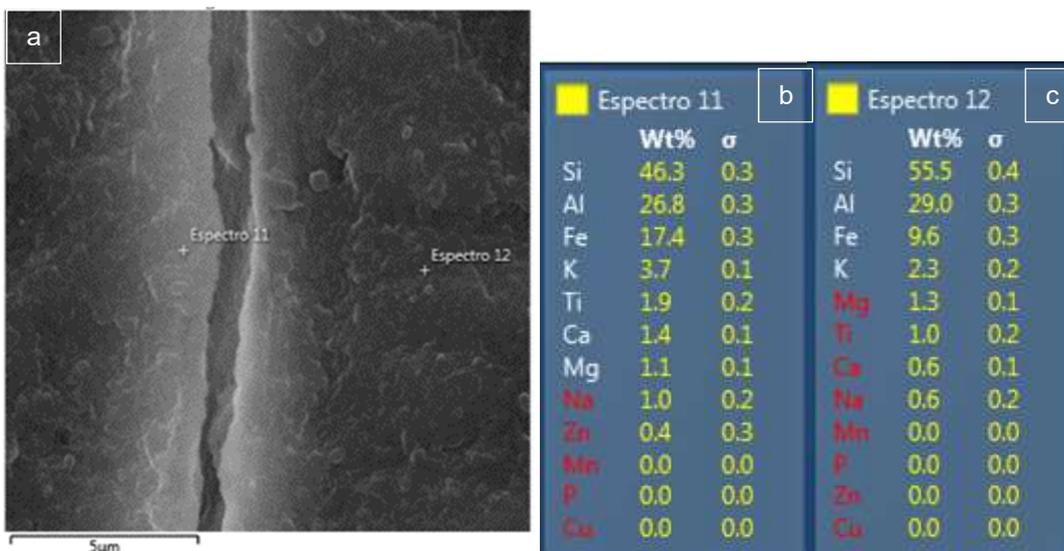


FIGURA 3. 7. R/Cr do SXe1 – área vegetada - (a) MEV/EDS Alteração de biotita, (b) Espectro 11 = Zona de oxidação acompanhando as cripton fissuras do plasma. (c) Espectro 12 = plasma de alteração da biotita.

Com o auxílio da microscopia eletrônica de varredura (MEV/EDS) em complementação a descrição micropedológica (micrografias), observou a alteração inicial da biotita com um plasma com relação Si/Al na varredura de 5 μm de 3:1 com presença de K (Figuras 3.6 e 3.7). E média de 2:1 com a varredura EDS em 50 μm remetendo a presença de esmectitas. Com varredura de 5 μm de 3:1 com presença de K, inferindo a rota de alteração Biotita – Ilita-esmectitas. A percentagem de ferro sofre diminuição em gradiente, sendo mais elevada nas zonas de oxidação diminuindo (Figura 3.7) em direção ao plasma menos oxidado na varredura de 5 μm . Chegando a diminuir quase três vezes quando diluído na varredura de 50 μm (Figura 3.7). Este comportamento sugere a depleção de ferro oxidado no material fino coerente com as cores acinzentadas dos solos estudados.

Alguns membros da série dos feldspatos-K foram identificados e aparecem encrustados ao quartzo em monocristais de microclima e em policristais quando ocorrem como ortoclásio, acompanhando as fraturas intracristalinas muitas vezes acompanhado de minerais máficos (Figura 3.8). Os feldspatos-K com minerais máficos inclusos evoluem para feldspatos com plasma impregnado na porosidade cavitária ou acompanhando a geminação. Nas condições ambientais com deficiência de drenagem o plasma oriundo da alteração de feldspato pode formar minerais 2:1 aluminosos ou até evoluir para a formação de caulinita.

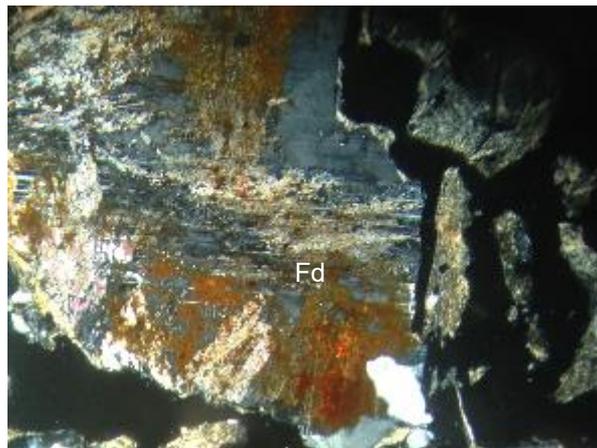


FIGURA 3. 8. Componentes: feldspatos- K (Fd) alterado com plasma impregnando a porosidade cavitária xpl (Luz polarizada cruzada). Resolução de 20 X.

Os plagioclásios com sercitzização fraturados associados com biotita alterada formaram plasma brunado que ocupa a porosidade formada pelas fraturas com preenchimento denso incompleto (Figura 3.9).

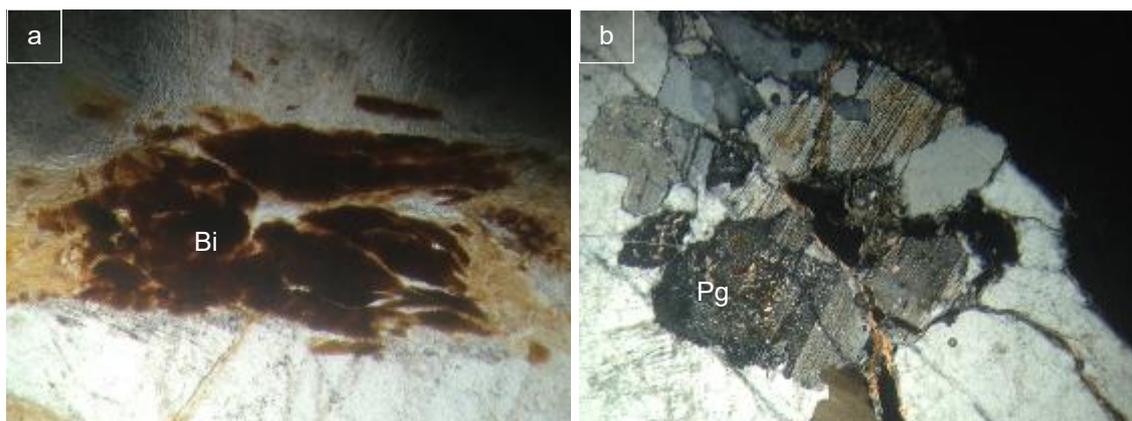


FIGURA 3. 9. (a) Componentes: Bi = biotita alterada formando plasma ppl (Luz polarizada plana), (b) Pg = plagioclásio sercitzizado com plasma de preenchimento – xpl (luz polarizada cruzada). Resolução 10 X.

A descrição micromorfológica do horizonte Bt1(SXe1 – área vegetada) também apresentou material grosso pobremente selecionado. Todos tectossilicatos apresentaram forma subalongada a esférica e subangular a subarredondada. A frequência de fragmentos de rocha compostos por feldspato e quartzo foi muito baixa. Os grãos de quartzo possuem tamanho menor que 1,4 mm com bordas lisas e onduladas, sem alteração aparente e sem fraturas. Foi observada a presença de grãos com extinção ondulante e grãos policristalinos (fragmentados na zona de soldura originando grão de tamanho menor). A diminuição em quantidade e tamanho dos grãos de quartzo no Bt1 em comparação aos horizontes subjacentes mostra a natureza

autóctone dos horizontes B plânicos dos Planossolos da região. Nos quais os minerais mais resistentes ao intemperismo passam a fazer parte das frações areia grossa e fina enquanto os minerais mais facilmente intemperizados evoluem para formação de argila (Figura 3.10).

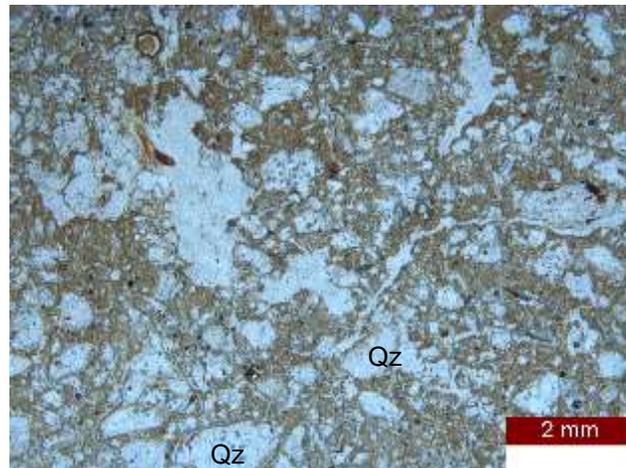


FIGURA 3. 10. Horizonte Bt – Sxe1 – área vegetada - Grãos de quartzo (Qz) com bordas lisas e onduladas, sem alteração aparente e sem fraturas, ppl (Luz polarizada plana). Resolução 12 X.

Feldspatos-K em grãos de tamanho menores que 1 mm foram identificados pela geminação do tipo polissintética, com alteração complexa do tipo pelicular irregular e linear irregular, seguindo o plano de fratura. O material alterado que recobre os grãos na forma de película, evolui para um padrão manchado originando material fino isotrópico de cor bruno-claro, luz transmitida (LT) e amarelo límpido, luz incidente (LI) de composição provavelmente. A alteração se mostra em grau moderado, classe 1 e 2 segundo Bullock et al. (1985). Os Plagioclásios em menor ocorrência com morfologia bem alterada classe 4 (Figuras 3.11 e 3.12).

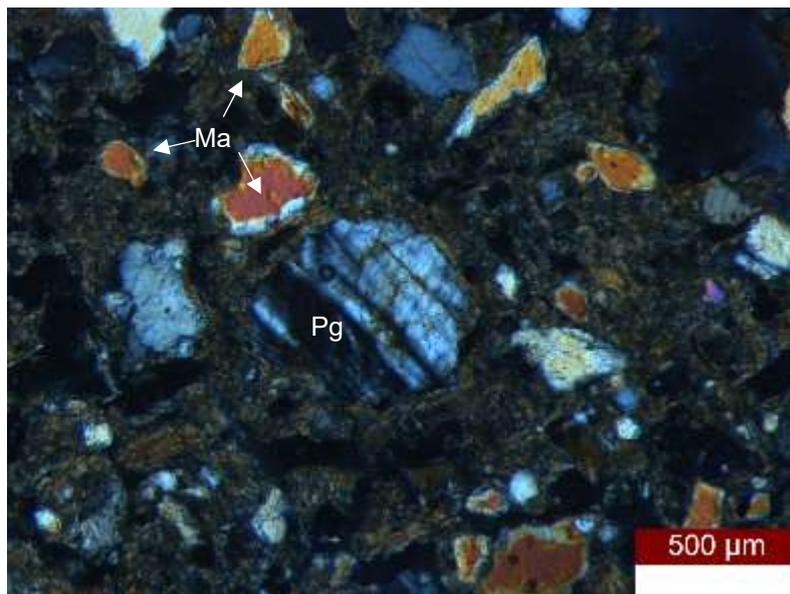


FIGURA 3. 11. Horizonte Bt do SXe1 – área vegetada – (Ma) Material alterado com grãos na forma de película (LT) Luz transmitida, amarelo límpido. (Pg) plagioclásio. Resolução 50 X

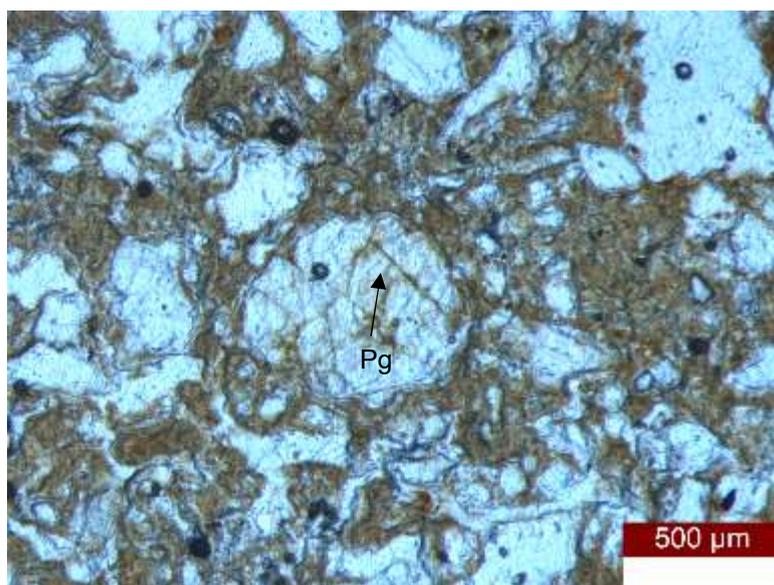


FIGURA 3. 12. Horizonte Bt1 do SXe1 – área vegetada - Material alterado e preenchimento acompanhando geminação em grão de plagioclásio na cor amarelo límpido, luz incidente (LI). Resolução 50 X.

Material fino de origem mineral, cor amarela (LT e LI), isotrópico e límpido. No que se refere à distribuição relativa, apresentou distribuição relativa do tipo porfírica, com Fábricas-B, salpicada em mosaico granoestriada e paralelo estriada. Microestrutura com fraca pedalidade, blocos angulares e subangulares, parcialmente acomodados, sem orientação e distribuição aleatória. A porosidade é composta por poros interagregados tipo canais, câmaras e cavidade. Feições Pedológicas de rara ocorrência com

excrementos, bem preservados em cavidades biológicas esféricas (Figura 3.13). A ausência de feições de argiluviação ou cutãs de preenchimento e a formação de plasma da alteração de plagioclásios e biotita, descrito na frente de intemperismo corroboram com os resultados de Oliveira e colaboradores (2008) que relacionam a textura argilosa do Bt1 com a formação de argila *in situ*.

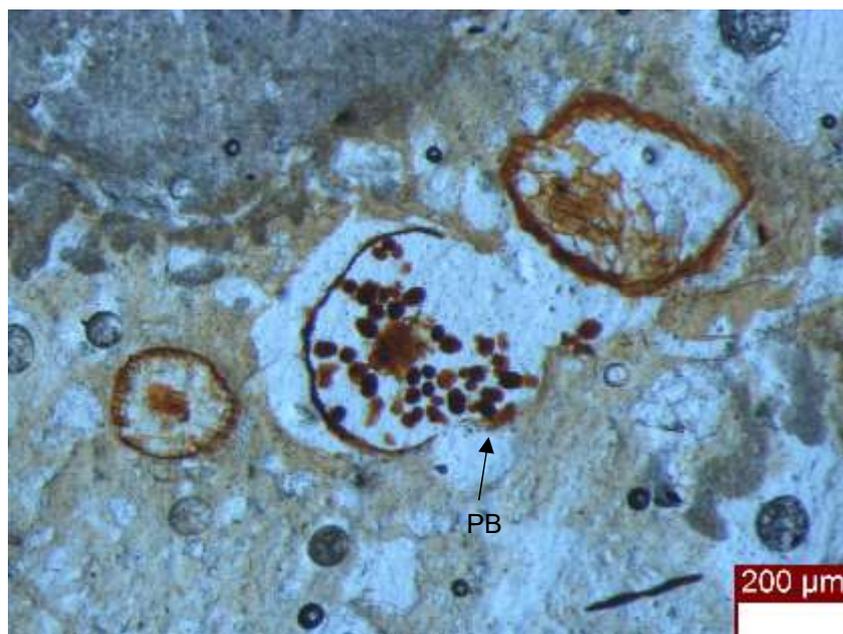


FIGURA 3. 13. PB = Porosidade biológica com presença de excrementos, ppl (Luz polarizada plana). Resolução 60 X.

No horizonte A, o material grosso encontra-se também pobremente selecionado, composto por quartzo e feldspatos. No entanto, os feldspatos ocorrem em menores quantidades e a areia fina sendo encontrados com maior frequência em fragmentos de rocha ou na areia grossa e cascalho o que sugere que possa ter ocorrido deposição de material de áreas vizinhas. Planossolos estudados em condições ambientais similares apresentaram dominância de biotita e hornblenda, seguido de quartzo e plagioclásios (MOTA et al., 2002). Estes autores constataram que a natureza pedimentar dos horizontes superficiais pode ser responsável pela mudança textural abrupta em Planossolos do semiárido nordestino. Além disso, eles sugerem que os dois primeiros minerais, considerados mais intemperizáveis, diminuem os seus teores do horizonte 2Cr para o 2B_{tn}, enquanto o quartzo aumenta em direção aos horizontes mais superficiais, onde é dominante, com os maiores teores nos horizontes Ap e E em discordância com a frente de intemperismo. A proporção

dos principais constituintes no perfil 1 como pode ser visto na Figura 3.14, que sumariza os domínios dos minerais primários em direção à frente de intemperismo.

A alteração dos plagioclásios mostrou-se em grau moderado, classe 1 e 2 segundo Bullock et al. (1985). Na fração areia ocorre em maiores tamanhos em relação aos grãos do Btn. Porém, da mesma forma que os quartzos descritos, plagioclásios associados a feldspatos em grãos de tamanho maiores são encontrados em fragmentos de rochas com material fino de alteração de cor mais vermelha que a matriz do solo (ferruginizado) (Figuras 3.14 e 3.15).

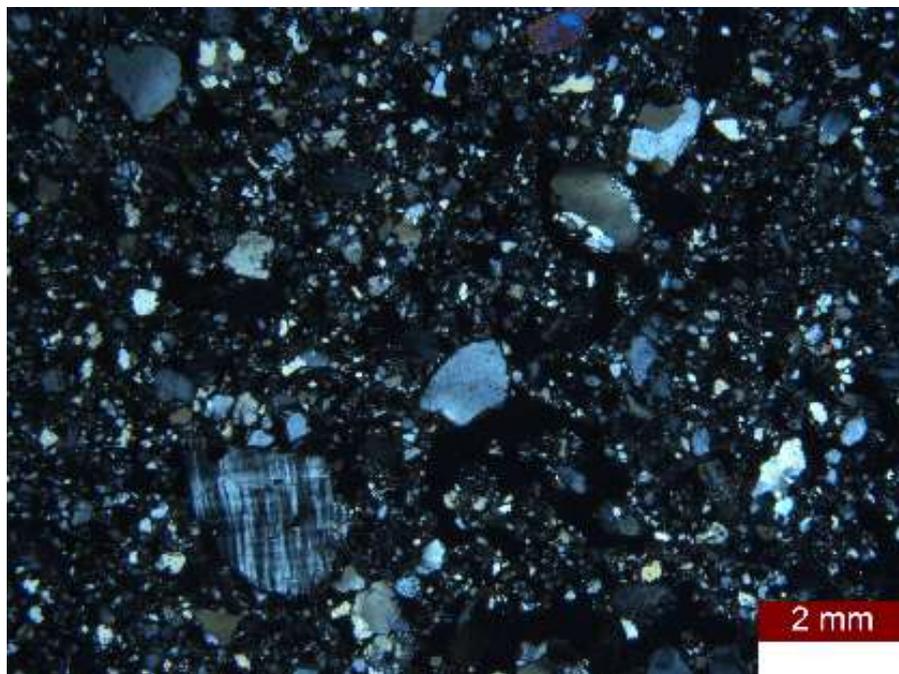


FIGURA 3. 14. Horizonte A do SXe1 – área vegetada - Grãos de quartzo e feldspato predominante na fração areia e fragmentos de rocha, xpl (Luz polarizada cruzada). Resolução 63 X.

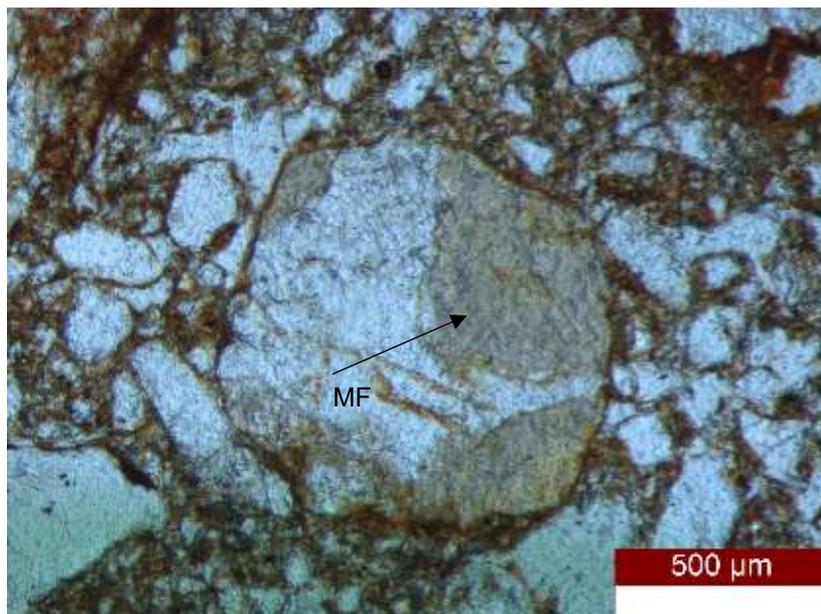


FIGURA 3. 15. SXe1- área vegetada, MF = Material fino de alteração com cor mais vermelha que a matriz do solo, ppl (Luz polarizada plana). Resolução 63 X.

Material Fino mineral, cor bruno (LT) e amarelo (LI), isotrópico e límpido. Distribuição relativa encontrada é do tipo porfírica, Fábricas-b salpicada mosaico, granoestriada. A Microestrutura apresentou-se com fraca pedalidade, blocos subangulares não acomodados e sem orientação configurando distribuição aleatória. Os Poros relacionados aos interagregados são do tipo canais e cavidade. As principais feições pedológicas encontradas foram: excrementos (0,5 mm) bem preservados em cavidades biológicas elíptica, cor ligeiramente mais vermelha que a matriz adjacente. Raros preenchimentos solto-contínuos de grão de areia (Qz, Fd e argila), não orientação, não laminado, em cavidade biológica elíptica.

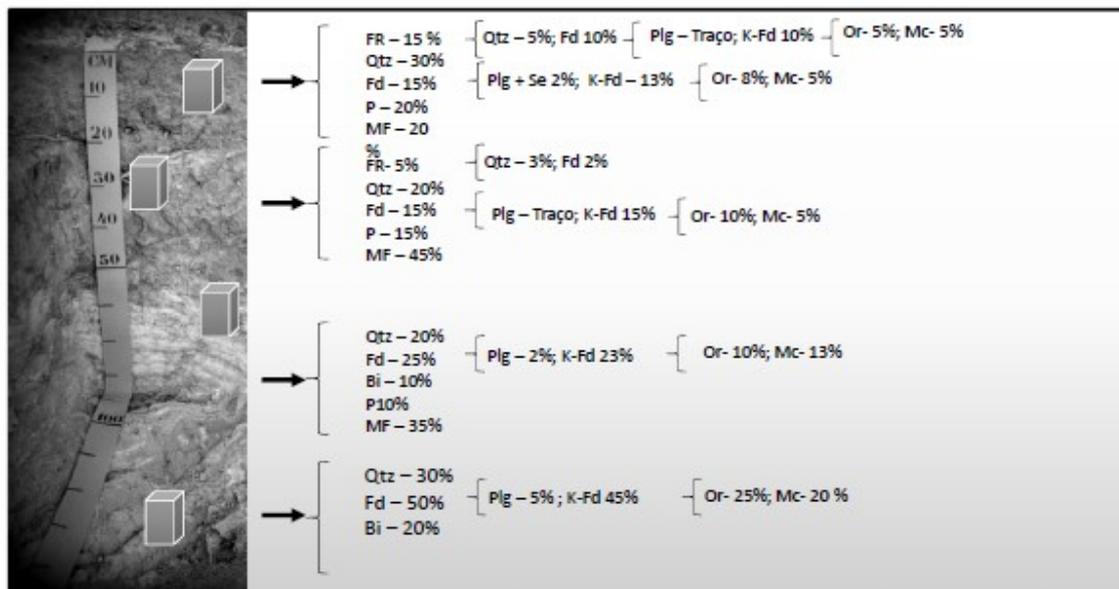


FIGURA 3. 16. Micromorfologia do SXe1 – área vegetada – Percentual dos principais componentes dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó PE

Nas amostras do SXe2 – área sem vegetação, a descrição micromorfológica das camadas R/Cr1 e R/Cr2 mostrou que o material grosso encontra-se não selecionado, composto por quartzo feldspatos-K, Biotita e plagioclásio-Ca/Na, óxido de Mn e raízes, distribuição aleatória. Figura 3.16.

Quartzo com tamanho entre 5 e 2 mm, forma acima descrita com bordas lisas, sem alteração aparente ou fraturas. Presença de grãos com extinção ondulante e grãos policristalinos fragmentados na zona de sutura, originando grão de tamanho menor (Figura 3.17). A morfologia de Feldspatos-K com tamanho variando de 3 a 0,5 mm pode ser observada, sendo identificada pela geminação do tipo polissintética, com alteração complexa do tipo pelicular irregular e linear segundo plano de clivagem. Rara presença de biotita pouco alterada. As fraturas evoluíram para um padrão manchado originando material fino anisotrópico. As películas de alteração apresentam cor bruno-claro/escuro (LT) e amarelo límpido (LI) de composição provavelmente caulinita.

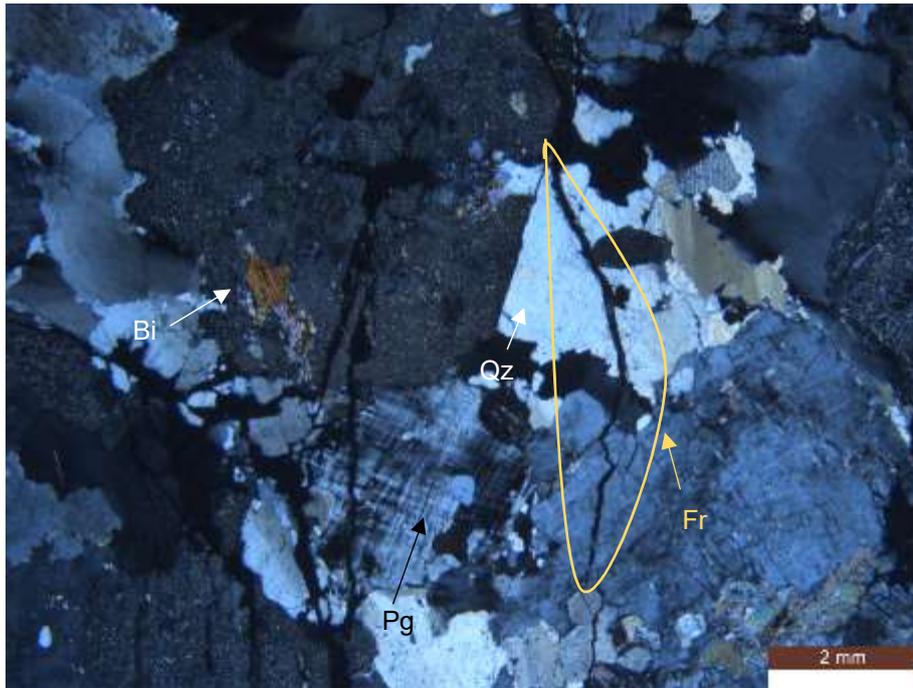


FIGURA3. 17. Camada R/Cr2 SXe2 – área sem vegetação, (Bi) = biotita, (Qz) = quartzo, (Pg) = plagioclásios e feldspatos-K com (Fr) fratura transcrystalinas xpl (luz polarizada cruzada). Resolução 50 X.

Nos grãos maiores foram observadas pequenas cavidades com presença de material fino amarelo e anisotrópico, cuja origem deve-se provavelmente a alteração de pequenas inclusões de biotitas ou plagioclásios com sericita, que evolui para um padrão manchado de forma centrífuga para os bordos dos feldspatos-K. Nesse caso, um material fino brunado é formado em manchas irregulares juntamente com pequenos pontos brancos caulinizados. Nos fragmentos de rocha, a alteração pelicular segue fraturas interminerais e transminerais. A alteração se mostra em grau moderado, classe 1 e 2 segundo Bullock et al. (1985) (Figura 3. 18). Plagioclásios tem composição mais albita que à anortita de acordo com o diagrama de Michael Levy. Ocorre em muito baixa frequência plagioclásio-Ca, com tamanho médio de 150 micrômetros, menores que o R/Cr2 e bem preservados (classe 0 a 1). Os maiores grãos com 1 a 2 mm apresentam classe 1 a 3 de alteração, identificados por fraca presença de geminação perdidas pela alteração, porém chamamos a atenção para pontuação de sericita pouco alterada e sericita alterada para caulinita a maior ocorrência de plagioclásios é do tipo Bytownita. Presença de grandes manchas de material fino brunado (LT) e amarelo (LI), como produto da alteração. Não foram identificados grãos maiores e com grau de alteração

distinto do anteriormente descrito. Ressalta-se que os demais grãos de Plagioclásios-Ca na rocha estão alterados e se mostram como material fino amarelo anisotrópico. Figura 3.19.

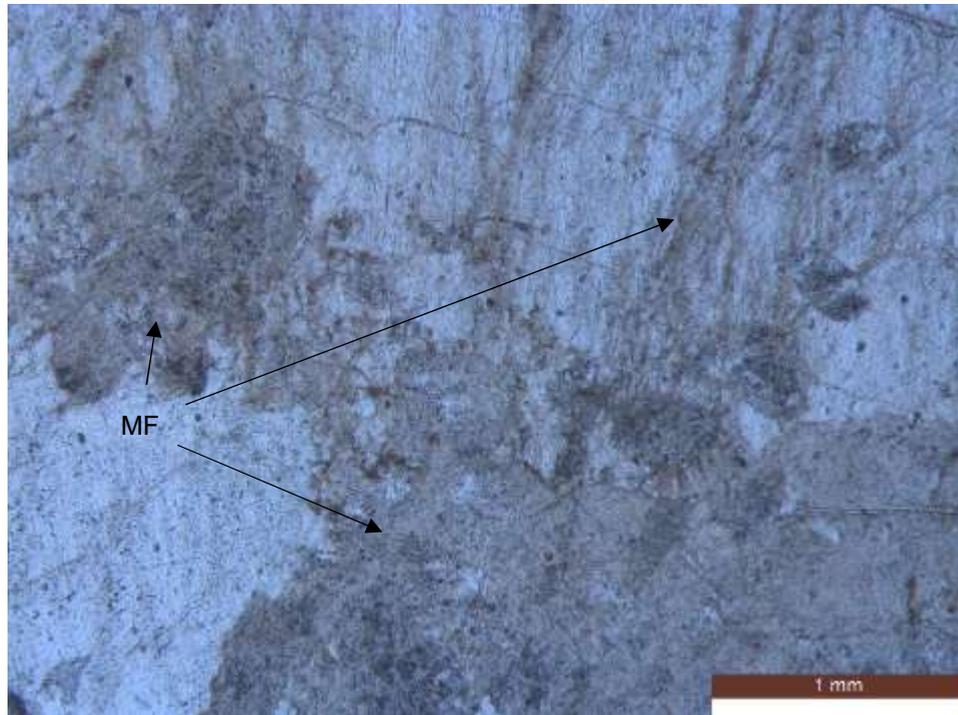


FIGURA 3. 18. Camada R/Cr2 do SXe2 – área sem vegetação (MF) = Material fino brunado, manchas irregulares caulinizado, ppl (luz polarizada plana).

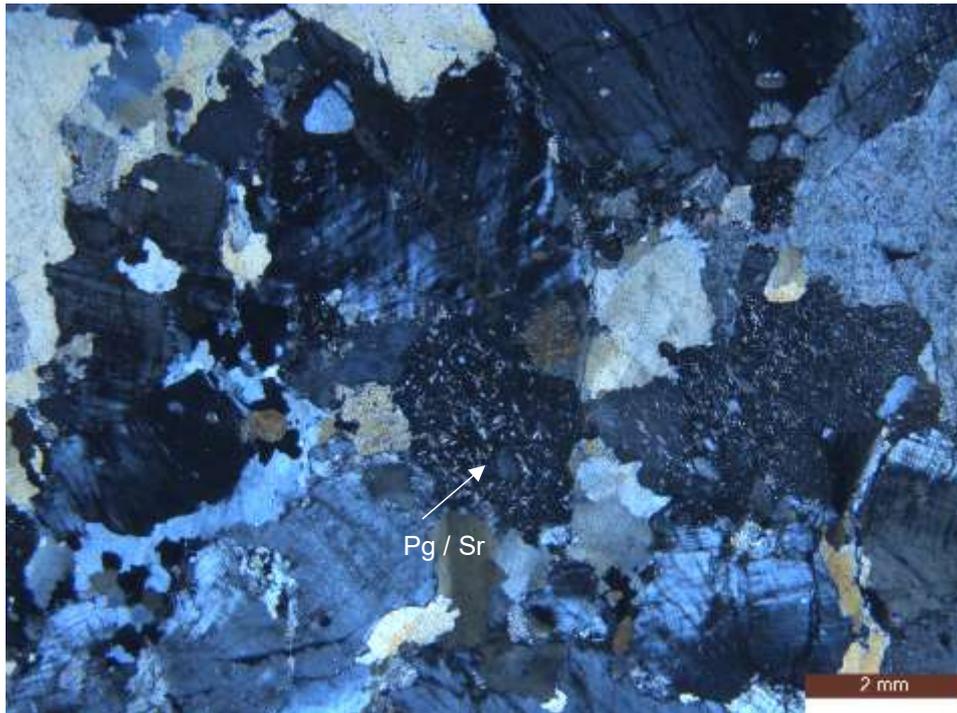


FIGURA 3. 19. Sxe2 – área sem vegetação. Camada R/Cr2- área sem vegetação (Pg/ Sr) Plagioclásios sericitizado preservados, maior ocorrência de plagioclásios é do tipo Bytownita, xpl (luz polarizada cruzada). Resolução 10 X

Raras biotitas e muito alteradas (classe 4), sendo identificadas em XPL por sua maior anisotropia e coloração amarelo mais intenso (LT), sugerindo ao maior conteúdo de ferro. Mostram-se como zonas mais densa de material argiloso orientado, ora apresentando extinção difusa, herdada de sua clivagem unidirecional. Não foram encontrados grãos com estágios de menores alterações. Os principais tipos de alteração são pelicular e principalmente bandeados regular, expressa pela abertura das lamina segundo planos de clivagem (Figura 3.20). Raízes foram encontradas em muito baixa frequência e bem preservadas. O material Fino mineral com cor amarela, anisotrópica e límpida. A anisotropia é provavelmente herdada da alteração dos plagioclásios e biotita. Distribuição relativa é do tipo porfírica. Microestrutura, fraca com moderada pedalidade, microestruturas blocos angulares, parcialmente acomodados.

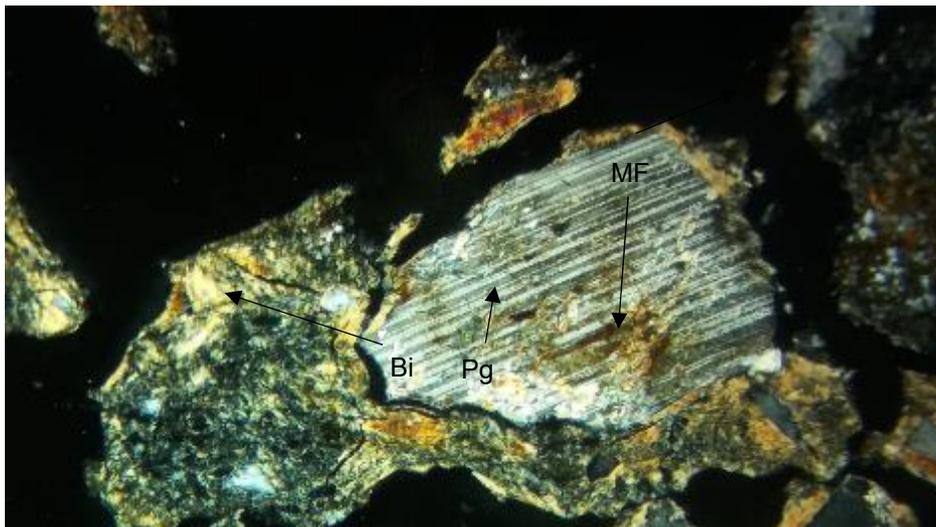


FIGURA 3. 20. Camada R/Cr1 do SXe2 – área sem vegetação, (Bi) Biotita em alteração pelicular (Pg) plagioclásio com alteração e (MF) plasma em poros cavitários. Resolução 50 X.

O diâmetro médio com 1 mm, sem orientação e distribuição aleatória. Poros interagregados tipo canais (300 micrometros), câmeras (1 mm), fissuras (50 micrometros) e cavidade (biológica; 1 mm). Poros interagregados com pequenas fissuras e vesículas. As principais feições pedológicas são hiporevestimentos de cor preta, sugerindo óxido de Mn, alta impregnação, opaco, isotrópico, descontínuo, presentes em cavidades esféricas e canais, ambos de origem biológica (Figuras 3.21 e 3.22).



FIGURA 3. 21. Camada R/Cr do SXe2 – área sem vegetação, (PF) Pedofeições com hiporevestimentos isotrópico provável (Mn) óxido de Mn e canais tipo fissura, (R) Raiz, ppl (luz polarizada plana). Resolução 50 X

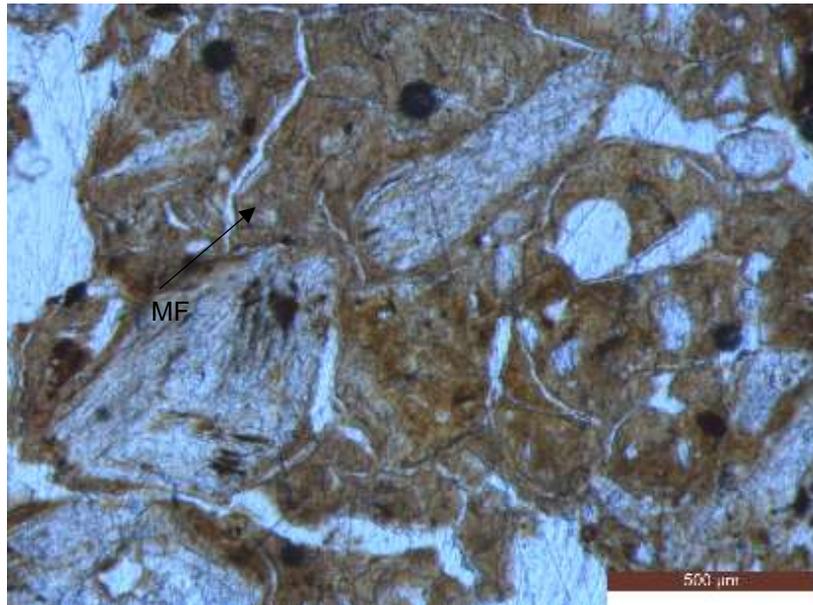


FIGURA3. 22. Camada R/Cr1 do SXe2 – área sem vegetação - Poros interagregados com pequenas fissuras e vesículas. Pedalidade microestruturas blocos angulares, ppl (luz polarizada plana). Resolução 63 X

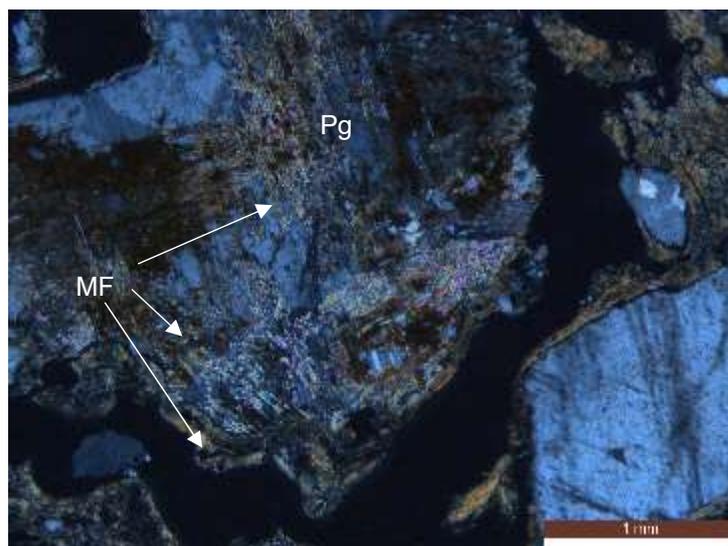


FIGURA3. 23. Camada R/Cr1 do SXe2 – área sem vegetação, Plagioclásio alterado com plasma preenchendo porosidade cavitária, quase revestimento, xpl (luz polarizada cruzada). Resolução 20 X.

Os resultados das análises MEV e EDS nas amostras R/Cr do SXe2 – área sem vegetação, preenchimento de poro fissuram e nos grãos que margeiam o golfo, inferimos pela relação Si/Al próximo a 1:1 na Figura 3.24 no espectro 22 na alteração pelicular de feldspato-K, a formação de caulinita, grãos de albita (Espectro 28) com relação Si/Al 3:1 e presença de K e Na. O plasma denso de preenchimento apresenta relação Si/Al em torno de 2:1, com magnésio e ferro sugerindo que os minerais secundários são dominados por esmectitas do tipo montmorilonita (Figuras 3.25 e 3.26 espectros 6).

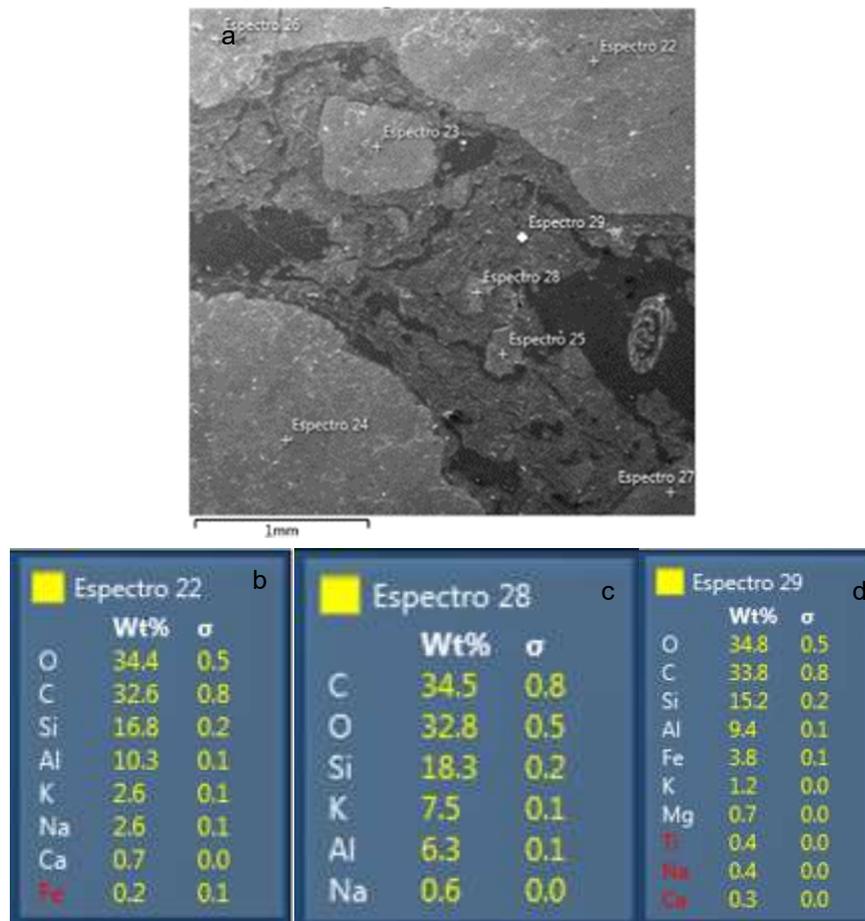


FIGURA 3. 24. Camada R/Cr1 do SXe2 – área dem vegetação, (a) Imagem de elétrons R/Cr1; (b) Espectro 22 = alteração pelicular feldspato-K Alterado; (c) Espectro 28 = EDS sobre albita; (d) Espectro 29 = EDS do plasma em preenchimento poro fissural

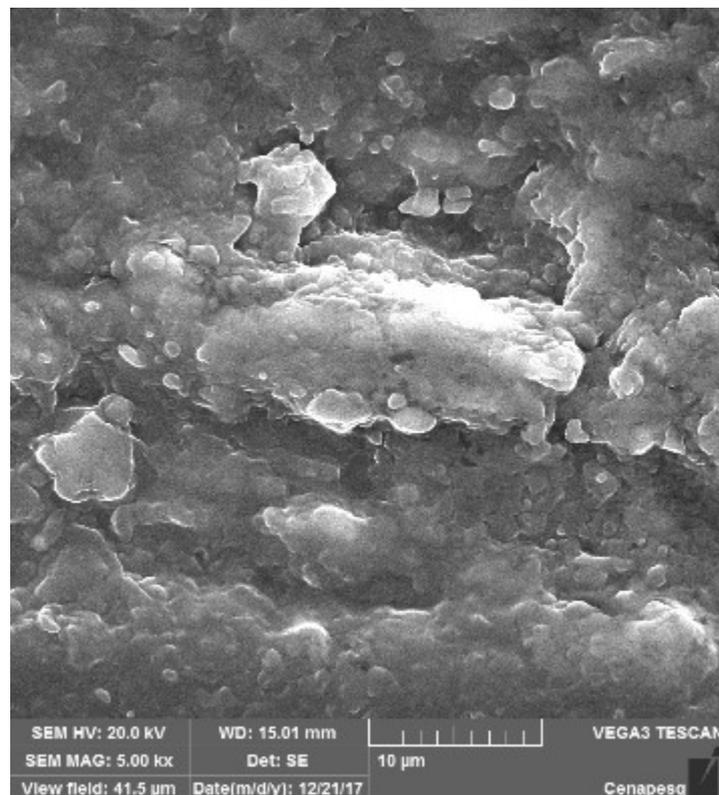


FIGURA 3. 25. Camada R/Cr1 do SXe2 – área sem vegetação, Imagem de elétrons R/Cr1- Morfologia de filossilicatos provavelmente montmorilonita sobre em poro cavitário de plagioclásio sericitizado

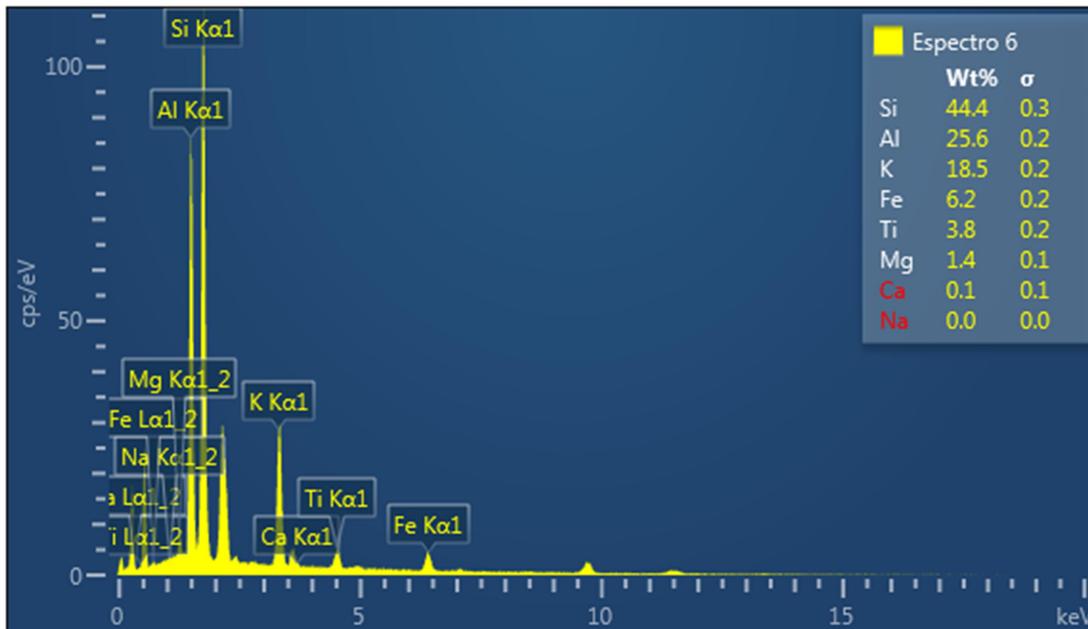


FIGURA 3. 26. Camada R/Cr2 do SX2 – área sem vegetação, EDS com espectro de 10 μm sobre alteração com plasma preenchendo poro cavitário de plagioclásio

No horizonte Btn o material grosso é pobremente selecionado, composto por: Quartzo, feldspatos-K; plagioclásio-Na/Ca e Biotita, com raras presenças de raízes. Distribuição aleatória com todos tectossilicatos apresentam forma subalongada a esférica e angular a subarredondada. Ausência de fragmentos de rocha. O quartzo apresentou tamanho menor que 1,4 mm e média de 280 micrometros, forma acima descrita, bordas lisas e sem alteração aparente e sem fraturas fragmentadas na zona de sultura originando grão de tamanho menor.

Feldspatos-K: de Tamanho menor variando de 1 mm a 0,5 mm identificados pela geminação do tipo polissintética, com alteração complexa do tipo pelicular irregular e linear segundo plano de fratura que evolui para um padrão manchado, originando material fino isotrópico de cor bruno-claro/escuro (LT) e amarelo límpido (LI) de composição provavelmente caulínítica. A alteração se mostra em grau moderado, classe 1 e 2 segundo Bullock et al. (1985). Na série dos plagioclásios ocorre com menor frequência de anortita, com tamanho médio de 150 micrometros e bem, maiores concentrações de beitonita com diâmetro médio de 500 micrômetros apresentam classe 1 a 4 de alteração. O diâmetro médio no Btn é menor que os outros horizontes

subjacentes, remetendo ao um estágio mais avançado de intemperismo (Figura 3. 27).

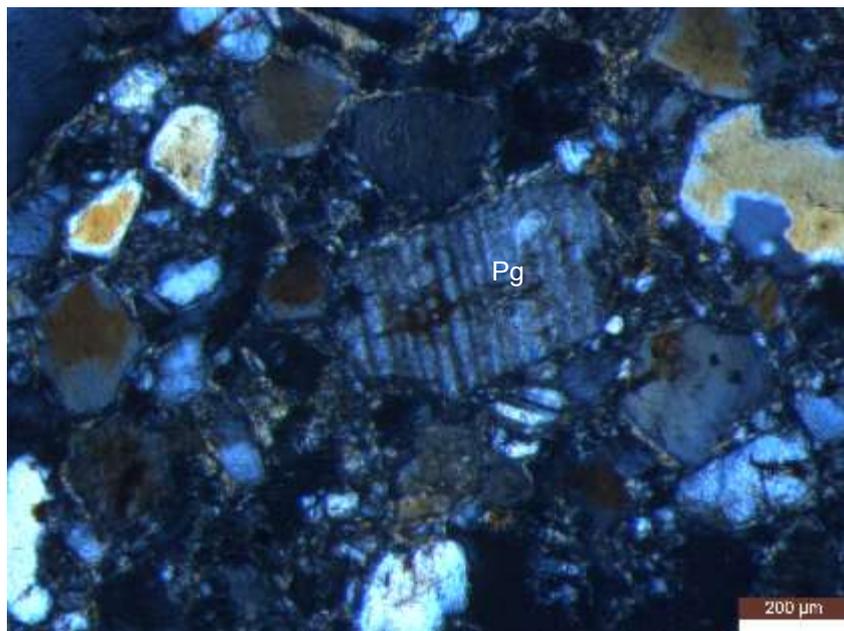


FIGURA 3. 27. Horizonte Btn do SXe2 – área sem vegetação, Pg =Plagioclásios alterados (Anortita beitonita) xpl (luz polarizada cruzada). Resolução 80 X.

Biotitas muito alteradas (classe 4), sendo identificadas em XPL por sua maior anisotropia e coloração amarela mais intensa (LT), sugerindo ao maior conteúdo de ferro. Mostram-se como zonas mais densa de material argiloso orientado, ora apresentando extinção difusa, herdada de sua clivagem unidirecional. Foram encontrados grãos com menor alteração, cujos principais tipos são pelicular e principalmente bandeados regulares, expressos pelas aberturas das lâminas segundo planos de clivagem. Muito baixa frequência em relação ao R/Cr1. A redução na frequência sugere maior pedogênese e pedoturbação (Figura 3. 28).

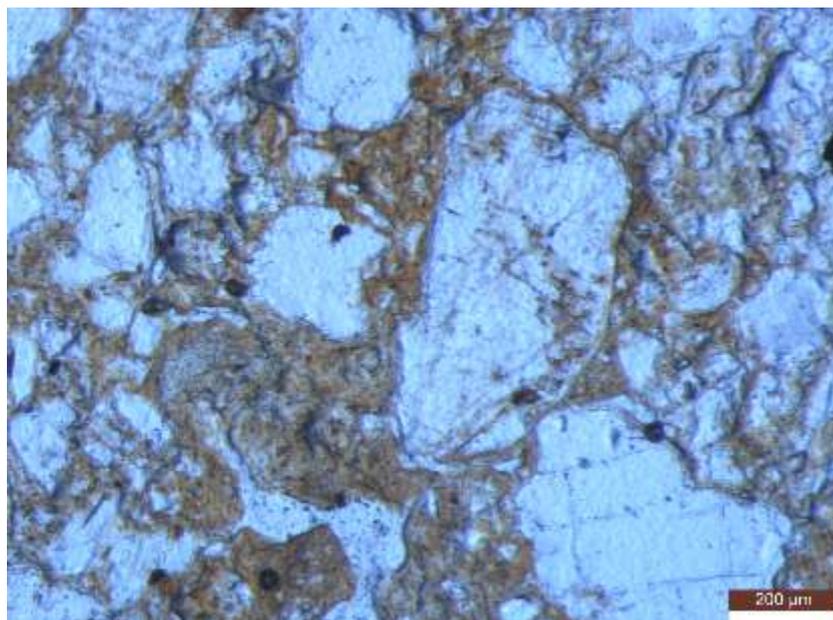
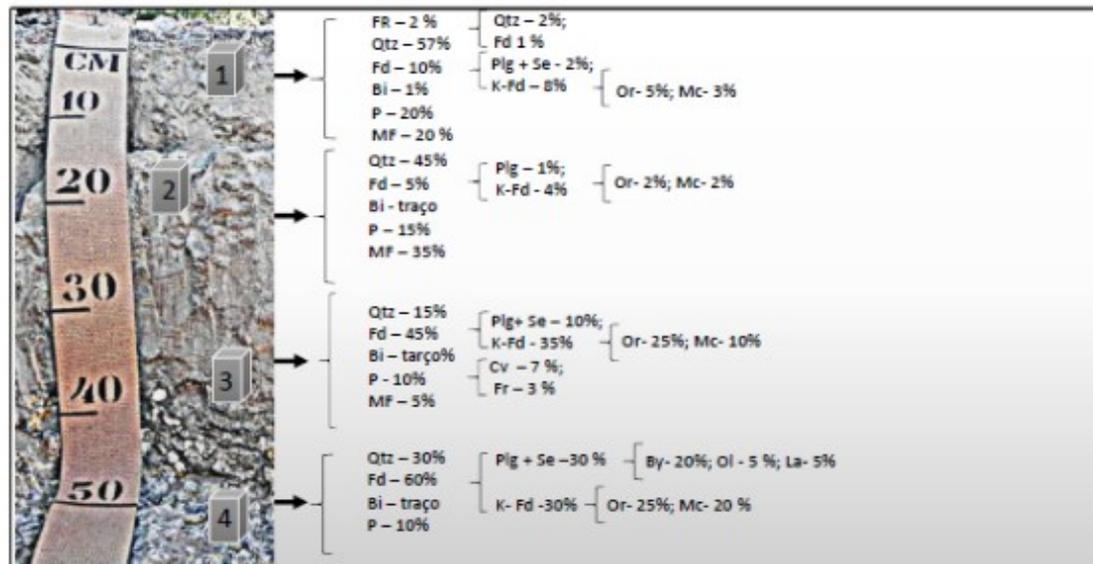


FIGURA 3. 28. Horizonte Btn do SXe2 – área sem vegetação Plagioclásios alterados (Anortita beitonita) ppl (luz polarizada plana). Resolução 80 X

Material Fino de cor amarela, isotrópico e límpido. Distribuição relativa do tipo porfírica com Fábricas-B salpicada granida, salpicada em mosaico, granoestriada, poroestriada e paraleloestriada. Microestrutura com pedalidade fraca em blocos angulares e subangulares está parcialmente acomodada, porém sem orientação com distribuição aleatória (Figura 3. 28). Os poros interagregados são do tipo fissura canal e cavidade esférica. As feições Pedológicas ocupam a porosidade com preenchimento solto-contínuo de grão de areia (Qz, Fd e Plag), não orientados e não laminado.

As proporções dos constituintes: Material fino, poros e Material grosso (mineralogia primária) estão organizados na figura 3. 29.



(1) = horizonte A; (2) = topo do Btn; (3) = transição Btn2 - R/Cr1; (4) = R/Cr2; FR = fragmento de rocha; Qtz = quartzo; Fd = feldspato; P = poros; Bi = biotita; MF = material fino; plg = plagioclásio; Se = sericita; K-Fd = feldspato potássico; Or = ortoclásio; Mc = microclima; By = Bytonita; Ol = Oligoclásio; La = laboradorita; Cv = cavidade; Fr = fratura

FIGURA3. 29. Micromorfologia Sx2 – área sem vegetação – Percentual dos principais componentes.

O horizonte A se diferencia do horizonte subjacente principalmente por não apresentar pedalições e embora possua textura argiloarenosa microestruturas em grãos simples, comum em solos com texturas mais grossas. Alguns autores relatam que pode haver perda das microestruturas de amostra devido à presença de água residual durante processo de polimerização da resina que poderia causar colapso dos microagregados (OLIVEIRA et al., 2008). No entanto, para este estudo foram tomados cuidados, através de pré-tratamentos, com uso de acetona para minimizar o efeito destrutivo da água residual (SALINS; RINGROSE-VOASE, 1995). A eficiência dos pré-tratamentos pode ser confirmada pela presença de poros integrados tipo canais e cavidade esférica, poros integrados pequenas cavidades e canais preservados. Sendo assim, a desordem estrutural pode ser consequência do estágio avançado de degradação que ocorre na área. Talvez, a ausência de cobertura vegetal e baixo aporte de matéria orgânica não foi suficiente para a formação de agregados organo-mineral, conferindo baixa estabilidade estrutural no Sx2 – área sem vegetação.

Por fim, relacionando as principais características micromorfológicas entre horizontes do mesmo perfil e entre os dois perfis de solo do presente

estudo (SXe1 e SXe2), constataram que não foram encontrados grandes diferenças micromorfológicas como, por exemplo, as proporções dos constituintes (Material Grosso, Material Fino e Poros) mostraram-se bastante similar em cada horizonte correspondente entre os perfis estudados. Entretanto, a heterogeneidade do material de origem, gnaisse impôs sutis variabilidade na composição da matriz félsicas. Estas diferenças podem ser observadas nas proporções das constituintes Figuras 3. 30 e 3. 31.

No SXe2 – área sem vegetação, no qual os plagioclásios com sericitas ocorrem em maior quantidade em comparação aos outros constituintes. A importância da heterogeneidade da matriz félsica tem relevância na mineralogia secundária, uma vez que o material de origem constituído de rochas félsicas é considerado como principal fator de formação de Planossolos em ambientes áridos e semiáridos diminuindo assim generalizações sobre o tema.

A distribuição relativa do tipo Porfírica (BULLOCK; THOMPSON, 1985) ocorre na maior parte dos dois perfis, sendo este um padrão comum em Planossolos. Apresentaram fabricas-b granoestriada, sendo essas relacionadas à reorganização da massa do solo em consequência das mudanças em ciclos de umedecimento e secagem (GUNAL; RANSOM, 2006).

A mudança abrupta, ou ausência de um gradiente, na frente de intemperismo entre o material com estado incipiente de alteração dos leocossomas (SXe2 – área sem vegetação) no R/Cr, e a porção mais profunda do Btn são indícios que o bandamento melanocrático já perdeu toda isovolumetricidade sem apresentar feições da morfologia da rocha alterada na massa do solo. Sendo possivelmente o produto da alteração do bandamento melanocrático o provável responsável pela formação dos horizontes B plânicos em Planossolos desenvolvidos de ganisse nessas condições ambientais.

3.3.3 Análises químicas seletivas de Fe e elementos totais

Os valores dos teores dos elementos totais obtidos por fluorescência de raios-x, seletivas de ferro (DCB E OAA), índices k_i e k_r de intemperismo dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó estão organizados na tabela 3.5. Os valores de Fe_o / Fe_d abaixo de 0,30 encontrado

na maioria dos horizontes sugerem que a redução e translocação de óxidos de Fe nesses perfis de solo não são relevantes na atuação dos processos pedogenéticos na atual condição ambiental.

Esses valores extremamente baixo de Fe_o / Fe_d nos horizontes E, Bt1 e Bt2 ($<0,06$) estão coerentes para os horizontes com maior evolução pedogenética (DAUGHERTY; ARNOLD, 1982), corroborando os valores dos índices de intemperismo de alteração química (CIA) nos quais os horizontes B plânicos de ambos os perfis apresentaram os maiores valores (Tabela 3. 5).

A composição elementar total das amostras de terra fina revelou uma diferença entre o horizonte superficiais (A1, A2 e E) e os subsuperficiais (Bt1 e Bt2) no SXe1 – área vegetada. Especialmente, os teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 que diferem expressivamente, mas a expressão maior da mudança, em todos os elementos, acompanha o conteúdo de argila na mudança de textural abrupta.

A razão molar SiO_2 / TiO_2 tem um valor bastante constante, mostrando uma diminuição entre 20 e 55 cm no SXe1 – área vegetada. Como tal, a proporção molar de SiO_2 / TiO_2 pode ser usada como traçador para intempérie, diminuindo em material mais intemperizado. A diminuição nos horizontes argilosos pode ser interpretada como o resultado da lixiviação lateral logo acima da mudança textural. As proporções de SiO_2 / Al_2O_3 são mais ou menos as mesmas dentro dos dois perfis. É possível inferir que a relação molar SiO_2 / Al_2O_3 exibe um padrão que pode ser esperado pelos valores de pH, o alumínio precipita como hidróxidos, e não torna solúvel. Se permanecer imóvel, pode não pode ser lixiviado do solo mantendo a relação molar de SiO_2 / Al_2O_3 constante.

Tabela 3. 5. Teores dos elementos totais por fluorescência de raios-x, seletivas de ferro, índices ki e kr de intemperismo dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó.

Hor ⁽¹⁾	Na ₂ O	SiO ₄	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	ZrO ₂	ZnO	Fed ⁽²⁾	Feo ⁽³⁾	Feo/Fed	Ki ⁽⁴⁾	Kr ⁽⁵⁾	CIA
-----%-----													g kg ⁻¹					
SXe1 – área com vegetação																		
A1	1,04	70,69	14,58	2,78	0,47	1,15	0,51	4,59	0,07	0,04	0,05	tr	6,22	1,04	0,17	8,24	10,02	68
A2	1,07	73,96	13,40	2,25	0,41	0,97	0,50	4,39	nd	0,04	0,04	tr	5,18	0,71	0,14	9,38	10,82	68
E	1,95	69,10	13,25	1,66	0,38	1,30	0,39	4,80	nd	0,02	0,03	tr	7,2	0,41	0,06	8,87	9,93	63
Bt1	0,98	55,77	22,53	7,17	0,98	1,52	1,59	2,27	nd	0,03	0,03	0,01	14,23	0,86	0,06	4,21	8,80	83
Bt2	1,06	55,75	22,44	6,85	0,97	1,67	1,87	2,59	nd	0,04	0,04	0,01	9,06	0,59	0,06	4,22	8,61	81
R/Cr	2,14	67,09	15,65	3,50	0,55	2,45	1,09	5,58	nd	0,11	0,03	0,01	2,41	0,77	0,32	7,29	9,53	61
SXe2 – área sem vegetação																		
A	1,30	78,86	10,55	1,78	0,38	0,82	0,25	3,91	0,03	0,06	0,05	tr	3,98	0,88	0,22	12,71	13,85	64
Btn	1,33	70,46	15,99	3,34	0,56	0,69	0,62	2,76	0,03	0,03	0,03	tr	7,58	0,99	0,13	7,49	9,63	77
R/Cr	3,82	66,69	17,37	1,65	0,22	2,28	0,63	4,90	nd	0,03	0,01	nd	0,58	0,41	0,70	6,53	7,58	61

(1) Hor= Horizonte; (2) Fed = Ferro extraído por DCB; (3) FeO = Ferro extraído por OAA (4) ki = SiO₄/Al₂O₃; (5) SiO₄/(Al₂O₃ + Fe₂O₃)

3.3.4 Mineralogia

A mineralogia da fração areia (grossa e fina) e silte dos solos estudados são constituídas principalmente de quartzo e feldspato e está coerente com o material de origem como produto da alteração física de uma matriz félsicas (Figuras 3. 30, 3. 31 e 3. 32). Na camada R/Cr dos dois perfis estudados os picos em torno de 1,06 nm indicam a presença de mica muscovita, imagem de mica muscovita também foi capturada nas análises micromorfológicas descritas anteriormente.

Vale ressaltar que picos de anfibólios foram identificados em posições diferentes dentro da seção de controle na fração areia grossa e fina no SXe1 – área vegetada. Enquanto o DRX da fração areia grossa mostrou picos em torno de 0,866 nm, no horizonte A o mesmo pico foi encontrado na areia fina apenas no horizonte Bt1. Lembrando que o anfibólio aparece em terceiro lugar na série das reações descontínuas de Bowen, antes da biotita as quais só foram encontrados traços nessas posições do perfil (micromorfológia), o que remete a possibilidade de processos de pedoturbação pelo transporte vertical possivelmente fruto de ciclos de umedecimento e secagem, quando o material grosso pode se desprender dos horizontes superficiais e preencher as fendas abertas no momento de contração em períodos de seca.

Anfibólios são comuns em gnaiss que embora tenha composição félsica dominante também possuem minerais máficos em sua assembleia. Entretanto, não foram encontrados picos característicos de anfibólios nas porções mais preservadas deste perfil (R/Cr) assim como também por não terem sido identificados nas investigações por microscopia ótica indivíduos com características dos anfibólios. Estas evidências levam a supor que a presença de anfibólios nos horizontes superficiais pode ter origem pedimentar.

Perfil 1 – Planossolo Háplico

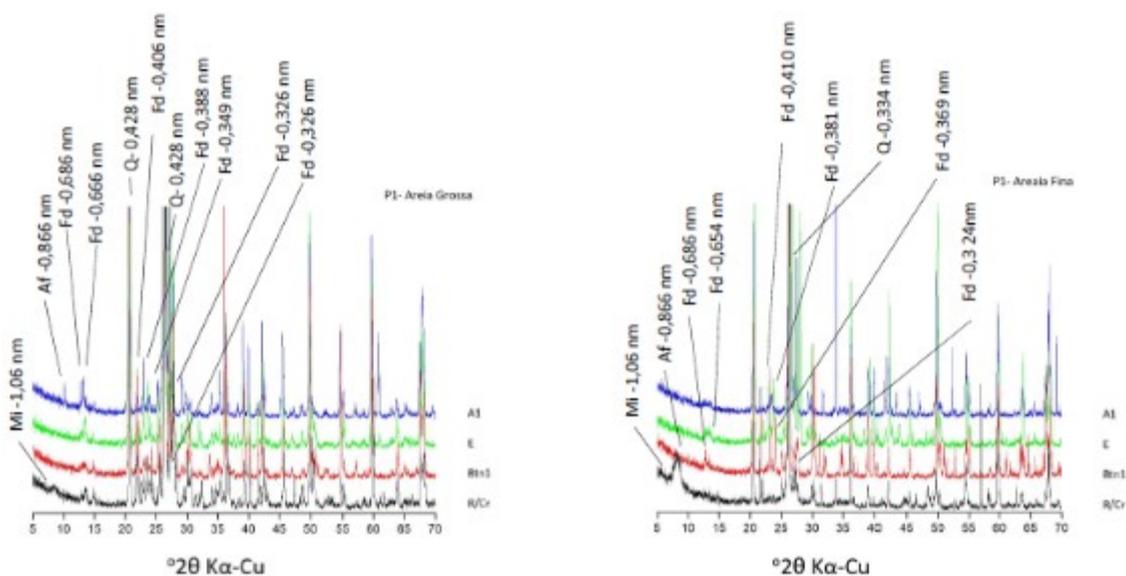


FIGURA 3. 30. Difratogramas areia grossa e fina do SXe1 – área vegetada.

Perfil 2 – Planossolo Nátrico

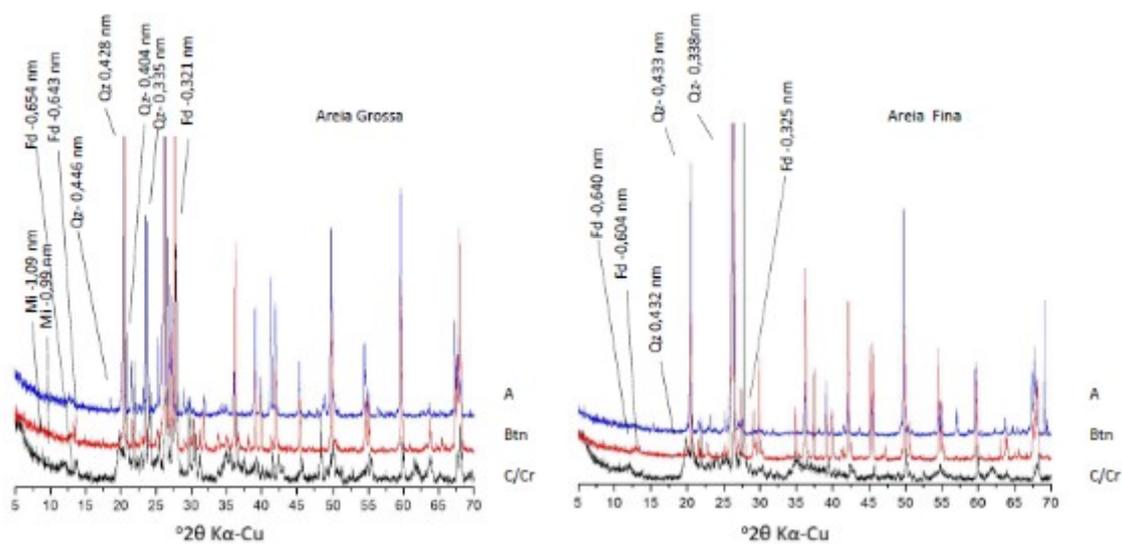


FIGURA 3. 31. Difratogramas areia grossa e fina do SXe2 – área sem vegetação.

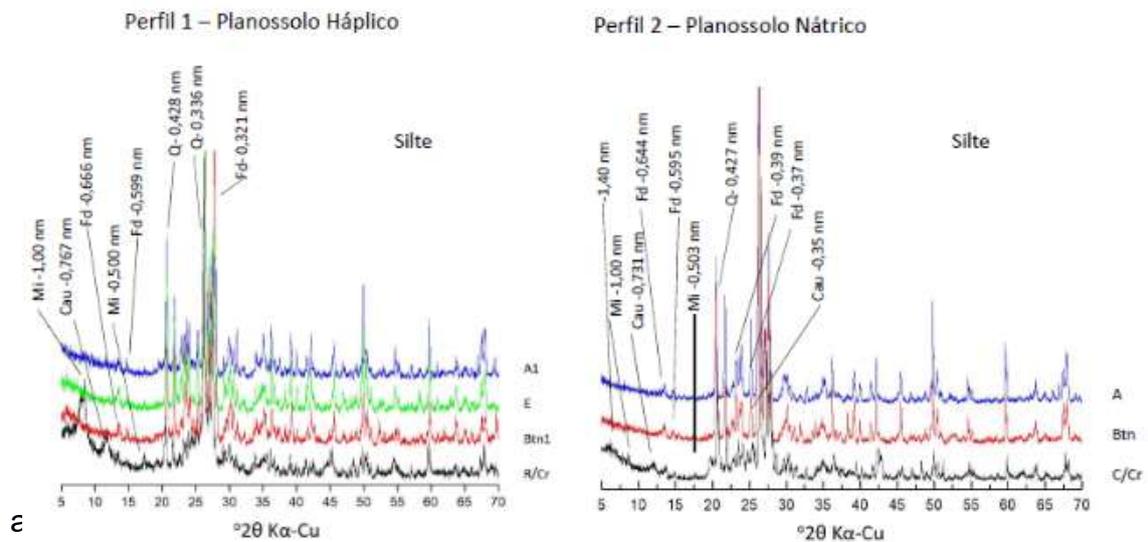


FIGURA 3. 32. Difratogramas da fração silte dos Planossolos estudados (SXE1 e SXE2) nas seções delgadas dos horizontes R/Cr de ambos os objetos desse estudo mostrou grande variabilidade e proporções. Para uma melhor visualização dessa heterogeneidade a tabela 5 foi organizada com os picos mais intensos dos feldspatos. Tabela 3. 6.

Tabela 3. 6. Dados dos picos mais intensos de feldspatos (2θ por radiação $\text{CuK}\alpha$) nas amostras R/Cr dos Planossolos estudados no Núcleo de Desertificação Cabrobó

PERFIL	Horiz.	Mc		Or		Al		An		Sn	
		d	2θ								
1 R/Cr	Areia	3,25	27,38	3,30	26,98						
	Fina										
	Areia Grossa	3,25	27,38	3,32	27,77						
PERFIL 2 R/Cr	R/Cr	d	2θ								
Areia								3,35	26,67		
Fina											
Areia Grossa				3,34	26,67	3,20	27,85	3,33	26,59	3,00	29,74

Horiz. = horizonte; Mc = microclina; Or = Ortoclásio; Al = albita; An= anortita; Sn = sanidina

O SXe1 – área com vegetação, possui assembleia com maiores concentrações de Feldspatos-K, enquanto o SXe2 apresentou além dos feldspatos-K, grandes concentrações de plagioclásios. Moore e Reynolds (1997) chamam a atenção que separar picos característicos específicos de

cada membro das séries albita – ortoclásio e albita – anortita não é tarefa fácil devido à baixa simetria dos membros dos feldspatos que apresentam padrões complexos de difração. No entanto, afirmam que boas aproximações podem ser feitas com observação cuidadosa unindo os valores dos picos de maiores intensidades d com $^{\circ}2\Theta$, utilizando valores com arredondamentos de até 0,01 e 0,05 respectivamente. Concluem que valores próximos à $\sim 27^{\circ}2\Theta$ seriam indicações de feldspatos-K enquanto valores próximos de $\sim 28^{\circ}2\Theta$ separariam os plagioclásios presentes. Tabela 3. 6.

A fração de argila dos dois perfis exibiu uma predominância de esmectitas, seguida de caulinita e illita, considerando os Difrátogramas dos horizontes diagnóstico (B Plânico). No entanto no SXe1 – área vegetada, as reflexões características dos minerais de caulinita foram diagnosticadas pelos picos de maior intensidade a 0,73 e 0,357 nm, que desapareceram com o tratamento a 550°C com maiores intensidades no horizonte A, em comparação aos picos da região dos minerais 2:1 (Figura 3. 33). A expressão da caulinita nos difratogramas após fracionamento das argilas (argila fina e argila total) mostrou que esse mineral é predominante na fração argila grossa desse perfil (Figura 3.36 e 3. 37). No entanto, o espaçamento basal e a pouca intensidade do pico, sugere leve cristalização ou desordem estrutural em todos os horizontes desde o R/Cr até o horizonte A1 (Figura 3. 35).

As vias de alteração mineral partindo de uma assembleia primária rica em feldspato-K associado ao clima atual e a deficiência em drenagem podem ser responsáveis pela má formação dos cristais de caulinita.

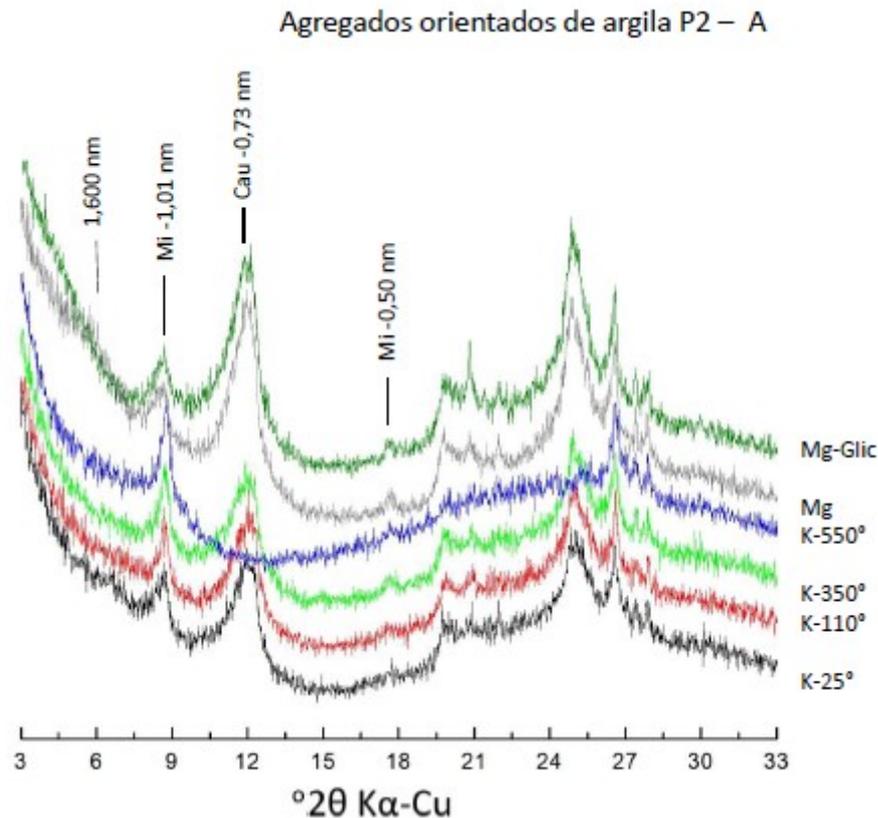


FIGURA 3. 33. Horizonte A – Perfil 1 SXe1 – Difratoformas de argila desferificada com tratamentos: K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento a 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento a 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento a 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e solvatação com glicerol

No horizonte E do mesmo perfil, a difração de Raios-X da fração argila evidenciou perfil mineralógico semelhante aos demais horizontes, constituído basicamente por caulinita, esmectita e ilita (Figura 3. 34). No entanto, picos característicos de interestratificados do tipo ilita-esmectita diferem este horizonte dos demais horizontes do perfil. A presença de interestratificados pode ser vistos na Figura 38, exibindo as maiores intensidades das reflexões na amostra saturada com Mg e glicolada. Mota e colaboradores (2002) sugeriram que a formação de mineral interestratificado pode estar associada a alterações incipientes da biotita. Entretanto, devido às dificuldades de coletar amostras indeformadas desse horizonte, (dificuldade na coleta deste trabalho) não foi possível produzir algumas análises específicas para esse horizonte, como por exemplo, descrição micromorfológica que poderia confirmar os níveis de alteração da biotita alteração.

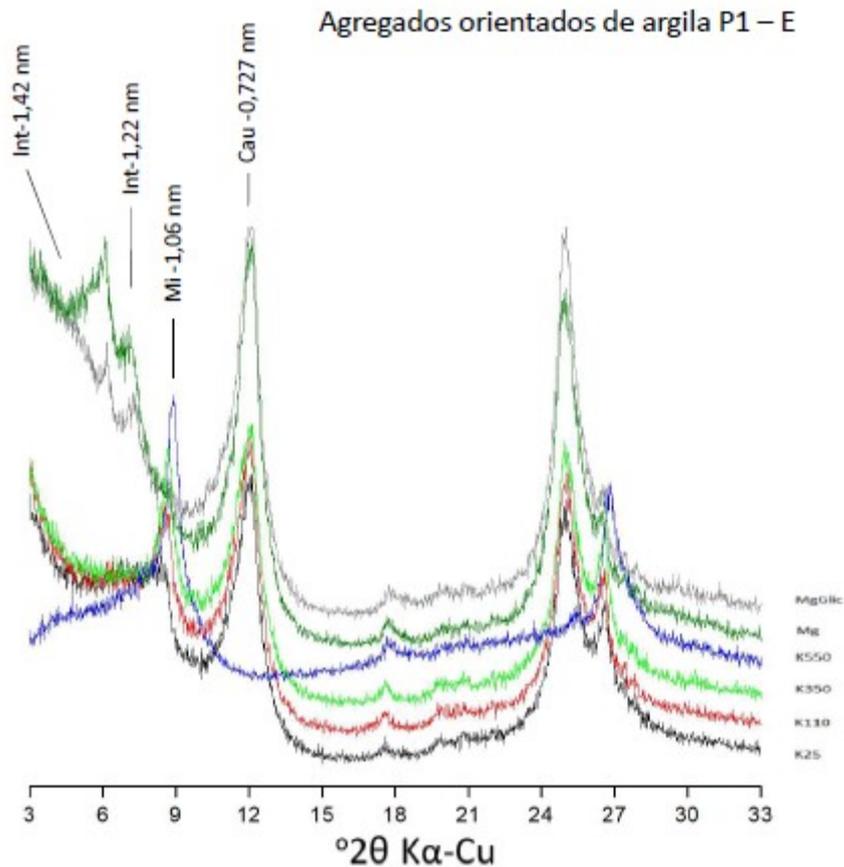


FIGURA 3. 34. Horizonte E. Perfil 1 Sxe1. Difratomogramas de argila desferrificada com tratamentos: K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento a 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento a 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento a 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e solvatação com glicerol

A CTC elevada desses solos deve-se ao predomínio de esmectitas, além disso, a capacidade de expansão e elevada superfície específica desses minerais promove grande potencial de retenção de umidade. Esta propriedade confere aos solos importante função ecológica nas condições de aridez em que se encontram. As esmectitas são componentes frequentemente encontrados em solos pouco intemperizados, formadas pelo intemperismo de micas pela conservação de parte das camadas 2:1 (MELO et al., 2009). Estas observações são coerentes com os resultados obtidos a partir dos DRX de amostras do fracionamento das argilas do presente trabalho, em que, os picos característicos das esmectitas tiveram maiores intensidades na fração argila grossa sugerindo que a formação de 2:1 nesse perfil seria por alteração e não por neoformação (PARAIBA et al., 2010) (Figuras 3. 37 e 3. 38).

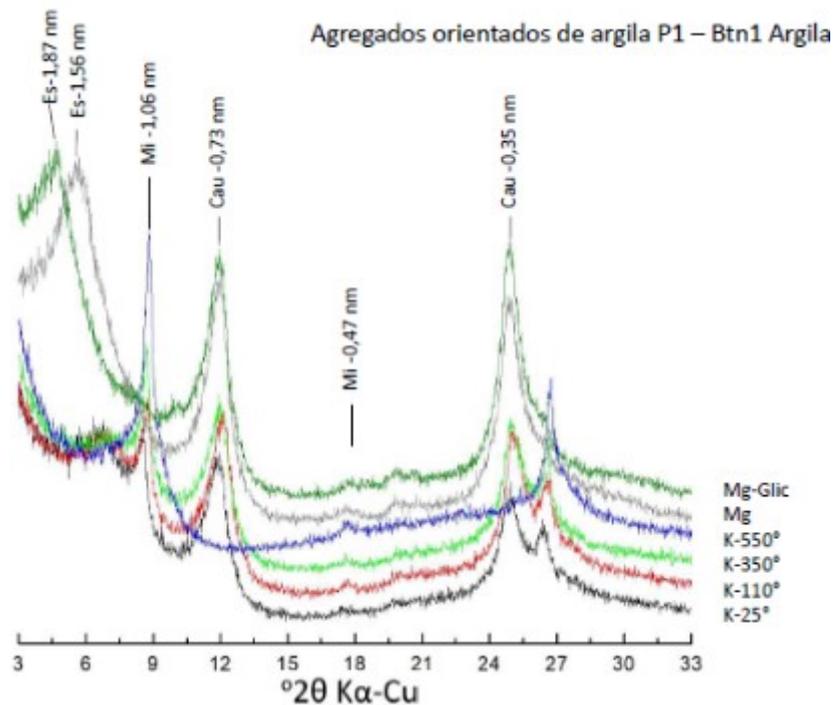


FIGURA 3. 35. Horizonte Bt1 SXe1 – Difractogramas de argila desferrificada com tratamentos Btn1 : K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento a 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento a 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento a 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e solvatação com glicerol

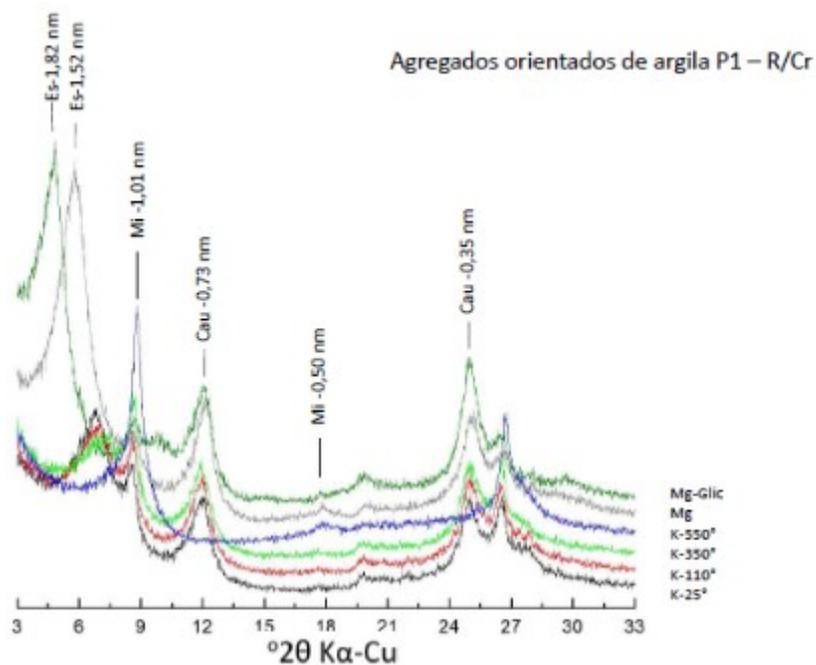


FIGURA 3. 36. Camada R/Cr1 SXe1. Difractogramas de argila desferrificada com tratamentos R/Cr: K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento a 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento a 350 °C; K550 a = saturação com K e aquecimento a 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e solvatação com glicerol

As esmectitas foram detectadas por meio de reflexões a aproximadamente 1,52 nm que se expandiram a 1,82 nm, na amostra de argila saturada com Mg e etilenoglicol de todos os horizontes (Figuras 3. 37 e 3.38). Quanto à separação entre montmorilonita e beidelita/nontronita pode ser vista pelos resultados do teste de Greene-Kelly feito apenas na amostra de agregados orientados de argila do horizonte diagnóstico Btn1. Não foi observado o efeito de “Hofmann and Klemen” com colapso permanente pelo íon lítio, que foi revertido após solvatação com glicerol com picos expandidos a 1,60 nm (Figuras 3. 37 e 3. 38). Este comportamento é característico de minerais com pouco déficit de carga nos sítios octaedros, sendo, portanto, evidências que o predomínio nos minerais 2:1 é de esmectitas aluminosas beidelita ou nontronita.

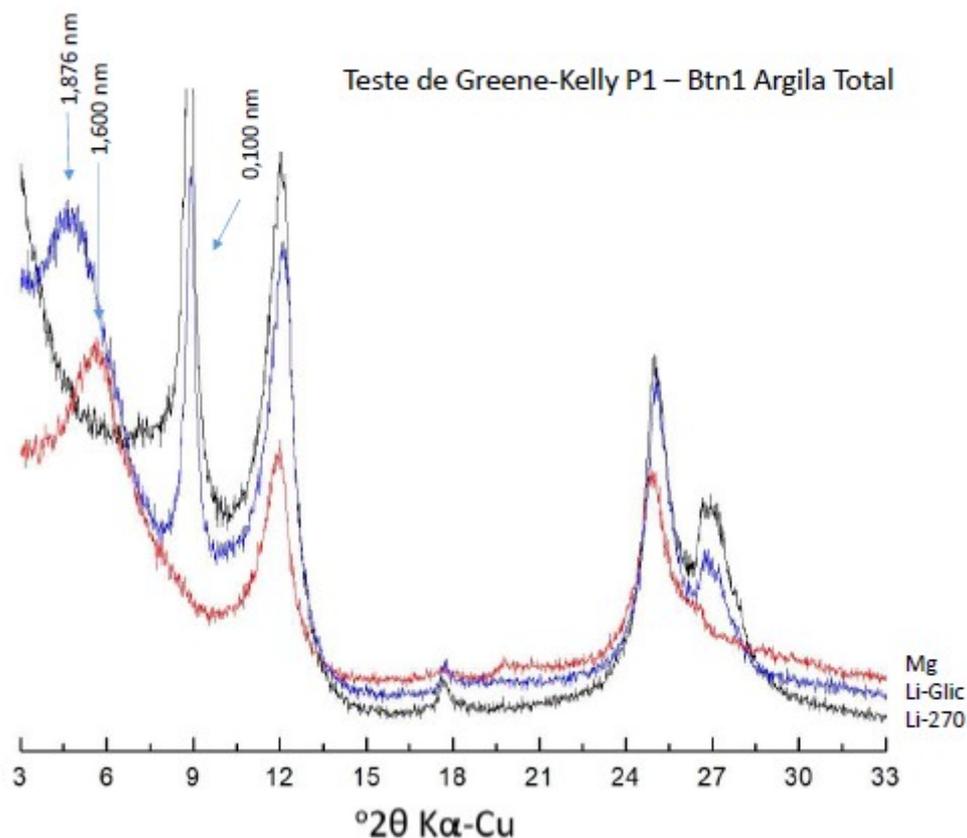


FIGURA 3. 37. Horizonte Bt do SXe1 – área vegetada, Difractogramas de argila total desferrificada, Mg = saturação com Mg, Li – 270 = saturação com Li e aquecimento a 270 °C, Li – Glic = saturação com Li aquecimento 270 °C e solvatação com glicerol

Teste de Greene-Kelly P1 – Btn1 Argila Fina

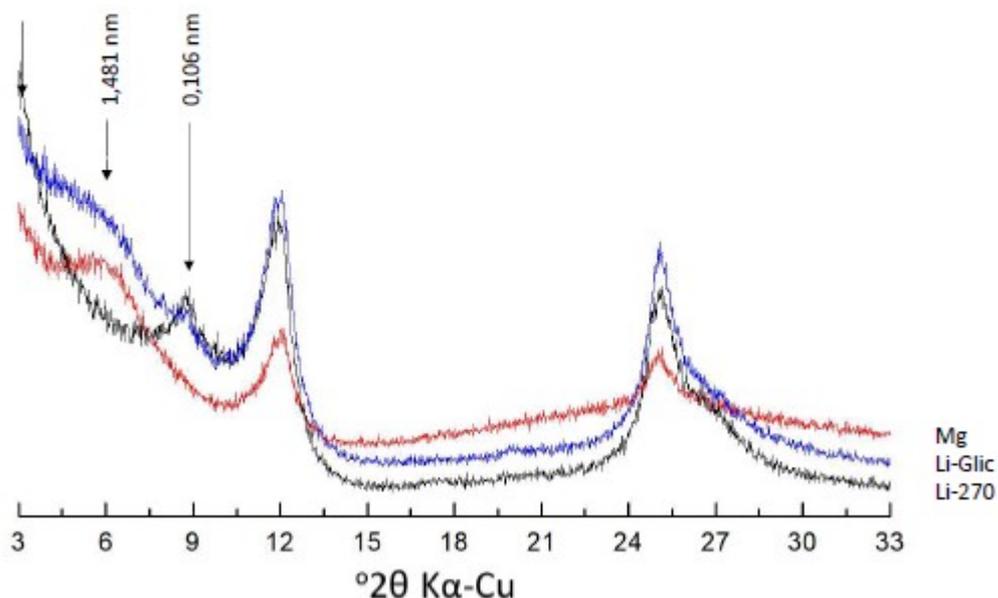


FIGURA 3. 38. Horizonte Bt do SX1 – área vegetada, Difrátogramas de argila fina desferrificada, Mg = saturação com Mg, Li – 270 = saturação com Li e aquecimento a 270 °C, Li – Glic = saturação com Li aquecimento 270 °C e solvatação com glicerol

Os resultados dos Difrátogramas do SXe2 – área sem vegetação, da fração argila manteve-se com o mesmo padrão de constituintes do SXe1 – área com vegetação, exibindo uma predominância de esmectitas, seguida de caulinita e illita, com base no horizonte B Plânico (Figura I.40). No entanto, nas amostras do SXe1 – área sem vegetação, as reflexões características dos minerais de caulinita foram diagnosticadas no tratamento com saturação com K que mostraram os picos de maiores intensidades a 0,715 e 0,357 nm, que desapareceram com o tratamento a 550°C. A expressão de picos intensos de caulinita nos difratogramas de abas as frações (argila fina e argila total), sugere transformações de minerais primários para caulinita secundária podem ter ocorrido através de dois processos (MURPHY et al., 1998; DONG et al., 1995), (1) por neoformação em decorrência da dissolução completa dos plagioclásios conduzindo precipitação de caulinita de tamanho argila fina, ou (2) pela alteração de biotita que se altera ativamente desde o saprolitos para caulinita de tamanho mais grosso (ZIEGLE et al., 2005). Figuras 3. 42 e 3. 43.

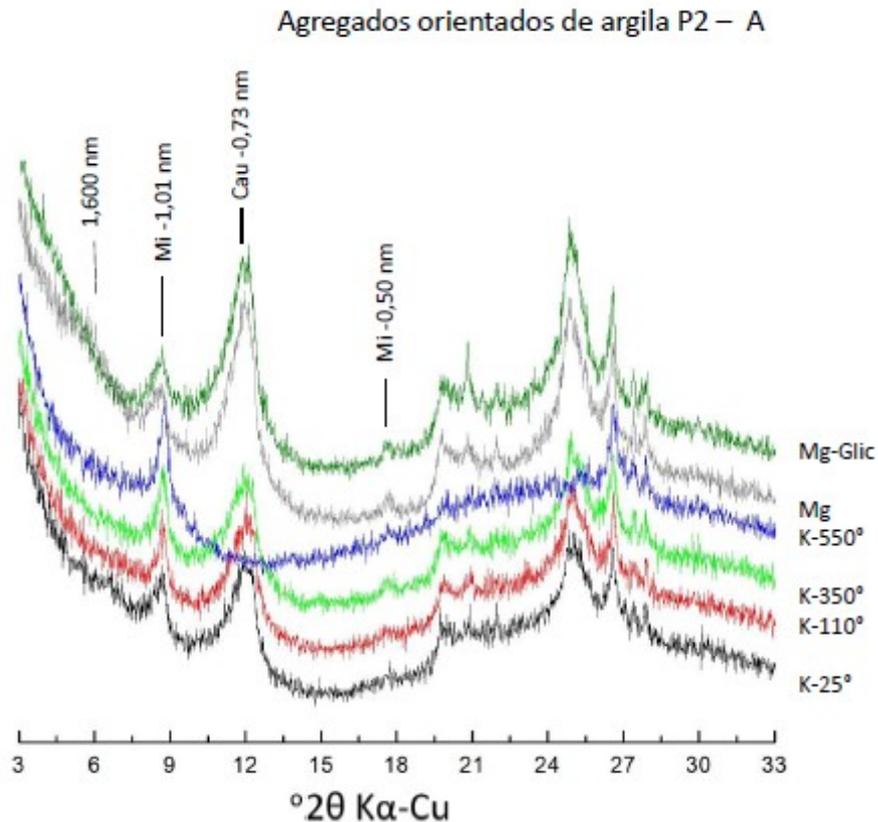


FIGURA 3. 39. Difrátogramas de argila desferrificada com tratamentos A SXe2 – (área sem vegetação): K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento a 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento a 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento a 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e solvatação com glicerol

Entretanto, algumas evidências discutidas por Furquim et al. (2010) sustentam que em ambientes com pouca drenagem a presença de caulinita bem cristalizada pode ter origem alóctone. Estes autores estudaram Planossolos do Pantanal Sul Mato-grossense, onde o argilomineral seria transportado pelos sistemas fluviais até os solos adjacentes. Apesar do estudo citado na comparação possuir áreas com características ambientais distintas do presente estudo, muitos autores associam a formação de Planossolos do semiárido nordestino a processos de sedimentação/pedimentação que podem ter ocorrido em eras geológicas passadas quando a condição do clima era mais úmida.

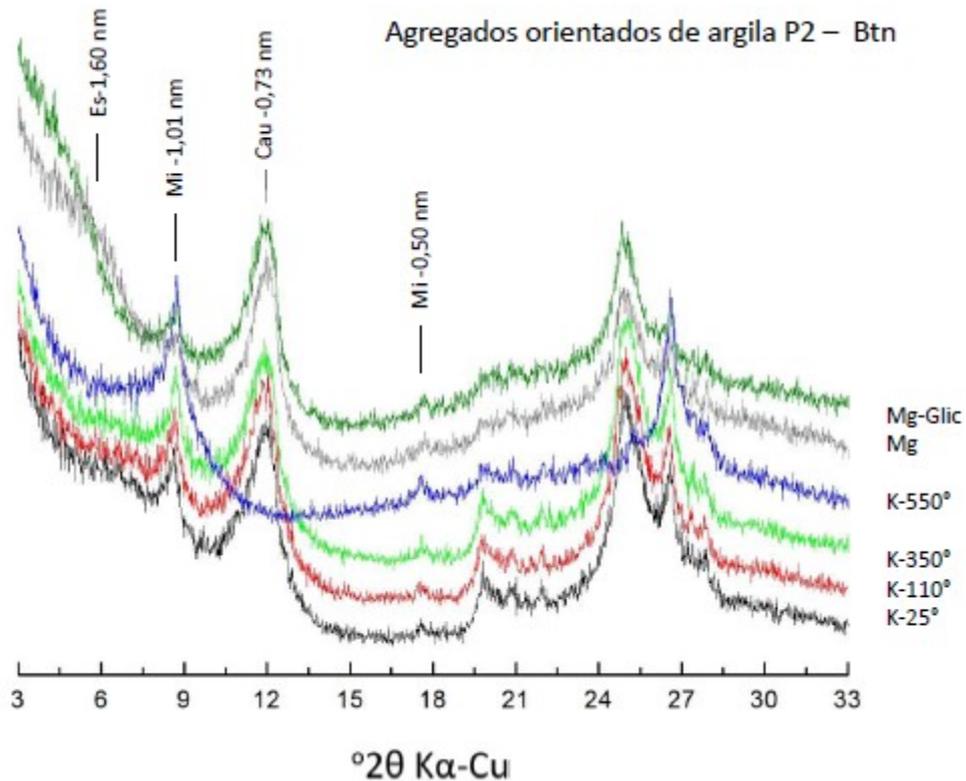


FIGURA 3. 40. Difratomogramas de argila desferrificada com tratamentos Btn (SXE2 – área sem vegetação): K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento a 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento a 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento a 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e solvatação com glicerol

Os padrões de difração das amostras saturadas com Mg e solvatadas com glicerol de agregados orientados de argila fina e argila total do horizonte Btn do SXE2 – área sem vegetação, evidenciou que os picos característicos 1,43nm Mg expandindo para 1,75 nm após solvatação com glicerol foram mais intensos nas mostras de argila fina de que na argila total que apresentou baixa intensidade nessa região do espectro (Figura 3. 40). O procedimento de fracionamento de argila se mostrou eficaz, selecionando na fração argila fina as esmectitas da amostra testadas.

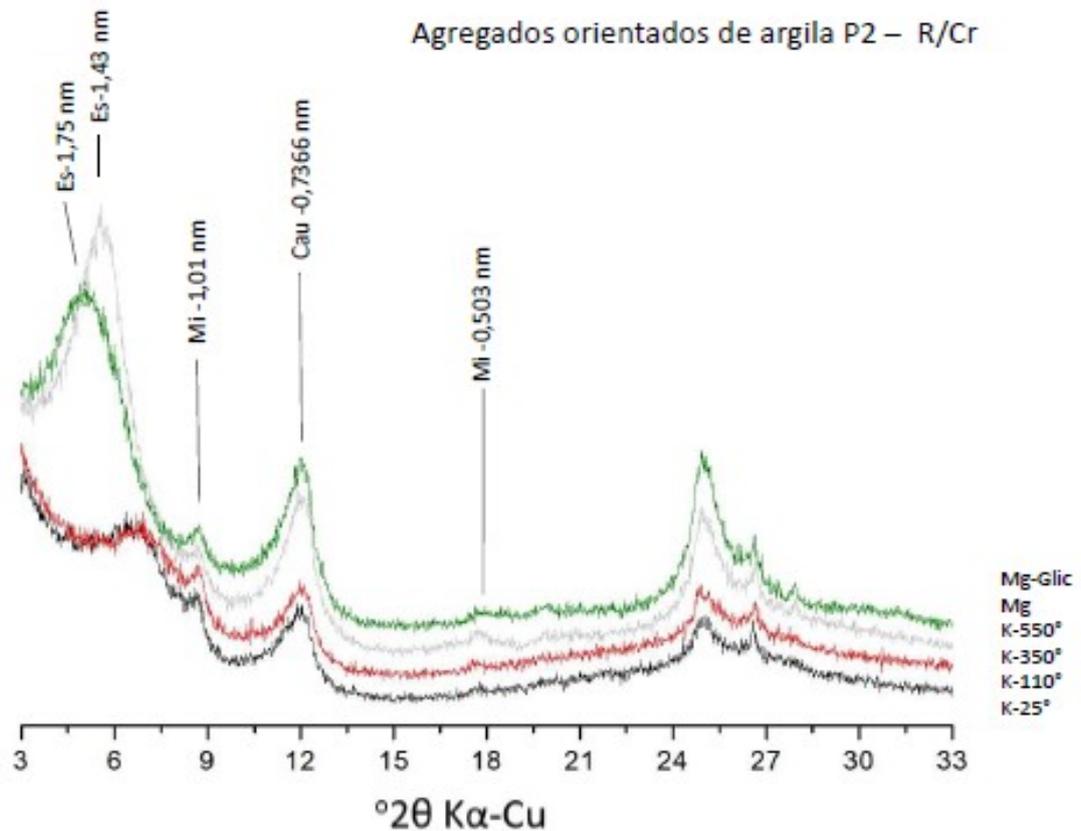


FIGURA 3. 41. Difratogramas de argila desferrificada com tratamentos R/Cr (SXe2 – área sem vegetação): K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento a 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento a 350 °C; K550 =saturação com K e aquecimento a 550 °C; Mg = Saturação com Mg e MgGlic = saturação com Mg e solvatação com glicerol

O teste de Greene-Kelly através do colapso permanente após saturação e aquecimento com o íon lítio confirmou que as esmectitas presente nesse perfil são predominantemente do tipo montmorilonita. Vale ressaltar que a assembleia primária desse perfil é mais rica em plagioclásios e por vezes acompanhado de biotita além das observações feitas nas investigações por microscopia ótica que mostrou que a grande maioria dos plagioclásios estava sericitizado. A presença de montmorilonita pode ser explicada pela dissolução de plagioclásios e biotita fazendo o aporte de Fe e Mg por recristalização, portanto neoformada, que pode ter conferido pela dominância desses minerais na fração argila fina, menor que 0,02 mm

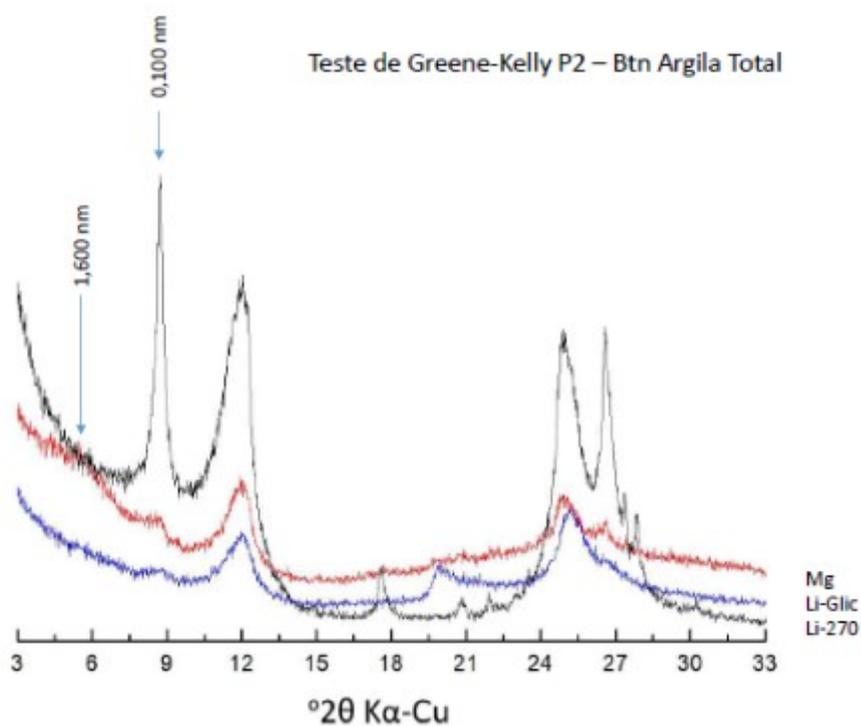


FIGURA 3. 42. Difratomogramas de argila total desferrificada, Mg = saturação com Mg, Li – 270 = saturação com Li e aquecimento a 270 °C, Li – Glic = saturação com Li aquecimento 270 °C e solvatação com glicerol

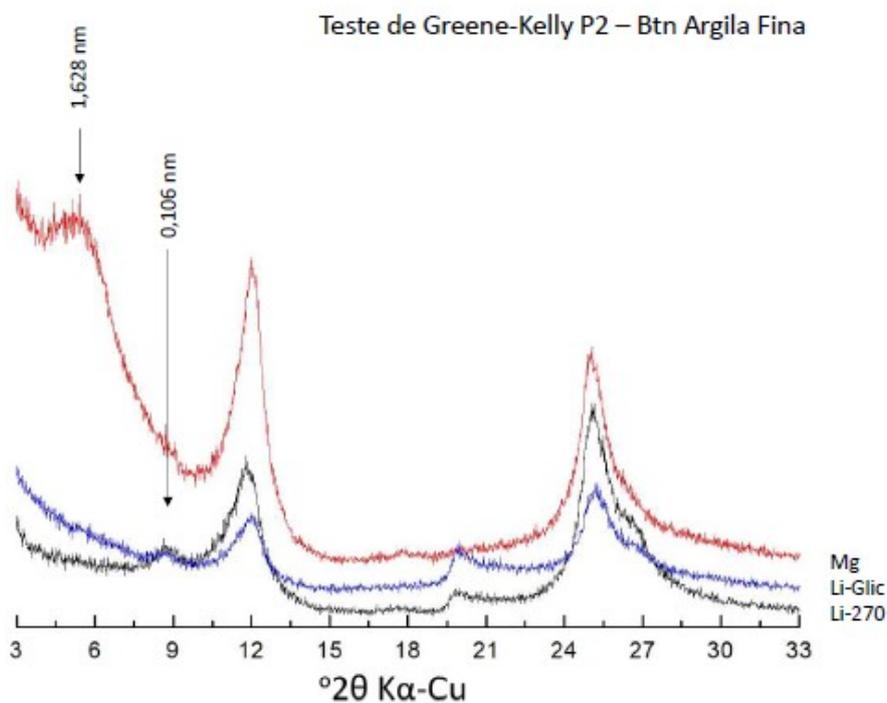


FIGURA 3 43. Difratomogramas argila fina desferrificada, Mg = saturação com Mg, Li – 270 = saturação com Li e aquecimento a 270 °C, Li – Glic = saturação com Li aquecimento 270 °C e solvatação com glicerol

Os resultados por FT - IR em amostras do horizonte B plânicos dos dois perfis confirmaram a composição mineralógica composta de esmectitas e caulinita, complementando os estudos da difração de raios-X da fração argila. No Sxe1- Bt1, o ombro a 3698 sugere a presença de caulinita com flexão em 913, segundo Srasra e Fripiat em (1994). Já a região de 3621 refere-se à região de alongamento $Al^{3+}2-HO\text{ cm}^{-1}$ com a frequência de flexão é de 750 cm^{-1} pode ser considerado como característico de uma esmectitas dioctaedrais provavelmente referente às beidelita com picos próximos de 3630 característicos de amostras puras (SRASRA; FRIPIAT, 1994; DJOMGOUE; NJOPWOOU, 2013) Souza- Junior (2010) encontrou resultados parecidos em estudos na separação de beidelita e nontronita em esmectitas em ambientes de mangue. Detalhes da amostra Bt1 do SXe1 podem ser visto na Figura I. 45.

A Figura 3.46, apresenta os espectros das amostras do Btn do SXe2, os picos correspondentes as caulinitas foram identificados na mesma posição do SXe1 em 3621 cm^{-1} . No entanto, o comportamento dos ombros na região 780 pode ser relacionado à presença de montmorilonita (DJOMGOUE; NJOPWOOU, 2013). Não foi possível diferir entre beidelita e nontronita através dos picos característicos desses dois minerais terem sofrido sobreposição. Um maior aprofundamento sobre a técnica será necessário para uma melhor compreensão.

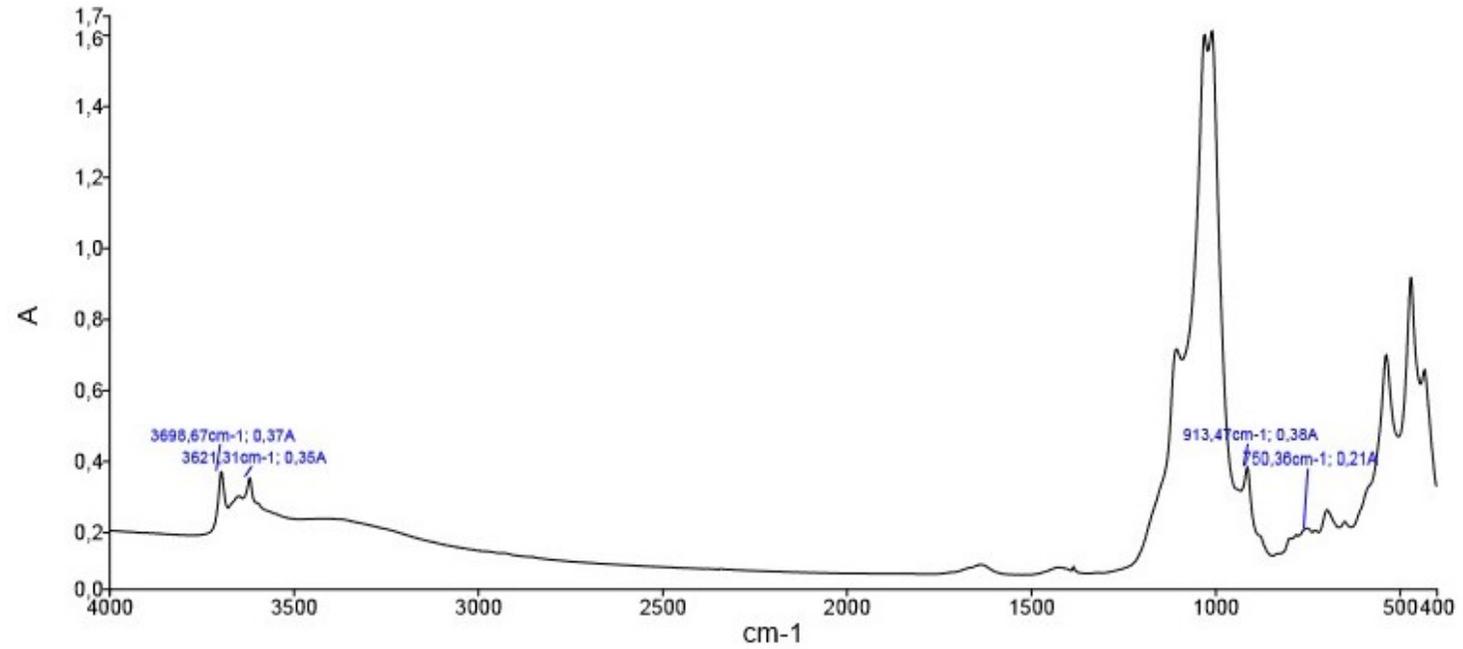


FIGURA 3. 44. Padrões dos espectros de IV- Amplitude 4000 a 400 em amostras Bt1 argila totalSxe1 área vegetada

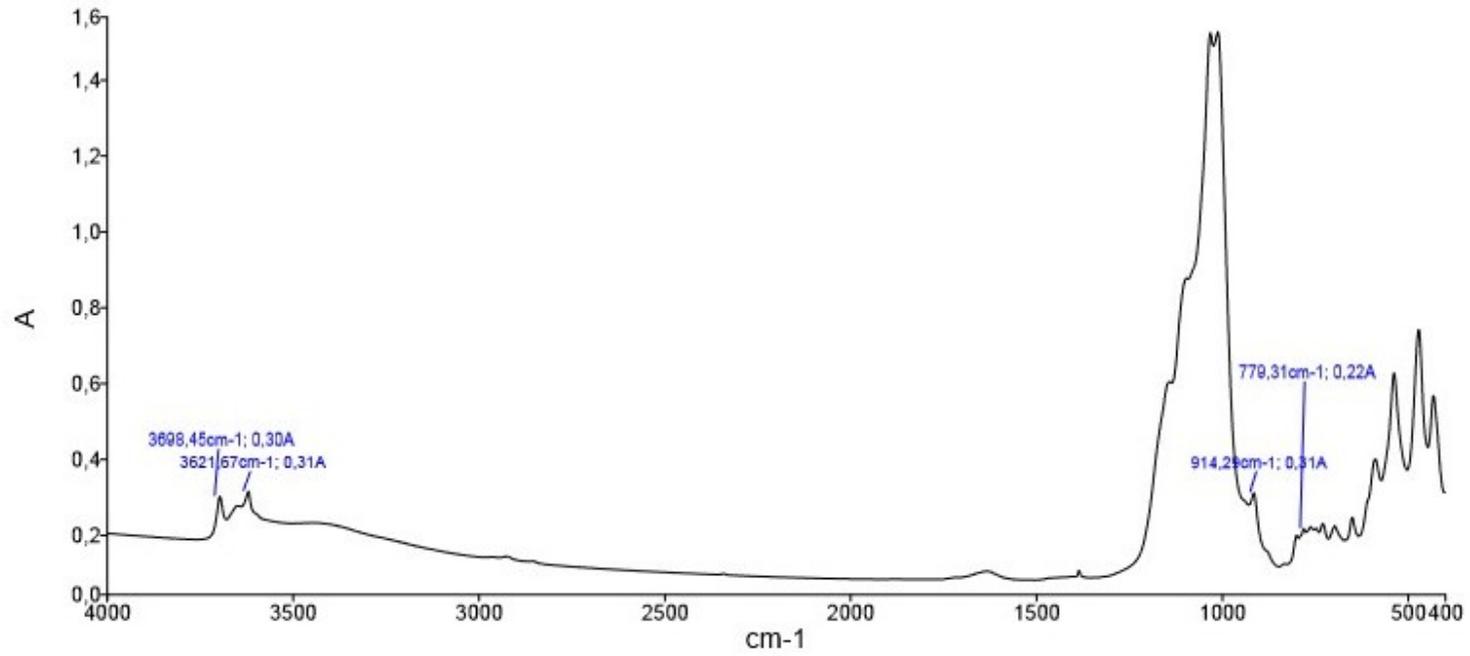


FIGURA 3. 45. Padrões dos espectros de IV- Amplitude 4000 a 400 em amostras Btn1 argila total- Perfil 1 SXe2 – área sem vegetação.

3.4 Conclusões

A formação de solos rasos é condicionada pela heterogeneidade dos saprolitos de gnaiss em sua conformação e disposição dos bandamentos leococráticos remanescentes. A posição dos veios da rocha foi determinante no desenvolvimento pedogenético e aprofundamento dos dois perfis estudados, que muito embora não seja possível inferir grau de intemperismo diferente entre os objetos SXe1 – área vegetada tornou-se mais profundo e o SXe2 – área sem vegetação tornou-se mais raso.

A beidelita/nontronita, esmectitas aluminosas são os principais minerais secundários em SXe2 – área sem vegetação, com possível rota de alteração feldspato-K > Plagioclásios – biotita – esmectitas- caulinita, este perfil apresentou-se mais profundo e melhor drenagem em comparação ao SXe1. A drenagem junto o transporte lateral pode ter auxiliado a saída dos íons Fe e Mg propiciando a formação de esmectitas mais aluminosas.

As esmectitas do tipo montmorilonita são os principais minerais 2:1 encontrados em SXe2 devido a uma assembleia primária mais rica em plagioclásios > feldspato-K. A possível rota de alteração dominante: Plagioclásios – Feldspato-K – biotita-Montmorilonita.

Os minerais 1:1 em SXe1 – área vegetada estão mais presentes na argila grossa com menor grau de cristalinidade ou interestratificadas, produto da alteração de esmectitas aluminosas. Já no SXe2 – área sem vegetação as caulinitas são mais cristalinas remetendo a uma possível contribuição de natureza aluvial.

O principal processo pedogenético envolvido na formação do horizonte Btn dos solos estudados é a argilação, produto da transformação dos minerais mais facilmente intemperizados. Os bandamentos melanocráticos são os prováveis precursores dos horizontes Btn dos Planossolos estudados.

A associação dos íons Na e Mg impulsionaram a instabilidade das argilas expansivas dificultando a formação de agregados no SXe2 – área sem vegetação, promovendo a dispersão e o processo de lessivagem contribuindo para a mudança textural abrupta e degradação do horizonte A.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A.N. O domínio morfoclimático Semiárido das caatingas brasileiras: **Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia -Embrapa Semiárido (CPATSA)**, São Paulo, 1974. 37p.
- ADRIANO, D.C.; DONER, H.E., 1982. Chlorine. In: A.L. Page, R.H. Miller and D.R. Keeney (Editors), *Methods of Soil Analysis: Part 2. Chemical and Microbiological Properties*. Am. Soc. Agron. Madison, WI, pp. 455-462.
- ANJOS, L.H.C.; FERNANDES, M.R.; PEREIRA, M.G.; FRANZMEIER, D.P. Landscape and pedogenesis of an Oxisol-Inceptisol-Ultisol sequence in Southeastern Brazil. *Soil Science Society of America Journal*. Madison . J., 62:1651-1658, 1998.
- ARAÚJO FILHO, J.C.; BURGOS, N.; LOPES, O.F.; SILVA, F.H.B.B.; MEDEIROS, L.A.R.; MELO FILHO, H.F.R.; PARAHYBA, R.B.V.; CAVALCANTI, A.C.; OLIVEIRANETO; M.B.; RODRIGUES E SILVA, F.B.; LEITE, A.P.; SANTOS, J.C.P.; SOUSA NETO, N.C.; SILVA, A.B.; LUZ, L.R.Q.P.; LIMA, P.C.; REIS, R.M.G. & BARROS, A.H.C. **Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade dos solos do Estado de Pernambuco**. Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 378p., 2000.
- ARAÚJO FILHO, J.C; RIBEIRO, M. R.; BURGOS, N. B.; MARQUES, F. A. Solos da caatinga. *PEDOLOGIA – Solos dos Biomas Brasileiros. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, 227-260. 2017.
- AZEVEDO A.C.; VIDAL-TORRADO P. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entre camadas e clorita. In: Melo VF, Alleoni LRF, editores. *Química e mineralogia do solo*. Viçosa, MG: **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**; Viçosa 2009. p.381-426.
- BOCKHEIM, J. G.; HARTEMINK, A. E. Distribution and classification of soils with clay-enriched horizons in the USA. *Geoderma*, Amsterdam, 209–210 (2013) 153–160.
- BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. New York, Robert E. Krieger Publishing Company, 1976. 482p.
- BRINDLEY, G.W.; BROWN, G. Crystal structures of clays minerals and their X-ray identification. **Mineralogical Society**, London, 1980. 495p. (Monograph, 5).
- BRINKMAN, R. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, Amsterdam, 199-206. 1970. 25
- BROWN, G.; BRINDLEY, G.W. X-ray Diffraction Procedures for clay mineral Identification. In: BRINDLEY, G.W; BROWN, G. **Mineralogical Society**, London, 1980 chapter 5, p.305-360.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, TURSINA, **Handbook for soil thin section description**. Albrington, Waine Research, 1985. 152p.

CASSOL, E. A.; CANTALICE, J. R. B.; REICHERT, J. M.; MONDARDO, A. Escoamento superficial e desagregação do solo em entressulcos em solo franco-argilo-arenoso com resíduos vegetais. **Pesquisa agropecuária brasileira.**, Brasília, v.39, n.7, p.685-690, jul. 2004.

CPRM. Projeto Cadastro das fontes de Abastecimento por água Subterrânea–**Diagnóstico do Município de Itacuruba-PE-** Recife, 2005.

DAUGHERTY, L.A.; ARNOLD, R.W. Mineralogy and iron characterization of plinthitic soils on alluvial landforms in Venezuela. **Science Society of America Journal.** Madison . J., 46:1244-1252, 1982.

DELVIGNE, J.E. **Atlas of micromorphology and mineralogist.** Ottawa: ORSTOM, 1998. 494p.

DJOMGOUE, P.; NJOPWOUO, D. FT-IR Spectroscopy Applied for Surface Clays Characterization. **Journal of Surface Engineered Materials and Advanced Technology**, Yaoundé, 2013, 3, 275-282

DONG, H.; HALL, C.M.; PEACOR, D.R.; HALLIDAY, A.N.; 1995. Mechanisms of argon retention in clays revealed by laser ^{40}Ar – ^{39}Ar dating. **Nature**, London, 267, 355–359.

EHLERS, G.E.; BLATT, H., 1997: Petrology, Igneous sedimentary and metamorphic. **CBS publishers and distribution.**..New Delhi, 1997.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo.** Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 2. Ed. Ver. Atual. Rio de Janeiro, 1997. 212p.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de análises químicas de solos, plantas e fertilizantes.** Brasília, Embrapa Informação Tecnológica, 2009. 627p.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.** 3ª edição. Brasília, DF, 2013. 353p.

FERREIRA, J. T. P.; RIBEIRO FILHO, M. R; RIBEIRO†, M.R.; SOUZA JÚNIOR, V. S.; BITTAR, S. M. B.; SANTOS, R. G. Planosols Developed in Different Geoenvironmental Conditions in Northeastern Brazil. **Revistas Brasileiras de Ciência do Solo**, Viçosa. 2016; v40.

FITZPATRICK, E.A. **Soil microscopy and micromorphology.** New York, John Wiley & Sons, 1993. 304p.

FLINT, A. L.; FLINT, L. E. Particle density. In: DANE, J. H.; TOPP. G. C. (Ed.). Methods of soil analysis. **Soil Science Society of America.** Madison, pt. 4, p. 229-240, 2002.

- GALINDO, I.C.L.; RIBEIRO, M.R.; SANTOS, M.F.A.V.; LIMA, J.F.W.F. & FERREIRA, R.F.A.L. Relações solo-vegetação em áreas sob processo de desertificação no município de Jataúba, PE. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, 32:1283-1296, 2008.
- GREENE-KELLY, R. (1953) Irreversible dehydration in montmorillonite. Part II. **Clay Mineral Bull.** 1, 52-56.
- GROSSMAN, R. B.; REINSCH, T. G. Bulk density and linear extensibility. In: DANE, J. H.; TOPP, G. C. (Ed.). *Methods of soil analysis*. Madison: **Soil Science Society of America**, Middlesex, pt. 4, p. 201-225, 2002.
- GUNAL, H.; RANSOM, M.D. Clay illuviation and calcium carbonate accumulation along a precipitation gradient in Kansas. **Catena**, Amsterdam, 68:59-69, 2006.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Manual técnico de pedologia**, 2. ed. Brasília: 316p. 2007.
- IUSS Working Group WRB (2007) World reference base for soil resources 2006. **World Soil Resources Reports 103**, FAO, Rome. Electronic update 2007: <http://www.fao.org/ag/agl/agll/wrb/>
- JACKSON, M. L. (1975) *Soil Chemical Analysis—Advanced Course*: 2nd ed., 10th printing, published by the author, Madison, Wisconsin, 895 pp
- JACOMINE, P. T. K. ; CAVALCANTI, A.C.; BURGOS, N. & PESSOA, S.C.P. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco**. Recife, MA/DNPEA – SUDENE/DRN, V.1, 1972.
- PHILLIPS, J. D.; LORZ, C. Origins and implications of soil layering. **Earth-Science Reviews**, Middlesex. 89 (2008) 144–155.
- KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. The 5 M-NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 30, p. 401-408, 1982.
- LE BISSONNAIS, Y. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. **European Journal of Soil Science**. Stuttgart, Volume 47, Issue 4 December 1996 Pages 425–437
- LIM, C.H.; JACKSON, M.L. Dissolution for total elemental analysis. In: PAGE, A.L., ed. *Methods of soil analysis. Parte 2: Chemical and microbiological properties*. Madison, American Society of Agronomy, 1996. p.1-12.
- LIRA, H. L. NEVES, G. A. Feldspatos: conceitos, estrutura cristalina, propriedades físicas, origem e ocorrências, aplicações, reservas e produção. **Revista Eletrônica de Materiais e Processos**, Campina Grande, PB, v.8.3 (2013) 110 –117.
- LUZ, L.R.Q.P.; SANTOS, M.C.; MERMUT, A.R. Pedogênese em uma topossequência do semiárido de Pernambuco. **Revista brasileira de ciência do solo**, Viçosa, V.16 pg.95-102, 1992. 27

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

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: SWINEFORD, A., Ed., **Clay and clay minerals proceeding conference**. Elmsdorf, NY: Pergamon Press, p.317-342, 1960.

MELO, V.F.; MATTOS, J.M.S.M.; LIMA, V.C. 2009. Methods for concentration of minerals in the clay fraction 2:1 side seeking their identification by X-ray diffraction. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa 33: 527-539.

MICHELON, C. R.; AZEVEDO A. C.; PEDRON F. A.; DALMOLIN R. S. D.; STÜRMMER S. K.; GONÇALVES J.; JESUS, S. L. Causes of morphological discontinuities in soils of Depressão Central, Rio Grande do Sul State, Brazil. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 67, n. 3, p. 319-326, 2010.

MOTA, F. O. B.; OLIVEIRA, J. O.; GEBHARDT, H. Mineralogia de um argissolo vermelho-amarelo eutrófico e de um Planossolo háplico eutrófico solódico numa topossequência de gnaisses no sertão central do Ceará. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. 26:607-618, 2002

MURPHY, C.P. **Thin section preparation of soils and sediments**. Berkhamsterd: Academic Publis. 1986. 145p.

NESBITT, W.; YOUNG G.M.. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**. Oxford, 299. 715-717

OLIVEIRA, L. B. de; FONTES, M. P. F.; RIBEIRO, M. R.; KER, J. C. Micromorfologia e gênese de luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, vol.32, n.6, pg. 2407-2423, 2008.

PARAHYBA, R. B. V.; SANTOS, M. C.; ROLIM NETO, F. C. Evolução quantitativa de Planossolos do agreste do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 991-999, 2009.

PARAHYBA, R. B.V.; SANTOS, M. C.; NETO, F. C. R. & JACOMINE; P. K. T. Pedogênese de Planossolos em topossequência do Agreste pernambucano. **Revista Brasileira de Ciência do solo**. Viçosa, v. 34, pp. 1991-2000, 2010. 28

PEREIRA JUNIOR, J. S. Nova delimitação do semi-árido brasileiro. Biblioteca Digital da Câmara dos Deputados. **Centro de Documentação e Informação**. Brasília, DF. 24 p. 2007.

PEREZ-MARIN, A.M; CAVALCANTE, A. M.B.; MEDEIROS, S.S.; TINÔCO, L.B.M.; SALCEDO, I.H. Núcleos de desertificação no semiárido brasileiro: ocorrência natural ou antrópica? **Parceiros Estratégicos**. Brasília-DF. V. 17 pg. 87-106, 2012.

- QUÉNARD, L.; SAMOUËLIAN, A.; LAROCHE, B.; CORNU, S. Lessivage as a major process of soil formation: A revisitation of existing data. **Geoderma**, Amsterdam, 167-168 (2011) 135–147
- RIBEIRO, M. R.; SAMPAIO, E. V. de S. B.; GALINDO, I. C. L. Os solos e o processo de desertificação no semi-árido brasileiro. In: RIBEIRO, M. R.; NASCIMENTO, C. W. A. do; RIBEIRO FILHO, M. R.; CANTALICE, J. R. B. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciências do solo, V.6 pg. 413-459, 2009.
- RUSSELL J D, (1987). **A hand book of determinative methods in clay mineralogy**, (Ed) Wilson M J, (Blackie, London), p.133.
- SALINS, I. & RINGROSE-VOASE, A.J. Impregnation techniques for soils and clay materials: The problems and overcoming them. **CSIRO**, Camberra ,1995. (CSIRO Division of Soils, GPO Box 639).
- SÁNCHEZ-MUÑOZ, L.; GARCÍA-GUINEA, J.; ZAGORSKY, V.Y.; JUWONO, T.; MODRESKI, P.J.; CREMADES, A.; VAN TENDELOO, G.; MOURA, O.J.M. (2012) The evolution of twin patterns in perthitic K-feldspar from granitic pegmatites. **The Canadian Mineralogist**, Vancouver, 50, 989–1024
- SANTOS, A. C.; PEREIRA, M. G.; DOS ANJOS, L. H. C.; BERNINI, T. A.; MIGUEL COOPER, M. Genesis of Soils Formed from Mafic Igneous Rock in the Atlantic Forest Environment. **Revista Brasileira de Ciências do solo**. Viçosa, 2016;40.
- SANTOS, J. C. B.; JÚNIOR, V. S. S.; CORRÊA, M. M.; RIBEIRO, M. R.; ALMEIDA, M. C.; BORGES, L. E. P. Caracterização de Neossolos Regolíticos da região semiárida do Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do solo**. Viçosa, v. 36, n.3, p.683-696, 2012.
- SANTOS, J. C. B.; PERAB, E. L.; SOUZA JÚNIOR, V. S. S.; OLIVEIRA, C. S.; JUILLERET, J. , CORRÊA, M. M.; AZEVEDO A. C. Porosity and genesis of clay in gneiss saprolites: The relevance of saprolithology to whole regolith pedology. **Geoderma**. Amsterdam, 319 (2018) 1–13.
- 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 solos no campo. **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, 6. ed, 100 p., 2013.
- SCHWERTMANN, U; TAYLOR, R. M. 1989. Iron Oxides. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B., (Eds.) MINERAL SOIL ENVIRONMENTS. 2, ed. **Soil Science Society of American**, Madison, 2007, p, 379-438.
- SILVA, M. S. L. D. *et al.* Adensamento subsuperficial em solos do semi-árido: processos geológicos e/ou pedogenéticos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Viçosa v. 6, p. 314-320, 2002.
- SOUZA-JÚNIOR, V. S.; VIDAL-TORRADO, P.; GONZÁLEZ, M. T. C.; MACÍAS, F.; OTERO, X. L. Smectite in mangrove soils of the State of São Paulo, Brazil. **Science Agriculture**. Piracicaba, v.67, n.1, p.47-52, January/February 2010

SRASRA, E.; BERGAYA, F.; FRIPIAT, J.J. infrared spectroscopy study of tetrahedral and octahedral substitutions in an interstratified. **Clays and Clay Minerals**, New York, Vol. 42, No. 3, 237-241, 1994.

TANG, J. X. Y.; ZHOU, A. J. Effect of drying–wetting cycles on aggregate breakdown for yellow–brown earths in karst areas. Xu et al. **Geoenvironmental Disaster**, Heidelberg, 2017.

VAN RANST, E.; DUMON, M.; TOLOSSA, A. R.; CORNELIS, J.T.; STOOPS G.; Vandenberghe R. E.; Deckers J. Revisiting ferrollysis processes in the formation of Planosols for rationalizing the soils with stagnic properties in WRB. **Geoderma**, Amsterdam, 163, 265–274. 2011.

WAN, J.M.; T.K. TOKUNAGA. "Film straining of colloids in unsaturated porous media: Conceptual model and experimental testing." **Environmental Science & Technology** , 31Washington, 1997, 2413-2420.

WINTER J. D. (2010) Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Second Edition. Cambridge: Cambridge Press, 2010. pp 383, 659-660

WORDEN, H. R.; DAVID, F.; WALKER, L., PARSONS, I.; BROWN, W. L. Development of microporosity, diffusion channels and deuteric coarsening in perthitic alkali feldspars. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, New York, 1989, 104: 507-515.

YOEMANS, J. C., BREMNER, J. M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Communications in Soils Science and Plant Analyses**, Philadelphia, 1988, v.19. 1467 – 1476.

4. ABUNDÂNCIA E DIVERSIDADE MICROBIANA EM PLANOSSOLOS DO NÚCLEO DE DESERTIFICAÇÃO CABROBÓ PERNAMBUCO – BRASIL

RESUMO

A relevância ambiental e agrônômica de estudos que abordem processos pedogenéticos e diversidade microbiana em Planossolos, reside nas características pedogenéticas que podem evoluir em degradação desses solos. As estruturas colunares e piramidais, podem, por exemplo, limitar a drenagem interna de água, prejudicando o desenvolvimento radicular e comprometer a cobertura vegetal. Tornando essas áreas susceptíveis a degradação, a perdas no estoque de carbono e nitrogênio. Mostrando forte conexão entre os estudos de gênese de solo e investigações microbiológicas. Há, portanto, diferenças na estrutura e abundância de microrganismos funcionais e estoques de carbono e nitrogênio em áreas com cobertura vegetal e sem vegetação. Em função disto, este trabalho avaliou estoques de carbono, carbono da biomassa microbiana, bem como abundância e diversidade de bactérias totais e diazotróficos por técnicas independentes de cultivo. A bio-disponibilidade de N e P foi testada pela abundância dos genes (AOB) envolvidos na oxidação do amônio, e os genes ligados a fosfatase alcalina (*phoD*). A fixação de N foi avaliada através da atividade da nitrogenase na redução do acetileno (ARA). Os principais resultados mostraram que o SXe2 (área não vegetada) apresentou 30% menos carbono estocado, em relação ao SXe1 (área vegetada). O carbono da biomassa microbiana acompanhou o conteúdo de argila e a relação C:N. Os horizontes pedogenéticos apresentam diferenças em suas comunidades bacterianas totais. A abundância dos genes relacionados com a fosfatase alcalina diminuiu em profundidade mostrando a importância desses organismos na ciclagem e disponibilização do elemento fósforo. Estes resultados indicam uma possível seleção de bactérias induzida pelas condições específicas de cada horizonte (atributos físicos e químicos). As avaliações dos genes de diazotróficos (*nifH*) os valores médios de similaridade indicaram pouca separação de comunidades de diazotróficos no SXe1 (área vegetada) e uma clara existência de duas comunidades distintas no SXe2 (área não vegetada). A presença de archaeas sugere que estes organismos estão envolvidos na fixação biológica de N, inclusive em áreas em estado mais avançado de degradação (SXe2 – área sem vegetação). A fixação biológica de nitrogênio assim como a disponibilidade foram confirmadas pelos resultados obtidos da atividade da nitrogenase, da redução do acetileno (ARA) e pela abundância dos genes ligados a oxidação do amônio (AOB) em ambos os solos estudados. A disponibilização do fósforo inorgânico foi confirmado pela presença dos genes associados a fosfatase alcalina (*phoD*).

Palavras-chave: Fixação biológica de nitrogênio. Diazotróficos. Archaea. Atividade da nitrogenase. Fosfatase alcalina.

Microbial abundance and diversity in core Planossolos Desertificações Cabrobó Pernambuco-Brazil.

ABSTRACT

The relevance of environmental and agronomic studies that address pedogenetic processes and microbial diversity in Planosols is in the pedogenetic characteristics that can evolve in the degradation of these soils. The columnar and pyramidal structures, for example, may limit the internal drainage of water, hampering root development and compromising plant cover. Making these areas susceptible to degradation and losses in carbon and nitrogen stocks. It shows a strong connection between studies of soil genesis and microbiological investigations, since the physical and chemical attributes of each horizon can lead to soil degradation. Therefore, there are differences in the structure and abundance of functional microorganisms and carbon and nitrogen stocks in areas with vegetation cover and areas without vegetation cover. Thus this work has evaluated the carbon stocks, carbon of the microbial biomass, basal respiration and estimating the relationships between metabolic quotient (qCO_2) and microbial quotient ($qMIC$). The diversity of structures of bacteria, archaeas and microorganisms related to the nitrogen and phosphorus cycling were evaluated by Gel Electrophoresis with Denaturing Gradient (DGGE). Abundance of these organisms was evaluated by real-time PCR (qPCR). The bioavailability of N and P was tested by the abundance of the genes (AOB) involved in the oxidation of ammonium, and by the abundance of the genes linked to alkaline phosphatase (*phoD*). N fixation was evaluated by the activity of nitrogenase in the reduction of acetylene (ARA). The main results showed that the SXe2 (non-vegetated area) presented 30% less carbon stock, in relation to the SXe1 (vegetated area). The carbon of the microbial biomass followed the clay content and the C: N ratio. Among the main results obtained by the molecular techniques for total bacteria is the characterization that the pedogenic horizons have distinct niches for microorganisms. The abundance of the genes related to alkaline phosphatase decreased in depth showing the importance of these organisms in the cycling and availability of phosphorus P. These results indicate a possible selection of bacteria induced by the specific conditions of each horizon (physical and chemical attributes). The diazotrophic (*nifH*) gene scores showed similar mean values for the diazotrophic communities in the SXe1 (vegetated area) and a clear existence of two distinct communities in the SXe2 (non-vegetated area). The archaeas presence suggests that these organisms are involved in the biological fixation of N, even in areas in a more advanced state of degradation (SXe2 - area without vegetation). Biological nitrogen fixation as well as availability were confirmed by nitrogenase activity and acetylene reduction (ARA) and by the abundance of ammonium oxidation (AOB) genes in both soils studied. The availability of the inorganic phosphorus was confined by the presence of the genes associated with alkaline phosphatase (*phoD*).

Keywords: Biological fixation of nitrogen. Diazotrophic. Archaea. Nitrogenase activity. Alkaline phosphatase.

4.1 Introdução

Planossolos são constituídos por material mineral com horizontes A ou E seguido de horizonte B plânico, com estruturas prismáticas, ou colunares, ou em blocos angulares e subangulares que variam de muito grandes à médios, e às vezes maciça, com mudança textural abrupta entre os horizontes superficiais e o horizonte Btn (IBGE, 2007; RIBEIRO et al., 2009). Em Pernambuco, os Planossolos abrangem uma extensão de aproximadamente 15.830 km², 16 % da superfície do Estado (ARAÚJO FILHO et al., 2000; ARAÚJO FILHO et al., 2017). Estes solos são bastante utilizados com pecuária extensiva (caprinocultura e ovinocultura), e pela agricultura familiar com cultivos algodão, milho e feijão.

As principais limitações ao uso agrícola destes solos decorrem justamente do adensamento do horizonte Btn, que é agravado quando este se encontra muito próximo à superfície do solo. Esta característica tem relevância ambiental e agrônômica porque além de limitar a drenagem interna de água, prejudica o desenvolvimento radicular. Vale ressaltar que mesmo em áreas não agricultadas a exposição do solo por perda da vegetação aumenta o risco de selamento superficial por destruição dos microagregados organomineral (CASSOL et al., 2004).

O selamento superficial reduz a infiltração e aumenta o coeficiente de escoamento superficial das águas (*runoff*) com perdas de solo para os cursos de água podendo gerar eutrofização nos rios e lagos. Os solos descobertos são muito susceptíveis à erosão hídrica e eólica, causando a remoção de nutrientes, perda na diversidade da flora e da microfauna, iniciando o processo de degradação do ecossistema (GALINDO et al., 2008).

A mudança textural abrupta comum em Planossolos, pode implicar em respostas ambientais distintas em razão do conteúdo de argila. A disparidade na capacidade de reter água e nutrientes ocorre em decorrência do tipo e quantidade dos minerais de argila presente, e nesse caso, assembleias distintas são capazes de criar nichos ecológicos distintos.

Há, portanto, uma conexão clara entre os estudos de gênese de solo e investigações microbiológicas dentro da pedologia, já que os atributos físicos e químicos podem levar a degradação de solos. Como por exemplo: perdas das camadas nutritivas de solos por erosão e por consequência da vegetação e selecionar comunidades de micro-organismos com resistência a essas mudanças. Por outro lado, os micro-organismos participam das primeiras fases de alteração mineral e participam de

processos pedogenéticos. Nesse caso, diminuição na quantidade e diversidade microbiana pode levar a atenuação da pedogênese, como Jenny (1942) já havia preconizado a influência dos seres vivos na formação de solos quando desenvolveu a equação dos fatores de formação de solo.

A forte influência da participação dos micro-organismos é visível em áreas com hidromorfismo temporário. Por mais contraditório que possa parecer devido aos baixos índices pluviométricos anuais, é comum acontecer no semiárido nordestino em solos com deficiência de drenagem. O fenômeno torna-se possível em virtude do grande volume de chuva que ocorrem concentrados em poucos meses do ano nessa região. Dessa forma, através da ação de micro-organismos em ambientes anóxicos, em sítios de anaerobiose, que ocorre o processo pedogenético de gleização, sendo bastante comum em Planossolos. Com atuação predominante onde há redistribuição do ferro reduzido surge o desenvolvimento das cores claras no solo, levando a tons acinzentados e presença de mosqueados avermelhados (*gleying*). Estas são as consequências mais visíveis, no entanto uma série de mudanças física e químicas também ocorra simultaneamente (SOUSA et al., 2002). Embora, como descrito a cima a gleização influencie na cor do solo, o material de origem composto de rochas félsicas também possam influenciar na coloração do solo por sua composição leococrática e possuir baixos teores de ferro.

Em outra abordagem da atuação dos micro-organismos em processos pedogenéticos sobre a influência de zonas anóxicas existe a possibilidade de ocorrer a ferrólise. Uma sequência de redução e de oxidação, que destruiria as argilas por energia química derivada da decomposição bacteriana da matéria orgânica do solo por micro-organismos especializados na oxirredução do elemento ferro (BRINKEMAN, 1970), causando mudança textural abrupta, que nesse caso é que define a ordem dos Planossolos junto com outros atributos.

Como a degradação do solo pode levar a redução da diversidade, abundância e atividade microbiana, os processos erosivos ou de acumulação de sais na superfície, ocasionados por processos naturais e a mudança do uso da terra, trazem perdas de difícil reversibilidade da capacidade produtiva da terra (PEDROTTI et al., 2015). Ações como o revolvimento e descompactação do solo, também podem causar degradação porque expõem a matéria orgânica ao consumo de micro-organismos, diminuindo os estoques de carbono. Essas condições podem ser avaliadas no ambiente pedogenético, ao longo do seu perfil, através dos componentes da matéria orgânica do solo.

Em ambientes degradados o aporte de matéria orgânica é extremamente limitado pela diminuição da cobertura vegetal diminuindo os estoques de carbono no solo e ciclagem de nutrientes. Embora representando apenas de 5% do C orgânico do solo, a biomassa microbiana do solo (BMS) é altamente sensível às mudanças do uso da terra e práticas de manejo, representando um bom indicador da qualidade do solo, (ANDERSON et al., 2010).

Os teores de C e N (recalcitrante e lábil) podem ser utilizados como indicadores de mudanças na dinâmica da matéria orgânica do solo e qualidade do solo (DORAN; PARKIN, 1994). Além disso, a atividade biológica indicada pela respiração basal do solo (perdas de C-CO₂) e o quociente metabólico (C-CO₂ por unidade de biomassa microbiana) também podem ser indicativos das condições de estresse do solo ou elevada disponibilidade de nutrientes facilmente degradados (INSAM; DOMSCH, 1988).

A quebra no equilíbrio entre as entradas de matéria orgânica e a demanda por carbono pode limitar ou reduzir a atividade e abundância dos micro-organismos de solo. Para determinar a abundância de comunidades de bactérias, o gene 16S rRNA gene tem sido amplamente utilizado no estudo bactérias totais do solo, por conter regiões conservadas (PATWARDHAN et al., 2014) em testes de reação da cadeia de polimerase em tempo real (qPCR).

Os avanços na biologia molecular permitiram obter resultados mais específicos em relação aos diferentes domínios (Archaea, Bacteria e Eukarya), reduzindo o tempo das reações e a probabilidade de erros. As análises moleculares permitem identificar e entender a classificação taxonômica e filogenética existente entre os mais variados micro-organismos, além das funções que exercem no solo e as possíveis interações (DAS et al., 2014).

Já a técnica de DGGE (Eletroforese em Gel com Gradiente Desnaturante) pode ser utilizada para avaliar a diversidade estrutural das comunidades microbianas e as perturbações no ambiente que refletem na comunidade (SOUZA et al., 2012). Entretanto, um maior aprofundamento das funções ecológicas dos micro-organismos, principalmente na biodisponibilização ou mineralização no ambiente solo, pode ser obtido através do estudo de comunidade microbianas especializadas na ciclagem de nutrientes. Técnicas moleculares têm sido utilizadas para avaliar abundância, diversidade e estrutura de comunidades de micro-organismos nos solos, evitando-se assim, limitações surgidas durante técnicas dependentes de cultivo (LIMA-PERIM et al., 2016).

Em especial, as bactérias específicas para o metabolismo redox do Fe, as quais realizam alterações químicas na dinâmica desse nutriente no solo. Estes micro-organismos são bactérias dos gêneros *Geobacter* e *Shewanella*, que utilizam minerais de óxido de ferro como aceptores finais de elétrons (FREDRICKSON; ZACHARA, 2008). A ferrólise envolve conceito que foi descrito como um processo dominante em muitas partes do mundo para explicar o forte contraste textural (ROUX; PREEZ, 2005; BARBIERO, et al., 2010), pode ser testada pela presença ou ausência de bactérias específicas para o metabolismo redox do Fe.

Da mesma forma, a disponibilidade de P para micro-organismos e raízes se constitui, frequentemente, um fator limitante para as transformações de outros nutrientes no ecossistema terrestre, como é o caso do C e N que são dependentes de P para serem fixados (JORQUEIRA et al., 2014). O fósforo existe no solo como ortofosfato inorgânico, principalmente envolvido em complexos inertes com cátions tais como íon fosfato (FePO_4) e fosfato de alumínio (AlPO_4) e em moléculas orgânicas tais como lecitina e fitato. A presença de bactérias que contém o gene da fosfatase alcalina torna este elemento solúvel e disponível para as plantas presentes no solo (SUKURAI ET AL., 2008).

As bactérias induzem a produção de fosfatases (mais especificamente fosfonozonoesterases), sob as condições de baixa concentração de P inorgânico disponível, com elevado gasto de energia e somente quando necessário. Durante as condições de deficiência de fosfato, a atividade dos genes reguladores *pho* é induzida e o transporte de fosfato é executado (APEL et al., 2007). Em bactérias, três genes homólogos do *pho* foram identificados na produção de fosfatase alcalina: *phoA* (ZAPPA et al., 2001), *phoD* (GOMEZ; INGRAM, 1995) e *phoX* (WU et al., 2007) com elevado potencial genético para produzir essa enzima contendo pelo menos um dos três genes homólogos. O gene *phoD* atua de forma dependente de Ca^{2+} como cofactor (WU et al., 2007) e é o mais abundante dentro do domínio Bacteria (TAN et al., 2013).

Em regiões de desertificação, onde ocorre baixa disponibilidade de nitrogênio, algumas leguminosas podem ser fonte natural desse elemento nos solos, podendo aumentar a biodiversidade, contribuindo para recuperação de áreas degradadas (NARDOTO et al., 2008). Estas leguminosas fazem associação com bactérias diazotróficas, incorporando esse elemento na forma disponível (nitrato/amônia) para os demais organismos vivos (BODDEY et al., 1992). Além disso, também existem diazotróficos de vida livre no solo (Archaeas e bactérias), os quais são os agentes fixadores de N mais abundante. A abundância de diazotróficos de vida livre é influenciada

pela disponibilidade de nutrientes no solo, temperatura, umidade e normalmente a atividade dessas fixadoras de N pode ser estimulada pelo aumento de relação C:N ou exsudados de raízes vegetais (HICKS, 2003; REED et al., 2007).

Organismos diazotróficos podem ser avaliados através do estudo de genes funcionais, como é o caso do gene *nifH*, codificante da Ferro-proteína no complexo da nitrogenase (ZEHR, 2003). Assim, a FBN ocorre graças à ação da enzima nitrogenase, formada por um complexo enzimático que reduz o N₂ atmosférico a amônia, convertendo-a, posteriormente, em íons amônio. Na FBN, os genes *nifH* codificam a ferro-proteína ou componente II, ou seja, um homodímero do complexo nitrogenase (ANDREWS et al., 2009).

Bactérias oxidante de amônio (AOB) podem ser avaliadas como marcadores moleculares, utilizando regiões específicas do gene AOB 16S rRNA pertencente a subdivisão β -proteobacteria (DIAS et al., 2012). A importância de se avaliar a presença desse micro-organismos se dá pelas formas assimiláveis de nitrogênio pelas plantas superiores. No ciclo do nitrogênio no solo o processo de amonificação acontece quando o amoníaco é convertido por bactérias amônio-oxidantes em amônia. No passo seguinte, a amônia é convertida por bactérias nitrificantes em nitrato (nitrificação) (KOWALCHUK, et al., 1997)

Antigamente, as archaeas eram classificadas como bactérias, devido a suas semelhanças morfológicas. No entanto, a biologia molecular comprovou que as archaeas e bactérias estão em domínios distintos (WOESE et al., 1990). Nesse contexto, o estudo de archaeas ficava muito restrito às condições de vida, muitas vezes inóspitas a outros organismos como ambiente encharcados, mangues, águas e solos salinos, ambientes hipertermófilos ou acidófilos, entre outros, os quais se restringia o estudo desses microrganismos em solos ausentes dessas características.

Diante do exposto, a caracterização dos grupos funcionais de micro-organismos ligados ao ferro, fósforo e ciclagem de nitrogênio no ambiente em solos susceptíveis a degradação se mostra uma ferramenta imprescindível que poderá servir como ferramenta futura para recuperação de áreas degradadas.

4.2 Material e Métodos

4.2.1 Descrição do meio físico

Dois perfis de Planossolos foram escolhidos na paisagem tendo a presença ou ausência da vegetação como indicador do nível de degradação da área. Nesse contexto o Perfil 1 foi escolhido em uma área de vegetação densa o perfil 2 foi escolhido em uma área desprovida de vegetação pelo agravamento da degradação. Ambos os perfis estão inseridos dentro do perímetro do Núcleo de desertificação Cabrobó, com altitudes semelhantes e demais condições ambientais sobre o mesmo material de origem, sendo ambos os solos classificados de acordo com o SiBCS em nível de ordem como Planossolos (EMBRAPA, 2013).

O Perfil 1, descrito como PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico, localiza-se lado esquerdo da estrada que liga os municípios de Floresta ao de Belém do São Francisco (BR 316) município de Itacuruba (PE), 08 ° 45'02,9" S e 38°48'12,1" W. Representando o nível de severidade inicial do processo de degradação, foi escolhido o ponto de coleta em área com vegetação de caatinga conservada e adensada, caracterizadas por vegetação de caatinga arbustiva ou arbórea arbustiva densa. Para padronizar a identificação, a partir desta etapa este perfil será identificado nos textos como Perfil1 área vegetada.

O Perfil 2, descrito como, PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico lítico, localiza-se lado esquerdo da estrada que liga os municípios de Floresta ao de Belém do São Francisco (BR 316) município de Itacuruba (PE) perto do observatório IMPE, GPS 08o48'56,5 S e 38°41'03,3" W. Representando um nível severidade avançado de degradação, foi escolhido o ponto de coleta de amostra em uma área degradada (área sem vegetação). Para padronizar a identificação a partir desta etapa, este perfil será identificado nos textos por Perfil área sem vegetação. Para consultar os atributos químicos físicos e mineralógicos (vide capítulo 1).

As amostras foram retiradas nos horizontes pedogenéticos excetuando os horizontes R/Cr de ambos os perfis, em triplicatas representativas das características morfogênicas específicas de cada horizonte. Este critério foi adotado a fim de se evitar que as principais características físicas, químicas e mineralógicas, que no entendimento da pedologia podem representar nichos distintos para os micro-organismos, fossem diluídas ou misturadas como pode acontecer quando retiradas em camadas por profundidade.

4.2.2 Estoque de carbono e nitrogênio no solo

Os estoques de carbono e nitrogênio (Mg ha^{-1}) foram determinados partindo do horizonte A1 até o Bt2 (55cm) para a área vegetada e até o Btn da área não vegetada (30 cm). Para requisitos comparativos entre as áreas do estudo, o cálculo dos estoques de C e N foi estabelecido até a profundidade 30 cm (SISTI et al., 2004).

O teor de carbono e nitrogênio total das amostras foi determinado por combustão a seco em equipamento LECO CN-2000. Assim, os estoques de C e N foram calculados a partir dos teores de C ou N com a densidade do solo e profundidade do horizonte (Equação II. 1), segundo Bernoux et al., (1998). Para exclusão das frações maiores que 2 mm (cascalho e calhaus) foi utilizado o artifício matemático preconizado por Batjes, 1996 e ajustado por Morisada et al., 2004.

$$Ctd = Ci \times Di \times DSi \times (1 - Si)$$

Equação 4. 1. Cálculo para o estoque de carbono em megagrama por hectare (Mg ha^{-1})

$$Ntd = Ni \times Di \times DSi \times (1 - Si)$$

Equação 4. 2. Cálculo para o estoque de nitrogênio em megagrama por hectare (Mg ha^{-1})

Onde: CTd e NTd são a quantidade total de carbono (C Mg ha^{-1}) e nitrogênio (N Mg ha^{-1}) acima da profundidade d, respectivamente, Ci e Ni representam a concentração de carbono (C%) e nitrogênio (N%) em camada i, respectivamente, Dsi é a densidade do solo da camada i (g cm^{-3}), Di é a espessura desta camada (cm) e Si é o volume em (%) dos fragmentos > 2 mm camada i.

Em seguida, os estoques de C e N tiveram suas correções baseada em Sisti et al. (2004), levando-se em conta as diferenças nas massas e densidades dos solos.

4.2.3 Carbono microbiano

Para a quantificação do carbono microbiano do solo foi utilizada a metodologia baseada no método da extração-irradiação (ISLAM; WEIL, 1998). As amostras de solo tiveram um ajuste na umidade, na qual a capacidade total de retenção de água foi ajustada para 60%. As amostras de solo foram peneiradas a 2 mm, onde metade foi

irradiada com auxílio de micro-ondas e a outra metade não (amostras controle), extraídas posteriormente com K_2SO_4 0,5 M e filtradas. Também foram feitas 5 amostragens com todos os reagentes sem solo (Branco). Em seguida os extratos foram analisados quanto ao teor de C orgânico pela oxidação em dicromato de potássio em meio ácido e titulado com sulfato ferroso amoniacal. A quantidade total de C da BMS foi obtida pela diferença entre as amostras irradiadas e não irradiadas, subtraídas das amostras dos brancos. Os valores foram calculados em $\mu\text{g/g}$ de carbono por grama de solo seco.

4.2.4 Respiração basal, quociente metabólico (qCO_2) e quociente microbiano ($qMic$)

A respiração basal do solo foi determinada segundo Mendonça e Matos (2005). As amostras do solo foram incubadas em solução de NaOH a $0,5 \text{ mol L}^{-1}$ em recipiente hermeticamente fechado a $25 \text{ }^\circ\text{C}$. Após sete dias, o recipiente foi aberto e pipetados 10 mL da solução de NaOH incubada em erlenmeyer, adicionando-se em seguida 10 mL de cloreto de bário a $0,05 \text{ mol L}^{-1}$. A solução do erlenmeyer foi titulada com HCl a $0,25 \text{ mol L}^{-1}$ após a adição do indicador fenolftaleína.

O quociente metabólico foi obtido pela relação entre a respiração basal do solo e o carbono da biomassa microbiana. Já o quociente microbiano foi obtido pela relação entre o C da BMS e o C-total (ANDERSON; DOMSCH, 1993).

4.2.5 Extração de DNA do solo

O DNA foi extraído utilizando-se 0,5 g de cada solo com o Kit DNeasy PowerSoil Kit (QIAGEN Laboratories, Carlsbad, CA, USA), de acordo com as instruções do fabricante. Para observar a integridade do DNA e quantificá-lo, uma alíquota de $5 \mu\text{L}$ foi submetida à eletroforese em gel de agarose 1 % em tampão TAE 1x (Tris, Ácido acético, EDTA) adicionado ao corante Sybr® Green (Life Technologies, Carlsbad, Estados Unidos). Como padrão molecular, foi utilizado $2 \mu\text{L}$ de Low Mass DNA Ladder (Invitrogen Technology). O gel foi submetido a um campo eletroforético de 80 V por 30 minutos e fotografados sob luz ultravioleta usando um transiluminador UV E-BOX VX2.

4.2.6 PCR em tempo real (qPCR)

As análises em qPCR foram realizadas para quantificação de diazotróficos, archaeas e bactérias totais, além dos genes microbianos envolvidos na ciclagem de N, P

e Fe das amostras de solo. As reações foram realizadas no equipamento Light Cycler 480 (Roche®). Bactérias e Archaeas totais (16S rRNA), bactéria oxidante do amônio (AOB), diazotróficos totais (*nifH*), bactérias oxidantes (*cup*, *rus*) e redutoras de ferro (*omcA*, *omcB*) e fosfatase alcalina (*phoD*) foram quantificadas utilizando iniciadores descritos na Tabela 4.1. Um controle negativo foi adicionado a todas as quantificações, para monitorar possíveis contaminações.

Para quantificação, curvas padrões foram obtidas, realizando amplificações com o número de cópias do DNA molde adicionado nas reações conhecidas. Desta maneira, os dados da amplificação do DNA extraído de amostras ambientais (Ct) foram interpolados, para determinar o número de cópias do gene de interesse na amostra avaliada.

Tabela 4. 1. Iniciadores necessários para amplificação dos genes alvos.

Iniciadores	Sequência (5'-3')	Referência
Bactéria total (16S rRNA)		
341f	CCTACGGGAGGCAGCAG	Muyzer et al. (1993)
518r	ATTACCGCGGCTGCTGG	
AOB (16S rRNA)		
CTO189fA/CTO189fB	GGAGRAAAGCAGGGGATCG	² Kowalchuk et al. (1997)
CTO189fC ²	GGAGGAAAGTAGGGGATCG	³ Hermansson e Lindgren (2001);
R1 ³	CGTCCTCTCAGACCARCTACTG	
Diazotróficas (<i>nifH</i>)		
FGPH19 ⁴	TACGGCAARGGTGGNATH	⁴ Simonet et al. (1991); ⁵ Poly et al. (2001)
PoIR ⁵	ATSGCCATCATYTCRCCG	
Oxidantes e redutoras de Ferro		
<i>omcA</i> ⁶ <i>ompA</i> ⁷	TGCCGTATTGTAGATTGCTGCT	⁶ Goellner et al., (2006) ⁷ Quatrini et al., (2009)
<i>cup</i> , <i>rus</i>	TGAACTCCTGGATTGCACTCAG	
Fosfatase alcalina		
<i>phoD</i> - ALPS-F730	CAGTGGGACGACCACGA GGT	⁸ Sakurai et al., 2008
ALPS-R1101 ⁸	GAGGCCGATCGGCATGTCG	
16S rRNA de Archaea		
340f	CCC TAY GGG GYG CAS CAG	⁹ Gantner et al., 2011
1000r ⁹	GAG ARG WRT TCG ATG GCC	

4.2.7 Eletroforese em Gradiente Desnaturante (DGGE)

A diversidade e o perfil das comunidades de diazotróficos e de bactérias totais foram avaliados por meio da técnica do DGGE. Inicialmente os DNAs previamente extraídos das amostras de solo foram submetidos à amplificação com primers específicos para Bactérias e diazotróficos totais.

Para o gene 16S rRNA de bactérias foram utilizados os iniciadores 341fCG (5' CGC CCG GGG CGC GCC CCG GGC GGG GCG GGG GCA CGG GGG CCT ACG GGA GGC AGC AG 3') e 518r (5' ATT ACC GCG GCT GCT GG 3") (MUYZER et al., 1993) em 25 μ L da solução contendo: 2,5 μ L de 10x Tampão Taq (750 mM Tris-HCl pH 8,8, 200 mM de $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ e 0,1% de Tween), 2,5 μ L de 25 mM MgCl_2 , 0,25 μ L de albumina de soro bovino (BSA) em 1mg/mL, 2 μ L de 2 mM de dNTP (Life Technologies, Carlsbad, Estados Unidos), 0,25 μ L de 5 U μL^{-1} de Taq DNA polimerase recombinante (Bioline Life Sciences), 1 μ L de cada indicador (10 pmol μL^{-1}) e 10 ng de DNA. A amplificação ocorreu a 95 °C por 3 min., seguida de 30 ciclos de 60 seg. a 94 °C, 55 °C a 60 seg., 72 °C por 60 seg. e 72 °C a 7 min.

A amplificação do gene *nifH* (diazotróficos) foi realizada utilizando os iniciadores POLF-GC (5'CGC CCG CCG CGC CCC GCG CCC GGC CCG CCG CCC CCG CCC CTG CGA YCC SAA RGC BGA CTC 3') (POLY et al., 2001) e AQER (5'GAC GAT GTA GAT YTC CTG 3') (YUKUN et al., 2011). As condições para amplificação foram: solução contendo 50-100 ng de DNA, 2,5 μ L de 10x tampão, 0,2 nM de dNTP, 1,5 nM de MgCl_2 , 0,2 μM de cada iniciador, 1,5 U de Taq DNA polimerase, água (para completar o volume para 25 μ L). As condições para a reação foram: 94 °C por 1 min., seguido de 30 ciclos de 95° por 1 min., anelamento em 48 °C por 1 min., extensão de 72 °C por 2 min. e 72° por 5 min.

Os produtos de PCR foram verificados em gel de agarose 1%. As análises por DGGE foram realizadas no sistema de eletroforese vertical DCode (BioRad). Para a análise, foram preparados géis de poliacrilamida 8% (w/v), com gradiente desnaturante, variável de acordo com o gene avaliado, sendo seguidos os protocolos descritos na literatura. As soluções estoque foram 0 e 100 % desnaturantes, onde 100 % de desnaturação consistiu na concentração de 7 M de ureia e 40 % de formamida. Os géis foram submetidos à eletroforese por 3 horas a 200 Volts com temperatura de 60°C. Após eletroforese, os géis foram corados com SYBR-gold (Invitrogen, Breda, The Netherlands) em TAE 0,5 x no escuro por 120 minutos e fotografados sob a luz ultravioleta.

A similaridade entre as estruturas de comunidades dos diferentes grupos funcionais de micro-organismos foi determinada com base na presença ou ausência de amplicons detectados após DGGE. Os géis foram analisados utilizando o programa GelAnalyzer 2010 para determinação da riqueza de amplicons. O índice de similaridade foi obtido pela análise de similaridade (ANOSIM). Esta análise teve como objetivo testar se houve diferença significativa entre os diferentes horizontes (CLARKE, 1993).

4.2.8 Determinação da atividade da nitrogenase (ARA)

A atividade da nitrogenase foi determinada pela técnica de redução de acetileno à etileno (ARA), segundo Schinner et al. (1995). Foram incubados 200 g de solo em vidros hermeticamente fechados de 530 ml. Em seguida retirou-se um volume de 10% de ar do vidro, e injetou-se o mesmo volume de acetileno correspondente.

As amostras foram incubadas por 12 horas a temperatura ambiente e passado o período de incubação, retirou-se 10% do volume do ar do frasco que foi armazenado em frascos de penicilina previamente lacrados a vácuo. A concentração de etileno foi determinada por cromatografia gasosa, injetando-se (um) 1 ml de amostra no cromatógrafo Thermo Scientific. As taxas de redução de acetileno foram calculadas em nanomols de acetileno por grama de solo seco, por hora de incubação, representadas pela Equação 4.3.

$$\text{nmol etileno.g}^{-1}.\text{h}^{-1} = A.V.P.100 / MA. \text{ ml. R.T.t .Ms}$$

Equação 4. 3. Cálculo da redução do acetileno a etileno pela atividade na nitrogenase

Onde: A= quantidade de etileno obtido na amostra após incubação (nl); V =volume “headspace” nos frascos de incubação; P= pressão de ar sob condições padrão (101300 Pa); MA = massa inicial da amostra (g); ml= quantidade de amostra injetada no cromatógrafo gasoso (1 ml); R = gás constante (8.314 J. mol⁻¹ K⁻¹); T = temperatura de incubação; t = tempo de incubação; Ms= massa seca de solo.

4.2.9 Tratamento dos dados

Para as variáveis microbiológicas respiração basal, C-BMS, $q\text{CO}_2$ e $q\text{MIC}$, as médias foram comparadas pelo teste de Tukey a 5%; já as quantificações de genes por $q\text{PCR}$ tiveram suas médias comparadas pelo teste de Tukey a 1%. O DGGE, por sua vez, pelo teste de Pairwise ($P < 0,1$) (ANOSIM).

4.3 Resultados e Discussão

4.3.1 Estoques de C e N

Os valores dos estoques totais de C e N encontra-se na figura 4.1. e os estoques comparativos de C e N na figura 4.2. dos solos das áreas avaliadas.

Os valores dos estoques totais de C atingiram $60,7 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$ na área vegetada contra $31,0 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$ do SXe2 – área sem vegetação. Já os estoques totais de N foram de $3,5$ e $3,1 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$ nas áreas vegetadas e não vegetadas, respectivamente. Em termos comparativos (até 30 cm de profundidade), os estoques de C do SXe1- área vegetada e SXe2 – área não vegetada foram de $31 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$ e $24 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$, respectivamente. Já os estoques de N atingiram $2,1 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$ e $2,4 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$ nos dois solos estudados, respectivamente.

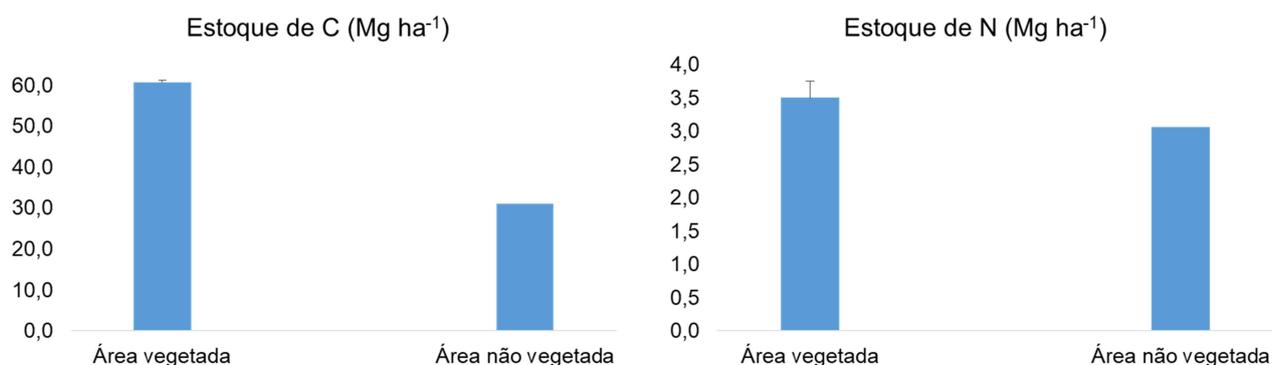


Figura 4. 1. Estoques de C e N totais (até 55 cm do SXe1 - área vegetada e 30 cm SXe2 – área sem vegetação) para os Planossolos do núcleo de Desertificação Cabrobó PE.

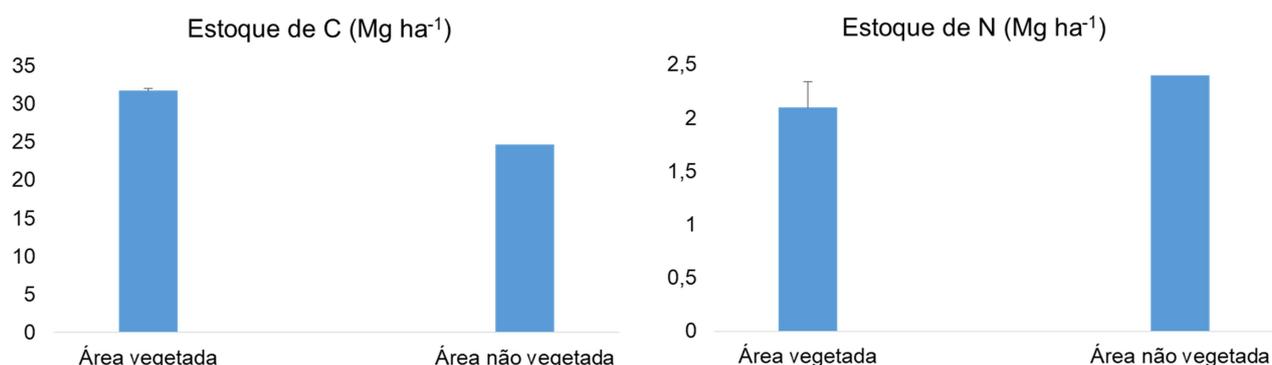


Figura 4. 2. Estoques de C e N comparativos (até 30 cm em ambas as áreas avaliadas) para os Planossolos do núcleo de Desertificação Cabrobó PE.

Quando avaliados até os 30 cm de profundidade, pode-se perceber uma leve queda nos estoques de C (aproximadamente $7 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$) entre as áreas avaliadas, ao contrário do estoque de N que praticamente não se alterou, independentemente da

ausência da vegetação, assim imposta pelos fatores condicionantes da diminuição da capacidade regenerativa dos Planossolos da área não vegetada.

No entanto, levando-se em consideração a profundidade total dos solos em questão, pode-se dizer que os solos não vegetados apresentam aproximadamente 50% menos de carbono estocado em relação aos solos da área vegetada. Normalmente, as camadas mais superficiais do solo são mais susceptíveis às variações do estoque de C e N, devido à ação dos micro-organismos na matéria orgânica do solo, no entanto, isso não pode ser atribuído aos solos em questão. A vulnerabilidade dos estoques diminui mais ainda com o aumento da profundidade, devido ao menor efeito dos fatores climáticos inerentes ou pela menor possibilidade de perturbação do solo (SISTI et al., 2004).

Diante das condições que expõe o SXe2 – sem vegetação a diminuição de sua capacidade produtiva, pelos baixos valores dos estoques de C e N, presume-se que em ambos os casos (SXe1 – área vegetada e SXe2- área sem vegetação) não esteja ocorrendo perdas de N, ou seja, a maior parte desse N fixado está sendo mantido nesses solos ao longo dos perfis avaliados. Essa ausência de perdas nos estoques de N também já foi reportada por (Fracetto, 2010; Fracetto et al., 2012) em solos com diferentes idades de mamona, em uma área de vegetação nativa caracterizada por caatinga hiperxerófila. Esses autores concluíram que a fixação biológica de N realizada por diazotróficos de vida livre foi responsável pela manutenção de N ao longo dos 60 anos de mudança do uso da terra.

A mudança no uso da terra trouxe queda nos estoques de C dentro da mesma área do núcleo de desertificação (Floresta-PE), como apresentada por Araújo Filho et al. (2018), os quais verificaram queda desse elemento (45 para 27 Mg.ha⁻¹), ao longo do tempo de corte da vegetação, quando comparado à vegetação nativa, porém nas camadas 0-20 cm. Ainda sob contexto dos Planossolos do sertão pernambucano, mais especificamente no local onde residem as áreas analisadas no presente estudo, Santana (2015) relatou ter encontrado um estoque de C e N, respectivamente, em torno de 38 e 5 Mg.ha⁻¹, até os 60 cm de profundidade, numa área sob caatinga hiperxerófila densa. Já na caatinga hiperxerófila aberta estes estoques ficaram em torno de 30 e 3,7 Mg.ha⁻¹, valores muito semelhantes ao dos estoques totais de C e N para a área não vegetada do presente trabalho.

Os valores da relação C:N dos horizontes pedogenéticos de ambos os perfis estão organizados na tabela 4.2. A relação C:N mais elevada foi encontrada nos horizontes A2 (12,0), Bt1 (18,7) e Bt2 (22,9) do SXe1 - área vegetada, aproximando-se de 10. No

horizonte A1 do SXe1- área vegetada e SXe2 - área sem vegetação. Essas observações mostram que essa relação caiu pela metade na área sem cobertura vegetal.

Tabela 4. 2. Relação C:N por horizonte pedogenético dos Planossolos estudados no Núcleo de desertificação Cabrobó PE.

Horizonte	Profundidade (cm)	Relação C:N
SXe1 – área vegetada		
A1	0-10	12,0
A2	10-18	18,7
Bt1	20 -40	18,5
Bt2	40-55	22,9
SXe2 – área sem vegetação		
A	0 -12	10,5
Btn	12 -30	9,9

A relação C:N elevada no horizonte A2 (18,7) e Bt2 (22,9) indica que há predomínio de compostos mais recalcitrantes, juntamente da maior compactação do solo desse horizonte. As variações nos estoques de C e N tendem a ocorrer preferencialmente na camada superior do solo (0-10 cm) em função das perturbações mais elevadas e da disponibilidade de nutrientes nesse local, essa relação depende ainda do sistema de manejo do solo, que afeta a distribuição radicular e a atividade da fauna, as quais estão ausentes na área não vegetada do presente estudo (SAMPAIO et al., 2010)

Trabalhos de Sacramento et al. (2013) com Luvisolos do semiárido cearense, sob sistema agroflorestal, demonstraram que o cultivo tradicional da terra foi capaz de reduzir os estoques de C e N em até 50% em relação à floresta de caatinga hiperxerófila nativa da região. Os estoques de C e N (60 cm) na área cultivada da região atingiram respectivamente 68 e 3,6 Mg.ha⁻¹, valores estes, muito próximos ao do presente trabalho, para a área vegetada. Esses autores concluíram ainda, que os sistemas agrosilvipastoris foram mais eficientes em sequestrar C e N no solo, principalmente pela atividade de micro-organismos diazotróficos e melhoramento do sistema de manejo, atendendo às propostas do plano ABC (Agricultura de baixo carbono- Brasil, 2013).

Valores comparativamente baixos dos estoques de N nos solos do núcleo de desertificação são reflexos do baixo acúmulo de matéria orgânica nesses solos, limitada ou inexistente produção de biomassa vegetal e rápida mineralização da matéria orgânica (SAMPAIO et al., 2010; SALCEDO; SAMPAIO, 2008). Nesse contexto, o nitrogênio acaba sendo resposto nos solos do semiárido pela FBN de forma associativa com as leguminosas, ou pela ação das diazotróficas de vida livre (FRACETTO, 2010; FREITAS; SAMPAIO, 2008).

A redução da relação C:N em comparação entre os dois perfis estudados também é um indicativo da diminuição da matéria orgânica particulada (MOP) no perfil SXe2 – área sem vegetação. A MOP possui maior relação C:N que a matéria orgânica associada aos minerais (MOAM) (DIERKOW, 2003). Isto ocorre porque a MPO possui ainda muitas características dos resíduos da deposição vegetal em áreas de vegetação nativa ou ainda quando em áreas manejadas restos culturais das culturas utilizadas, enquanto a MOAM é um material que pode ter sofrido tais transformações pela microbiota do solo, o que diminuiu a sua relação C:N.

4.3.2 Carbono da biomassa microbiana, respiração basal do solo, quociente metabólico e microbiano.

Os resultados do C-BMS, C-CO₂, qCO₂ e qMic estão expressos no gráfico 4.2. O C-BMS do solo atingiu os maiores valores nos horizontes A1 e Bt1 no SXe1 - área vegetada (128 e 134 mg kg⁻¹), diferenciando significativamente (P<0,05) dos demais valores obtidos nos demais horizontes do mesmo perfil.

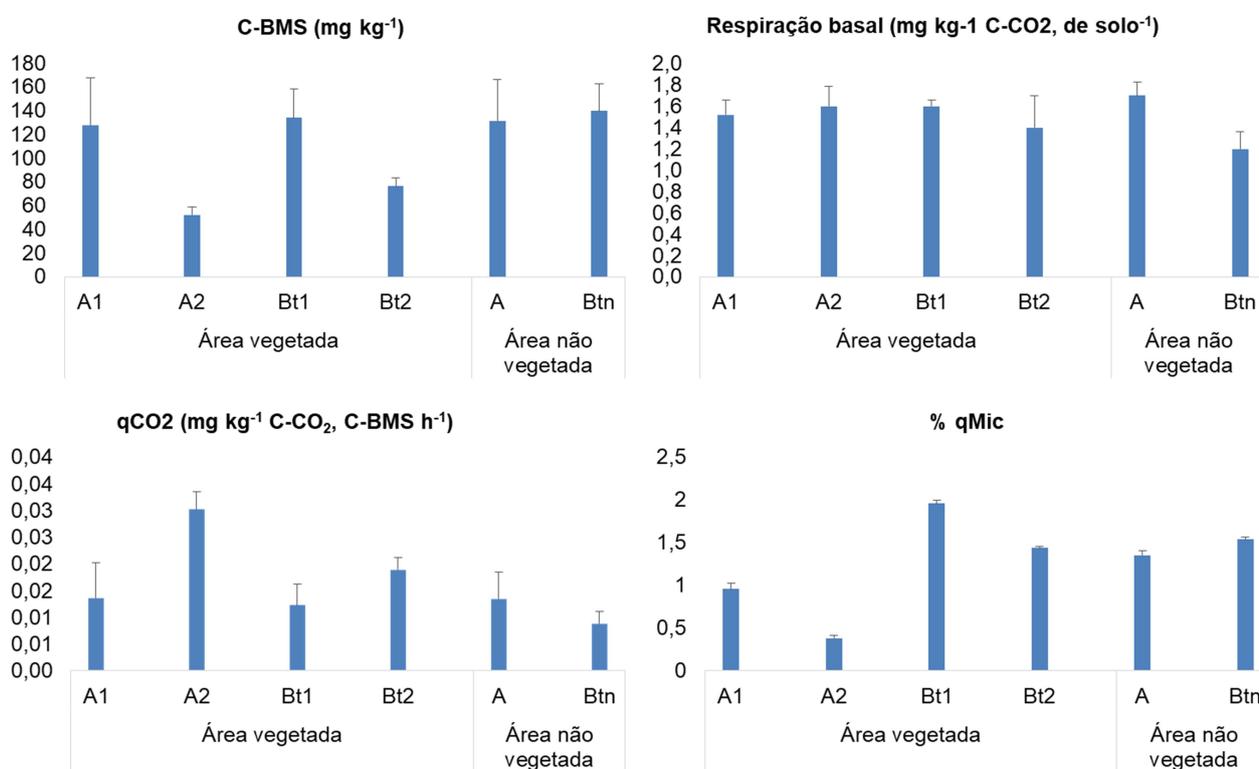


Figura 4. 3. Carbono da biomassa microbiana (C-BMS), respiração basal, quociente metabólico (qCO₂) e microbiano (qMic) de Planossolos do núcleo de desertificação de Cabrobó-PE. Letras iguais não se diferem entre os horizontes do mesmo perfil, pelo teste de Tukey a 5%.

Já os horizontes A e Btn do SXe2 - área sem vegetação apresentaram em torno de 130 mg kg^{-1} de C da BMS, ausente de diferenças significativas ($P > 0,05$) entre si. Apesar desses valores de C da BMS serem mais baixos, quando comparados ao de outros solos, conservados ou não, pode-se afirmar por esses resultados, que não está ocorrendo perdas de C da biomassa microbiana quando comparadas as áreas vegetadas e não vegetadas, seguindo o padrão apresentado pelos estoques de C e N entre esses solos.

A respiração basal do solo foi semelhante em todos os horizontes de ambos os horizontes avaliados, atingindo $1,5 \text{ mg kg}^{-1} \text{ C-CO}_2 \text{ solo h}^{-1}$, evidenciando certo equilíbrio entre cada um de seus horizontes. O quociente metabólico foi mais elevado nos horizontes A2 e Bt2 do SXe1 - área vegetada, estatisticamente diferente entre si e entre os valores dos demais horizontes ($P < 0,05$), os quais apresentaram valores próximos entre si, sem diferenças significativas ($P > 0,05$). Já o quociente microbiano apresentou maior valor ($P < 0,05$) no horizonte Bt1 e menor no horizonte A2, ambos no SXe1 - área vegetada.

Normalmente se observa um declínio nos valores do carbono da BMS com o aumento da profundidade, porém, devido à composição argilosa característica do horizonte B (representado pelo horizonte Bt1 do SXe1 - área vegetada e Btn do SXe2 - área sem vegetação) esse valor foi elevado, assemelhando-se ($P < 0,05$) ao encontrado no horizonte mais superficial (A1), o qual ainda apresenta vegetação. Em seguida, o C da BMS volta a apresentar queda no horizonte mais profundo do SXe1 - área vegetada. Com relação ao SXe2 - área sem vegetação, foi possível perceber que a quantidade de C da BMS não declinou com o aumento da profundidade, devido também à composição mais argilosa do horizonte Btn e provavelmente pela maior proximidade entre os horizontes A (0-12 cm) e Btn (12-30 cm) desse perfil, em relação ao perfil da área vegetada.

Ressalta-se que os Planossolos apresentam acúmulo de argila nas camadas mais subsuperficiais, com alta desargilização nas camadas superiores, condicionando uma mudança textural abrupta, com diferença acentuada de textura do horizonte A para o B, conforme observado para os horizontes B Plânicos das áreas vegetadas e sem vegetação, respectivamente. A eluviação de argilas nas camadas superiores proporciona ainda um acúmulo da fração areia na superfície (EMBRAPA, 2013).

A ausência de chuvas regulares no núcleo de desertificação restringe a capacidade de retenção de água nas camadas superficiais dos solos do presente estudo, reduzindo a quantidade de matéria orgânica decomposta e prontamente disponível aos micro-

organismos ao longo da profundidade do solo. No entanto, nos Planossolos dessa região, a umidade se concentra por mais tempo no horizonte Bt, onde se observa maior acúmulo de argila e adensamento das partículas, com maior proteção à matéria orgânica e consequentemente à biomassa microbiana local, ocorrendo assim, o favorecimento da carga microbiana nesses locais.

A variação dos resultados de C-BMS do presente trabalho corrobora os valores apresentados por Araújo Filho et al. (2018), apenas em condições mais recentes de corte da vegetação, em um ambiente sob caatinga hiperxerófila, na região do município Floresta-PE (inserida no mesmo núcleo de desertificação do presente trabalho) e cerca de 4 vezes inferior aos valores apresentados nas áreas de floresta com 80 anos de ausência de interferência antropogênica. Martins et al. (2010) também já haviam reportado valores de C-BMS próximos ao encontrados no presente trabalho para o ambiente considerado pelos autores como moderadamente e totalmente degradado, na mesma região do município de Floresta-PE.

Valores de C-BMS inferiores aos já apresentados em solos de floresta da mesma ou de outras regiões sob o bioma caatinga (FRACETTO et al., 2010) indicam que o processo de desertificação seja responsável pelos baixos valores de C da BMS. Assim, o aumento na respiração basal do solo e no quociente metabólico conduz à possibilidade de perdas de C nos solos dessa região. Esse aumento no quociente metabólico e na respiração basal retratam condições de estresse oxidativo nos solos da região estudada, em função da perda da vegetação e dos processos erosivos dos solos em questão, ao contrário por completo do que foi reportado por Kaschuk et al. (2010) e Araújo Filho et al. (2018), que relacionaram o aumento da respiração basal e do quociente metabólico à disponibilidade de nutrientes liberados pelos vegetais e decomposição microbiológica.

O quociente metabólico contribui para a identificação de solos com biomassa mais eficiente na demanda energética, refletindo ambientes com menor grau de distúrbio ou estresse quando seus valores são mais baixos. Já, os valores mais elevados de qCO_2 , normalmente, são associados com ecossistemas jovens, degradados, ou submetidos a alguma condição de estresse (MONTANDON CHAER; TÓTOLA, 2007), como o que acontece com o horizonte A2 da área vegetada dos solos do presente estudo.

O quociente microbiano indica a quantidade de carbono orgânico imobilizado na biomassa, demonstrando a eficiência microbiana na utilização dos compostos orgânicos, onde áreas degradadas tendem a conter baixos valores desse índice, indicando menor reserva orgânica (CARBONE CARNEIRO et al., 2009; RIBEIRO DA SILVA et al., 2010).

No caso do presente estudo, os horizontes superficiais, mais propensos aos processos erosivos, apresentaram menor possibilidade de manter carbono orgânico, elevando-se no horizonte Bt1, onde há predomínio da atividade microbiana em função das características mais argilosas nesses locais. Assim, menores valores do quociente microbiano, juntamente com os elevados valores do quociente metabólico no horizonte A2 do SXe1-área vegetada, indicam que a microbiota desse local esteja passando por condições de estresse.

Nesse aspecto, os parâmetros microbiológicos de biomassa microbiana, respiração basal, quociente metabólico e microbiano mostraram-se sensíveis às alterações impostas no solo do núcleo de vegetação. Esses três parâmetros foram significativamente influenciados pelas condições degradantes dos solos em questão, ressaltando-se ainda, que essas alterações se demonstram, nos dias de hoje, suficientemente capazes de trazer danos irreversíveis à estruturação e à quantidade de micro-organismos ali residentes, suprimindo-se, assim a suas atividades nesses solos.

4.3.3 Abundância de micro-organismos (qPCR)

Os resultados da qPCR estão descritos na Tabela 4.3. O número de cópias de bactérias totais, micro-organismos diazotróficos, bactérias oxidantes de amônio e archaeas foram maiores nos horizontes A1 de ambas as áreas avaliadas, acompanhando a quantidade de C da biomassa microbiana, C e N total nesses horizontes de cada perfil. No entanto, na área vegetada, o número de cópias do gene *nifH* no horizonte Bt1 apresentou um aumento, até mesmo em relação à quantidade de bactérias totais, independentemente de estar mais profundo no solo. Na área não vegetada, também foi possível observar diferenças significativas entre o horizonte A e Btn para a quantidade total de archaeas, diazotróficos e bactérias totais.

A abundância do gene *phoD* foi maior nos horizontes superficiais de ambos os solos e menor no horizonte Bt2 do SXe1 - área vegetada, onde foi possível observar a maior quantidade de P disponível. Não foi detectada quantidade significativa de bactérias oxidantes e redutoras do ferro (Ferro red e Ferro ox) em todos os horizontes de ambas as áreas avaliadas. O número de cópias de ambos os genes *nifH* e 16S rRNA de bactérias foi superior à abundância de bactérias amônio oxidantes (AOB) em todos os horizontes de ambas as áreas avaliadas. Além disso, o número de diazotróficos foi cerca de 8 vezes superior no horizonte A da área não vegetada em relação ao horizonte Bt1. Já o número

de bactérias totais foi mais de (quatro) 4 vezes superior no horizonte A da área não vegetada em relação ao Btn. Tabela 4.3.

Destaca-se a superioridade significativa no número de cópias do gene *nifH* no horizonte Bt1 do SXe1 – área vegetada em relação ao número de bactérias totais para o mesmo horizonte avaliado. O número de cópias de archaeas foi cerca de (cinco) 5 vezes maior no horizonte A do SXe2 - área não vegetada em relação ao horizonte Btn. Contudo, a quantidade desses procaríotos declinou com o aumento da profundidade, estando ausente por completo no horizonte Bt2 do SXe1 - área vegetada.

Embora o Planossolo do ambiente de estudo faça parte de um núcleo de desertificação, ausente de insumos ou tratamento dos solos, a abundância dos genes de diazotróficos, bactérias totais, archaeas e bactérias oxidantes de amônio não apresentaram declínio, mas sim, aumento em relação a outros solos do semiárido mundial, como o reportado por Chinnadurai et al. (2014), que observaram 10^7 e 10^{10} número de cópias para o gene *nifH* e 16SrRNA, respectivamente. Já em ambientes com presença de mudança de uso da terra, Jorquera et al. (2014) encontraram 10^9 números de cópias de bactérias totais em solos chilenos de pastagem, resultados próximos aos encontrados no presente trabalho. Cabe ressaltar que a ausência de publicações de caráter molecular (estrutura e abundância de comunidades microbianas) em solos do semiárido nordestino brasileiro dificulta a discussão no âmbito de comparações.

TABELA 4. 1. Log do número de cópias dos genes nos solos de cada área em seus respectivos horizontes, pertencentes ao Núcleo de Desertificação de Cabrobó

Horizonte	<i>nifH</i>	16S rRNA	Archaea	Fe-R	Fe-O	<i>phoD</i>	AOB
Área vegetada							
A1	3,3E+11 A	3,6E+11 A	3,5E+8 A	ND	ND	6E+10 A	7,2E+8 A
A2	6E+10 AB	1,2E+11 B	2,9E+8 A	ND	ND	3E+10 B	2,5E+8 B
E	2,3E+10 B	3E+10 C	1,9E+8 A	ND	ND	9E+9 C	1,8E+8 B
Bt1	2,8E+10 B	1,4E+10 CD	6E+7 B	ND	ND	8E+8 D	4,0E+8 AB
Bt2	1,2E+9 C	1,5E+9 E	ND	ND	ND	2E+6 E	1,2E+8 B
Área não vegetada							
A	1,3E+11 A	1,4E+11 A	2,8E+8 A	ND	ND	1E+10 A	2,5E+8 A
Btn	1,7E+10 B	3,7E+10 B	5,4E+7 B	ND	ND	5E+9 B	2E+8 A

Letras iguais entre os horizontes da mesma área, para cada gene, não diferem pelo teste de Tukey ($p < 0,1$). ND: Não detectável; Fe-R: Ferro redutor; Fe-O: Ferro oxidante. *nifH*: gene que codifica a nitrogenase. *phoD*: gene envolvido na liberação de fosfatase alcalina.

Nesse sentido, embora não tenha sido feita uma avaliação temporal, tanto de estoques de elementos, quanto da abundância e atividade de micro-organismos nos solos do presente trabalho, pode-se atribuir essa prevalência de número de cópias dos genes à seletividade ocorrida após as perturbações antropogênicas, com uso descontrolado dos recursos naturais da vegetação local, quando ainda existente, as quais aliadas às condições pedológicas específicas para esses solos, impedem por definitivo a recuperação da vegetação nesses locais. Assim, o estado crítico de desertificação dos solos dessa região do núcleo de Cabrobó acarretou em maiores influências na atividade e sobrevivência da microbiota local (ALMEIDA et al., 2014; SALTON et al., 2008).

O uso agrícola dos Planossolos do núcleo de desertificação é limitado, devido a sua baixa produtividade e ao adensamento dos horizontes que acaba limitando a drenagem de água e conseqüentemente, o desenvolvimento radicular, elevando a saturação por água durante o período chuvoso (CUNHA et al., 2010). Assim, a desestruturação física de macro e microagregados não vêm ocorrendo pelo revolvimento mecânico (antropogênico) do solo por não haver mais vegetação e matéria prima para agricultores locais, o que impediria mais ainda a desestabilização da matéria orgânica nesses solos. Nessas circunstâncias, por se tratar de um solo caracterizado como desertificado, o clima e a erosão foram os fatores que impulsionaram alterações físicas e químicas sobre esses solos, dentro dos aspectos naturais de degradação, o que aparentemente não foi suficiente para declinar a quantidade de micro-organismos em cada área avaliada, quando em comparação a outros solos alterados por mudança de uso da terra, como agricultura por exemplo.

As condições climáticas, com períodos curtos de chuvas, sucedendo-se de processos naturalmente erosivos dos solos avaliados tiveram, porém, influência significativa sobre a quantidade de genes de bactérias oxidantes e redutoras do Ferro, as quais não foram detectadas em nenhum horizonte dos solos em questão. Entretanto, tem sido reportado números baixos em relação ao número de bactérias totais em trabalhos como de Yi et al. (2014) e Wang et al. (2012). Além disso, os ambientes subterrâneos e sedimentos lacustres são os mais propícios para o desenvolvimento dessas bactérias (LOVLEY, 1997; THAMDRUP, 2000; KATO et al., 2010). Nesse quesito, as condições climáticas e pedológicas do núcleo de desertificação são desfavoráveis para o crescimento desses micro-organismos, mesmo em ambientes mais redutores, como o horizonte Bt do Planossolo em questão.

Estudos que envolvem archaeas normalmente englobam ambientes extremos, alagados ou solos áridos, como os desertos. Em regiões semiáridas, o foco é quase que total para as crostas biológicas de solos (SOULE et al., 2009), que unem populações microbianas, algas, líquens, cianobactérias, que cobrem os solos dessas regiões afetadas pela seca (BELNAP, 2003). Assim, muitas vezes o estudo microbiológico de um solo, acaba não dando a importância adequada ao estudo das archaeas, ainda mais a 20 cm de profundidade, onde engloba a maioria das pesquisas microbiológicas e onde não se espera condições biológicas tão extremas. Releva-se assim, o grau de importância de pesquisas que estudam o solo como um perfil, com base em sua pedologia, possibilitando a coleta e o estudo de cada horizonte pedológico, onde possam existir organismos tão ubíquos como as archaeas.

Bates et al. (2011) realizaram uma avaliação global da presença de archaeas dominantes em solos da América do Norte e Antártida, correlacionando com as características físicas e químicas do solo. Para esses autores a relação C:N esteve mais diretamente relacionada a abundância desses procaríotos no solo. Além disso, esses autores relataram que a elevada quantidade de N inorgânico no solo pode inibir a presença de archaeas, visto que ocorre um predomínio de bactérias nitrificantes, como as oxidantes de amônio, o que aparentemente não ocorreu nos solos do presente trabalho, onde foi encontrado elevada quantidade desse tipo de bactérias nitrificantes. Entretanto, a relação C:N foi mais elevada nos horizontes Bt1 do SXe1 - área vegetada, o que pode reforçar a maior presença de archaeas, provavelmente fixadoras de N nesse horizonte, além das condições pedológicas já relatadas sobre o solo estudado.

Em uma avaliação microbiológica de solos de norte a sul da China, Cao et al. (2012) atribuíram correlação entre a abundância de archaeas com o pH mais ácido do solo, com números próximos ao do presente trabalho, variando entre 10^6 e 10^8 por grama de solo, os quais não decresciam com o aumento da profundidade, situação contrária à abundância de bactérias totais que diminui conforme a profundidade. Essa presença de archaeas ao longo do perfil do solo se deve ao seu metabolismo, que consegue suprir as necessidades fisiológicas de suas células em ambientes muitas vezes considerados inóspitos, até mesmo em solos desertificados (Cao et al., 2012), como o que aconteceu com a abundância desses procaríotos nos Planossolos do presente estudo.

A amplificação em tempo real dos genes *nifH* e AOB já foi bem demonstrada até mesmo em areia de deserto, como nos trabalhos de Kidron et al. (2015), atingindo um número de cópias de 10^{10} para AOB e 10^8 para *nifH*, onde a temperatura foi o fator

determinante nessas quantificações. Roesch et al. (2007), por sua vez, observaram que a quantidade do gene *nifH* se eleva com o aumento do teor de argila no solo, semelhante à condição apresentada no horizonte Bt1 do presente trabalho.

Seguindo o aumento na quantidade de C da BMS e do C orgânico, a superioridade significativa de diazotróficos nos horizontes A1 da área vegetada pode estar relacionada à proximidade desse horizonte com a presença da vegetação ainda existente e ao teor de C, pois se sabe que a disponibilidade desse elemento afeta diretamente a abundância e o nível de fixação de nitrogênio no solo (PEREIRA; SILVA, 2011). Já esse aumento nos horizontes Bt1 (área vegetada) e A (área não vegetada), deve-se provavelmente ao adensamento do solo, com maior teor de argila e à umidade mais elevada nesses locais, induzindo à formação de um ambiente mais anóxico, formando microssítios de anaerobiose, onde podem atuar archaeas fixadoras de N e, ainda provavelmente, as archaeas metanogênicas, elevando-se assim o número de diazotróficos nesses solos.

Estudos indicam que as frações de argila no solo são determinantes na abundância do gene *nifH*, pela formação de micro e macroagregados, os quais proporcionam condições de microaerofilia ou anaerobiose, favoráveis à fixação de nitrogênio (GUPTA et al., 2010, PEREIRA e SILVA et al., 2011). Além disso, presume-se que torno de 70% dos micro-organismos fixadores de N de vida livre estão localizados na fração da argila (CHOTTE et al., 2002).

Embora a fixação de nitrogênio não seja encontrada em eucariontes, é amplamente distribuída entre as Bactérias e Archaeas, revelando uma biodiversidade considerável entre os organismos diazotróficos, os quais estão presente em abundância nos solos em questão. O processo de fixação biológica de N envolve um pequeno grupo de diazotróficos, dos quais estão restritos ao filo *Euryarchaeota* no domínio das Archaeas e 13 divididos entre os demais filios do domínio Bacteria (HARTMANN et al., 2010). A capacidade de fixar nitrogênio não está necessariamente associada à presença do gene *nifH*. Embora a maioria dos grupos filogenéticos bacterianos, incluindo bactérias de enxofre, Firmibacteria, actinomicetos, cianobactérias e todas as subdivisões das Proteobactérias consigam realizar esta importante etapa ecológica da ciclagem do N, pouco se tem discutido sobre essa FBN em Archaeas, sabendo-se que isso é uma condição restrita às metanogênicas (DIXON et al., 2004).

Já está bem relatado que o gene *nifH* possa apresentar regiões não funcionais da enzima nitrogenase, o que configura uma condição exclusiva de Archaeas metanogênicas (OHKUMA et al., 1999; UFNAR et al., 2006), fortalecendo a hipótese da presença desses

organismos nos solos do presente estudo. Além disso, a presença dessas Archaeas fornece indícios da ocorrência de metanogênese, permitindo estudos das mudanças climáticas e emissão de gases de efeito estufa até mesmo em ambientes desertificados.

Em relação ao horizonte Bt1 do SXe1 - área vegetada, existe ainda uma possibilidade de um mesmo micro-organismo conter mais que uma cópia do gene *nifH* em seu genoma, aumentando o seu número durante a amplificação em tempo real, o que naturalmente ultrapassaria o número de bactéria totais. No entanto, as demais análises (avaliação da nitrogenase, teor total de N, quantidade de Archaeas e de bactérias amônio oxidantes e perfil da comunidade de diazotróficos) pretenderam reduzir essa possibilidade, atribuindo esse aumento a uma maior quantidade de diazotróficos nesse horizonte, incluindo as archaeas fixadoras.

Estudando o efeito da pastagem em solos Mongolenses, Ding et al. (2015) encontraram relação significativa entre a quantidade de bactérias amônio- oxidantes (AOB) com o carbono orgânico nos solos, tendo esses últimos papéis fundamentais no processo de nitrificação. A abundância de AOB no solo do estudo desses autores atingiu 10^7 números de cópias, inferior ao do presente trabalho, sugerindo que a microbiota dos solos do núcleo de desertificação esteja mineralizando rapidamente o nitrogênio ainda disponível, em função da baixa demanda de nutrientes, formando NH_4^+ , o qual é um substrato essencial utilizado pelas bactérias amônio-oxidantes (FORBES et al., 2009).

Apesar de existir fósforo nos solos em questão, a vegetação ainda existente só consegue absorvê-lo na forma de ortofosfato inorgânico, em solução no solo, assim como os demais vegetais (HAMMOND; WHITE, 2008). Além disso, os solos do presente estudo não possuem nenhum tipo de tratamento ou uso de insumos, o que pode acarretar uma provável deficiência desse mineral por parte da vegetação e da microbiota local. Nesse contexto, baixo P disponível provavelmente esteja estimulando essas bactérias que contenham o gene *phoD* a produzir a enzima fosfatase alcalina, mineralizando o P disponível nos solos em questão, como é o que acontece nos horizontes mais superficiais.

No horizonte com maior P disponível (Bt2), a quantidade desse gene foi menor, o que chama atenção para a possibilidade de menor mineralização desse elemento nesse local. A produção de fosfatase alcalina demanda um elevado gasto energético por parte dessas bactérias e é inibida em solos com mudanças de uso da terra e fertilizados com fosfato, como demonstrado por Fraser et al. (2015a), os quais encontraram uma abundância de 10^7 número de cópias de bactérias com o gene *phoD* em Vertissolos

canadenses com rotação de gramíneas e 10^6 , em solos sob plantio convencional, valores estes próximos ao do horizonte Bt2 do presente trabalho, apesar das inúmeras diferenças edafoclimáticas de cada região avaliada.

Mais tarde, Fraser et al. (2015b) avaliou a expressão desse gene *phoD* nos mesmos solos reportados anteriormente, constatando que sua atividade está diretamente relacionada à abundância dessas bactérias que contém esses genes, uma vez que a demanda desses micro-organismos nos solos se deve à necessidade de produção da enzima fosfatase alcalina, em razão do alto custo metabólico para que isso aconteça. Assim, as existências desses micro-organismos nos Planossolos do núcleo de desertificação do presente trabalho ainda podem garantir o suprimento de P assimilável à vegetação restante.

4.3.4. Estrutura da comunidade microbiana

4.3.4.1 Bactérias totais

O perfil da comunidade de bactérias totais (16S rRNA) foi determinado e o agrupamento hierárquico (Figuras 4.1 e 4.2) obtido pela presença ou ausência de bandas indicou um perfil com repetições similares, com presença de bandas características entre cada horizonte das áreas analisadas (vegetada e não vegetada).

Complementando o dendrograma, a ANOSIM (Teste de Pairwise) foi aplicada (Tabela 4. 4) com o objetivo de discriminar os horizontes, testando as diferenças entre os valores médios de similaridade entre as amostras de uma mesma área avaliada (vegetada e não vegetada). Nessa análise, o teste indicou um R global de 0,86 para as amostras da área vegetada e 0,91 para a área não vegetada.

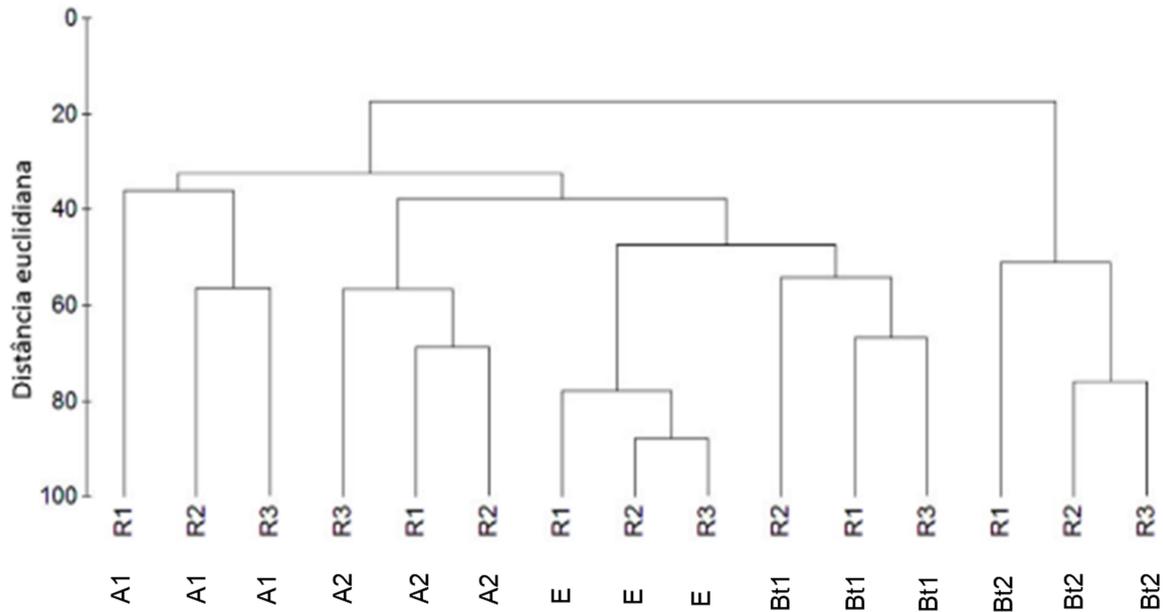


Figura 4. 4. Agrupamento hierárquico com base na separação por DGGE de fragmentos do gene 16A rRNA de amostras de Planossolo de caatinga em área vegetada. A1, A2, Bt1 e Bt2 representam os horizontes e R1, R2 e R3 representam repetições de cada horizonte avaliado

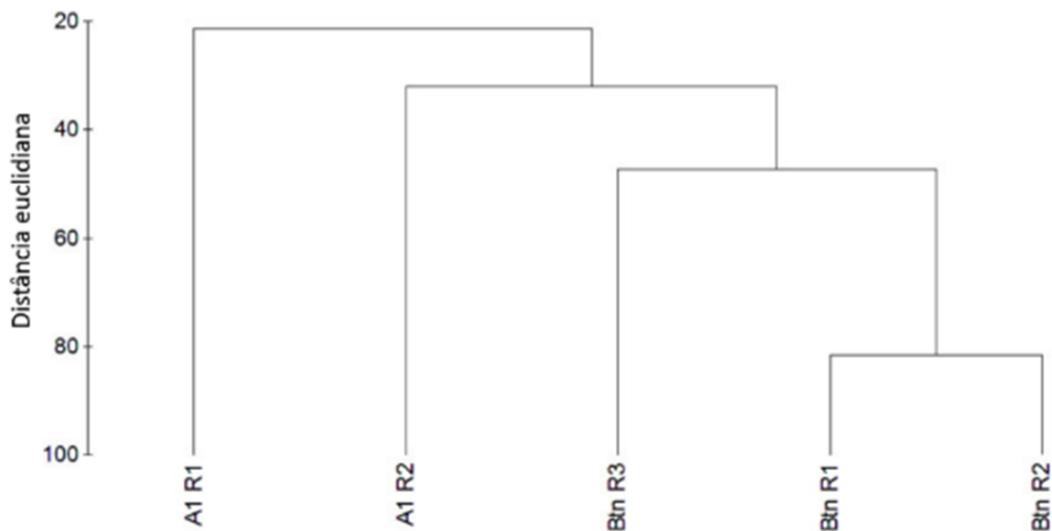


Figura 4. 5. Agrupamento hierárquico com base na separação por DGGE de fragmentos do gene 16s rRNA de amostras de solo de caatinga em área não vegetada. A1 e Btn representam os horizontes e R1, R2 e R3 representam repetições de cada horizonte avaliado.

Na tabela 4.4 encontram-se os Resultado do teste Pairwise baseado nos perfis de amplicons do gene 16s rRNA dos horizontes das áreas vegetadas e não vegetadas. Interpretam-se os valores de $R > 0,75$ como indicativos de grupos bem separados; $R > 0,5$ como grupos com sobreposição, mas claramente diferenciados e $R < 0,25$ como grupos pouco separados, de acordo com o manual do programa Primer5 (CLARKE; GORLEY,

2001). Neste contexto, tornou-se evidente a separação entre os horizontes das amostras da área vegetada e os da área não vegetada.

TABELA 4. 2. Resultado do teste Pairwise baseado nos perfis de amplicons do gene 16s rRNA dos horizontes das áreas vegetadas e não vegetadas

Horizontes	Teste de Pairwise (P<0,1)	Nível de Significância (%)
Área vegetada		
A1, A2	0,667	10
A1, E	0,704	10
A1, Bt1	0,815	10
A1, Bt2	1	10
A2, E	0,852	10
A2, Bt1	1	10
A2, Bt2	1	10
E, Bt1	0,926	10
E, Bt2	1	10
Bt1, Bt2	1	10
Área não vegetada		
A1, Btn	1	10

Evidenciando que cada horizonte para uma mesma área contém sua comunidade de bactérias, distinta entre eles, porém com alguma sobreposição entre os horizontes A1 e A2 e A1 e E da área vegetada. No entanto, pelo dendrograma foi possível observar a separação entre esses grupos. Já os horizontes da área não vegetada foram totalmente separados, onde cada um apresentou sua própria comunidade, totalmente distinta.

A diferença entre as comunidades microbianas nos horizontes de cada área avaliada indica que houve uma possível seleção de bactérias, induzida pela profundidade e pelas condições específicas de cada horizonte dos Planossolos em questão. Embora o número de bactérias totais seja superior no horizonte A1 da área vegetada e no A da área não vegetada, a DGGE permitiu inferir que são pertencentes a comunidades distintas e provavelmente com funções também diferentes entre elas. No entanto, apenas a identificação por técnicas de sequenciamento dos amplicons em questão poderá trazer informações mais específicas acerca desses micro-organismos.

4.3.4.2 Microrganismos Diazotróficos

A estrutura da comunidade de diazotróficos foi estabelecida (Figuras 4.3. e 4.4.), onde o gene *nifH* foi selecionado por estar presente na maioria dos sistemas biológicos capazes de fixar nitrogênio atmosférico, ou seja, em organismos do domínio Bacteria e

Archaea. Esse gene apresenta regiões bem conservadas entre a maioria dos organismos diazotróficos, o qual apresenta grande número de banco de dados não ribossomais de organismos não cultivados (ZEHR et al., 2003).

Complementando o dendrograma, a ANOSIM (Teste de Pairwise) foi aplicada (Tabela 4. 5.) com o objetivo de discriminar os horizontes, testando as diferenças entre os valores médios de similaridade entre as amostras de uma mesma área avaliada (vegetada e não vegetada). Nessa análise, o teste apontou um R global de 0,28 para as amostras da área vegetada e 0,72 para a área não vegetada, indicando pouca separação entre as comunidades de diazotróficas existentes nos horizontes da área vegetada.

As repetições de cada amostra indicaram que a estrutura da comunidade de diazotróficas é semelhante entre os horizontes A1 e Bt1 e entre A2 e Bt2 na área vegetada, reforçando a condição de que nos horizontes mais argilosos, como no Bt1, a FBN seja realizada por diazotróficos mais semelhantes aos existentes no horizonte mais superficial. Já a área não vegetada apresentou maior similaridade no bandeamento ao longo dos horizontes, separando-se em duas comunidades distintas existentes em A e Btn, assim como aconteceu com as comunidades de bactérias totais.

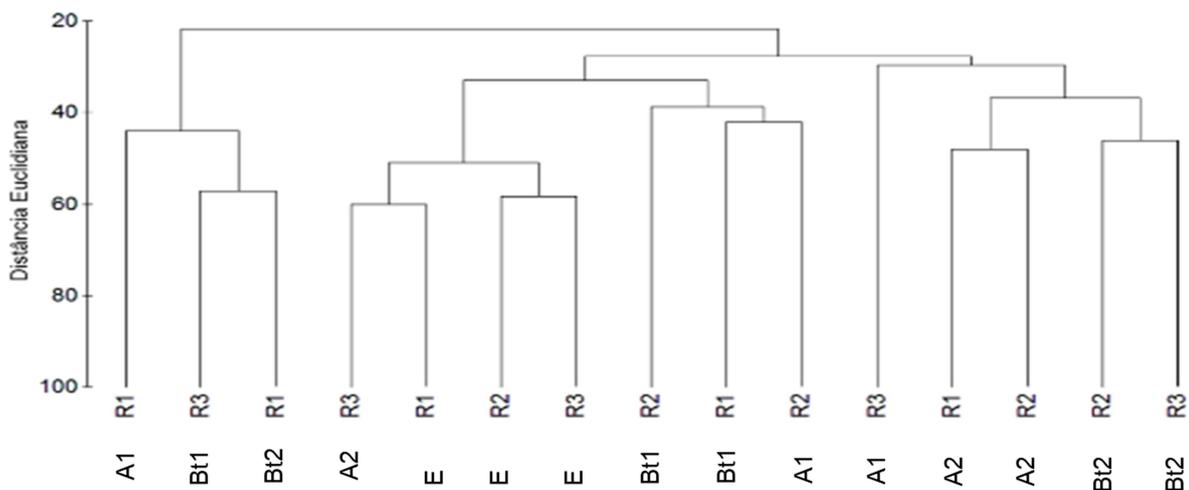


Figura 4. 6. Agrupamento hierárquico com base na separação por DGGE de fragmentos do gene nifH de amostras de Planossolo de caatinga em área vegetada. A1, A2, Bt1 e Bt2 representam os horizontes e R1, R2 e R3 representam repetições de cada horizonte avaliado.

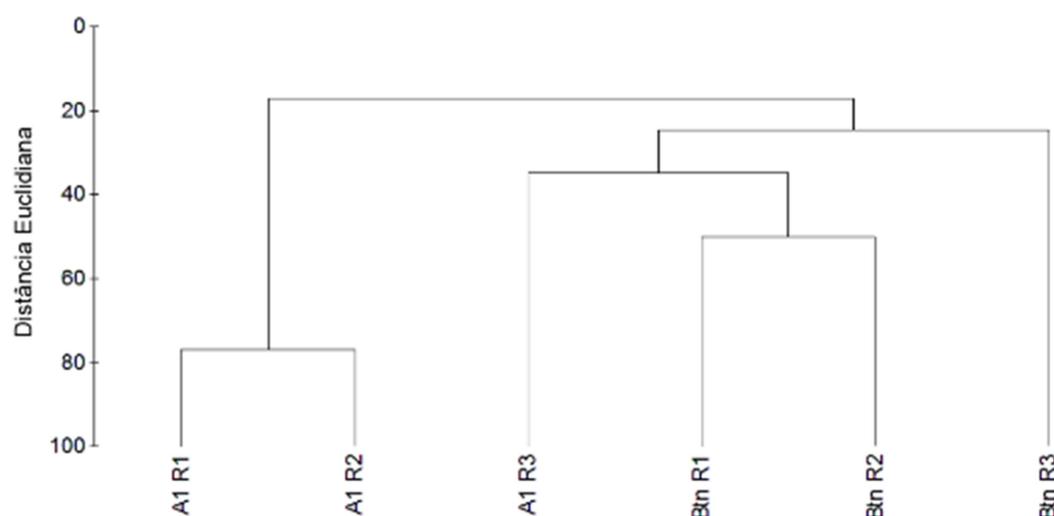


Figura 4. 7. Agrupamento hierárquico com base na separação por DGGE de fragmentos do gene *nifH* de amostras de Planosolo de caatinga em área não vegetada. A1 e Btn representam os horizontes e R1, R2 e R3 representam repetições de cada horizonte avaliado.

Essa diferença de estrutura ao longo do perfil da área não vegetada indica comunidades de micro-organismos diferentes e isso se deve ao aumento da profundidade, às diferenças nas relações C:N e às condições de anaerobiose, permitindo seleção de micro-organismos mais adaptados ao estresse nutricional e às características do Planosolo em questão.

TABELA 4. 3. Resultado do teste Pairwise baseado nos perfis de amplicons do gene *nifH* dos horizontes das áreas vegetadas e não vegetadas

Horizontes	Teste de Pairwise ($P < 0,1$)	Nível de Significância (%)
Área vegetada		
A1, A2	0,241	10
A1, E	0,574	10
A1, Bt1	-0,240	10
A1, Bt2	-0,037	10
A2, E	0,407	10
A2, Bt1	0,278	10
A2, Bt2	0,537	10
E, Bt1	0,222	10
E, Bt2	0,778	10
Bt1, Bt2	0,037	10
Área não vegetada		
A, Btn	1	10

Os horizontes A2 e Bt2, Ee Bt2 da área vegetada foram os únicos que apresentaram maior similaridade entre as estruturas da comunidade de diazotróficas, provavelmente selecionadas pela elevada relação C:N nesses locais, onde provavelmente a FBN também passa a ser mais dificultada.

Em se tratando dos solos da caatinga brasileira e dos núcleos de desertificação, a DGGE é outra técnica da microbiologia molecular com dados escassos na literatura. A abordagem da DGGE nos estudos microbiológicos permite que as composições de espécies microbianas revelem questões importantes na dinâmica da comunidade e as respostas às mudanças de uso da terra (CATON et al., 2018).

Fracetto (2010) abordou a técnica da DGGE em seu trabalho na caatinga baiana utilizando o gene *nifH* e observou que as comunidades se agrupavam de acordo com às mudanças no uso da terra, onde os solos de referência (caatinga nativa) continham maior semelhança na estrutura de comunidade de diazotróficas com solos com plantio de mamona há mais de 50 anos cultivado. No presente estudo, nos solos de referência (com vegetação), essa estrutura de comunidades de diazotróficas foi mais semelhante entre seus horizontes, diferentemente do que acontece na área não vegetada, indicando que a ausência de vegetação provavelmente foi o fator chave na seleção e mudanças nessa estrutura de diazotróficos, uma vez que não há mudanças do uso da terra.

Nesse contexto, a versatilidade fisiológica de bactérias e archaeas, como a produção de endósporos e tolerância às condições extremas, respectivamente, tornam esses micro-organismos resistentes aos efeitos ambientais, permitindo que suas comunidades sobrevivam por grandes períodos de estresse hídrico, altas temperaturas e ao ressecamento, mantendo as populações estáveis ao longo dos anos, conseguindo exercer suas funções básicas, como a FBN nesse caso (GORLACH-LIRA; COUTINHO, 2007).

4.3.5 Avaliação da Atividade da nitrogenase

Todos os organismos diazotróficos contém o sistema nitrogenase ferro-molibdênio (DIXON et al., 2004). Assim, no intuito de demonstrar a fixação biológica de nitrogênio nesses solos com elevado número de diazotróficas, foi realizada a avaliação da atividade da nitrogenase, através da técnica de redução do acetileno à etileno (ARA).

Os resultados foram positivos para a atividade da nitrogenase (Tabela 4.7.), indicando que em ambos os Planossolos avaliados há indicativo de que esteja ocorrendo ativamente a fixação biológica de N, o que pode levar a manutenção desse elemento no solo, até mesmo de ambientes desertificados. Estipulando-se esses valores de ARA para a quantidade de N fixado ao longo dos horizontes avaliados, pode ser usado a relação 3:1 de Hardy, (1968), que afirma que para cada 3 mol de acetileno reduzido para etileno, tem-se um mol de N fixado.

Embora o horizonte Bt (área vegetada) apresente maior teor de argila, o que favorece a FBN, a elevada relação C:N nesse local poderia dificultar a atividade microbiana fixadora de N, o que provavelmente esteja acontecendo apenas no horizonte Bt2. Assim, a FBN passa a ser mais ativa nos horizontes mais superficiais de ambas as áreas e no horizonte Bt1 da área vegetada. Além disso, foi possível observar que os valores do ARA decaíram com o aumento da profundidade ao longo do perfil dos solos amostrados, elevando-se apenas em Bt1, o qual também apresentou maior quantidade de diazotróficas em relação ao Bt2 e às bactérias totais.

Esse aumento do ARA em Bt1 corroborou a quantidade de bactérias oxidantes de amônio, hipotetizando-se assim, que o N fixado seja transformado em amônio e oxidado logo em seguida para suprir a baixa demanda de N, não permitindo a inibição da atividade dessa enzima, como poderia acontecer.

Na área não vegetada, maiores valores de ARA no horizonte A em relação ao Btn, entraria em contradição com a maior FBN em horizontes com altos teores de argila como ocorre em Btn. No entanto, esse horizonte A apresentou maior quantidade de microssítios de anaerobiose, em decorrência da perda de microestruturas, tornando-o menos poroso e com maior adensamento (Vide dados de micromorfologia-Capítulo 1).

TABELA 4. 4. Teores de N total (%), estoque ($\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$) e valores médios de etileno formado ($\text{nmol etileno}\cdot\text{g}^{-1}\text{solo}\cdot\text{h}^{-1}$), após a redução do acetileno em cada horizonte dos solos do núcleo de desertificação de Cabrobó-PE

Horizonte	Profundidade (cm)	Teor de N	Estoques de N	Etileno
Área vegetada				
A1	0-10	0,08	1,2	9,2
A2	10-18	0,03	0,3	5,6
Bt1	18-40	0,03	1,4	7,7
Bt2	40-55	0,02	0,8	3,9
Área não vegetada				

A	0-12	0,05	1,4	5,3
Btn	12-30	0,06	2,4	2,8

Para os solos estudados, a presença de genes de diazotróficos, juntamente dos dados dos estoques de N, que embora baixos em relação a outros solos remanejados, seja até mesmo maior nos solos da área não vegetada, indicam a possibilidade de estar ocorrendo fixação de N. Nessa situação, pode-se dizer que a FBN realizada por diazotróficos de vida livre é mais ativa nas camadas superficiais de ambos os solos (vegetados ou não) e em Bt1, muito embora essa fixação esteja ocorrendo também ao longo da profundidade dos solos.

Em solos de mamona do semiárido baiano, sob caatinga hiperxerófila, Fracetto (2010) encontrou valores máximos de ARA de 3,75 nmol etileno.g⁻¹solo.h⁻¹ em solos a 20 cm de profundidade, não variando em relação à floresta nativa, inferiores ainda aos valores obtidos para a área não vegetada e para os horizontes mais profundos da área vegetada. Ainda sobre o trabalho desse autor, publicado posteriormente por Fracetto et al. (2012), foi relatado que a FBN vinha mantendo os estoques de N ao longo dos anos de cultivo de mamona, conforme demonstrado pelo ARA e por técnicas moleculares de estrutura de comunidade microbiana.

Os valores do ARA do presente trabalho estão próximos ao reportado por Barron et al. (2008) e Cusack et al. (2009) que trabalharam com solos de floresta tropicais úmidas com intensa fixação biológica de N, indicando a relevância microbiológica dos solos do núcleo de desertificação, que apresentam condições edafoclimáticas exatamente opostas aos solos desses autores. Assim, devido à ausência de vegetação na área não vegetada do presente estudo, pressupõe-se que todo N fixado pelos diazotróficos de vida livre fique estocado ao longo dos horizontes, por não estar ocorrendo perdas desse elemento para a atmosfera durante sua ciclagem natural, reabastecendo assim a necessidade metabólica dos procariontes locais.

No presente estudo, nos solos de referência (com vegetação), essa estrutura de comunidades de diazotróficos foi mais semelhante entre seus horizontes, diferentemente do que acontece na área não vegetada, indicando que a ausência de vegetação provavelmente foi o fator chave na seleção e mudanças nessa estrutura de diazotróficos, uma vez que não há mudanças do uso da terra. Nesse contexto, a versatilidade fisiológica de bactérias e archaeas, como a produção de endósporos e tolerância às condições extremas, respectivamente, tornam esses microrganismos resistentes aos efeitos

ambientais, permitindo que suas comunidades sobrevivam por grandes períodos de estresse hídrico, altas temperaturas e ao ressecamento, mantendo as populações estáveis ao longo dos anos, conseguindo exercer suas funções básicas, como a FBN nesse caso (GORLACH-LIRA; COUTINHO, 2007).

Após a fixação biológica do N, ocorre formação da amônia, e posteriormente de íons amônio, o qual é oxidado rapidamente pela ação das bactérias amônio oxidante, as quais demonstraram presentes em todos os horizontes avaliados. Assim, a microbiota passa a mineralizar rapidamente o nitrogênio ainda disponível, em função do déficit de nutrientes nesses solos, embora a elevada relação C:N no horizonte A2 e Bt2 passe a dificultar a atividade das comunidades microbianas (SHILPKAR et al., 2010). O cálculo da atividade da nitrogenase é mais comum em isolados microbianos, ou em raízes incubadas, sendo menos comum em solos rizosféricos ou não rizosféricos como é o caso do presente trabalho. A confirmação dessa atividade para os solos do núcleo de desertificação não apenas estima a entrada de N nesses solos, mas abre as portas para o estudo de isolamento de micro-organismos possivelmente eficazes na fixação de N em solos do semiárido tropical até mesmo em profundidade, tendo em vista a redução do uso de fertilizantes nitrogenados.

4.4 Conclusões

Não foi detectado à presença de micro-organismos oxidantes e redutores de ferro, o que nos leva a inferir que a de ferrólise não é um processo ativo nas condições ambientais atuais nos Planossolos do núcleo de desertificação de Cabrobó.

Além disso, apesar dos solos em questão pertencerem a um ambiente desertificado, foi possível observar a existência de archaeas, as quais possivelmente possam estar envolvidas na FBN.

Embora apresentem baixos estoques de C e N, os Planossolos do presente estudo contenham microrganismos diazotróficos, os quais provavelmente estão mantendo o N nesses solos, até mesmo onde não há vegetação.

Os horizontes pedogenéticos se comportaram como nichos ecológicos distintos entre si já que a em cada horizonte ocorreu diferenças na diversidade e abundância de micro-organismos.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, R. F.; Machado, H. A.; Martins, F. P. ; Queiroz, I. D. S.;Teixeira, W. G.; Mikhael, J. E. R.; Borges, E. N. Correlação do tamanho e distribuição dos agregados em Latossolos Amarelo da região do triângulo mineiro em diferentes ambientes. **Bioscience Journal**, Uberlândia-MG, v. 30, n. 5, p.1325-1334, 2014.

ANDERSON, T., DOMSCH, K. H. The metabolic quotient for CO₂ ($q\text{CO}_2$) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils. **Soil biology and biochemistry**, Kingston, v. 25, n. 3, p. 393-395, 1993.

APEL, A. K., APEL, A.; SOLA-LANDA, A.; RODRIGUEZ-GARCIA A.; MARTÍN, J.F Phosphate control of *phoA*, *phoC* and *phoD* gene expression in *Streptomyces coelicolor* reveals significant differences in binding of *PhoP* to their promoter regions. **Microbiology**, Leon, v. 153, n. 10, p. 3527-3537, 2007.

ARAÚJO FILHO, R. N.,; FREIREA, M. B. G. S.; WILCOXB, B. P; JASON BROSSARD WESTB, J. B; FREIREA, F. J.; FLÁVIO ADRIANO MARQUES Recovery of carbon stocks in deforested caatinga dry forest soils requires at least 60 years. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 407, p. 210-220, 2018.

BARRON, A.R.; BARRON, A. R.; NINA WURZBURGER, N.; JEAN PHILLIPE.; BELLENGER, J. P.; S. JOSEPH WRIGHT, S. J.; KRAEPIEL, A. M. L.; LARS O. HEDIN, L. O. Molybdenum limitation of asymbiotic nitrogen fixation in tropical forest soils. **Nature Geoscience**, London, v.2, p. 42-45, 2008.

BATES, S. T.; BERG-LYONS, D.; CAPORASO J. G; WALTERS, W. A.,; KNIGHT, R.; FIERER, N. Examining the global distribution of dominant archaeal populations in soil. **The ISME journal**, London, v. 5, n. 5, p. 908-917, 2011.

BELNAP, J. Comparative structure of physical and biological soil crusts. *Biological Soil Crusts: Structure, Function, and Management*. **Springer Verlag**, Berlin, 177–191, 2003.

BERNOUX, M.; ARROUAYS, D.; CERRI, C. C.; BOURENNANE, H. Modelling vertical distribution of carbon in Oxisols of the Western Brazilian Amazon (Rondonia). **Soil Science**. Oxford. v. 163, p.941-951, 1998.

BRASIL, Observatório do Plano ABC. **Agricultura de Baixa Emissão de Carbono: A evolução de um novo paradigma**. 2013.

BROCHIER-ARMANET, C.; BOUSSAU, B.,; SIMONETTA GRIBALDO, S.; FORTERRE, P. Mesophilic Crenarchaeota: proposal for a third archaeal phylum, the Thaumarchaeota. **Nature Reviews Microbiology**, London, v. 6, n.3, p. 245–252, 2008.

CAO, P.; ZHANG, L.; SHEN, J.; ZHENG, Y. M.;DI, H. J. JI-ZHENG HE, Distribution and diversity of archaeal communities in selected Chinese soils. **FEMS microbiology ecology**, Malden, v. 80, n. 1, p. 146-158, 2012.

CARBONE CARNEIRO, M. A.; SOUZA, E. D.; REIS, E. F.; PEREIRA, H. S.; AZEVEDO, W. R. Atributos físicos, químicos e biológicos de solo de cerrado sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, n. 1, 2009.

CATON, I. R.; CATON, T.; SCHNEEGUR, M. A. Nitrogen-fixation activity and the abundance and taxonomy of *nifH* genes in agricultural, pristine, and urban prairie stream sediments chronically exposed to different levels of nitrogen loading. **Archives of microbiology**, Heidelberg, p. 1-11, 2018.

CHINNADURAI, C.; GOPALASWAMY, G. BALACHANDAN, D. Long term effects of nutrient management regimes on abundance of bacterial genes and soil biochemical processes for fertility sustainability in a semi-arid tropical Alfisol. **Geoderma**, Amsterdam, v. 232, p. 563-572, 2014.

CHOTTE, J.L.; SCHUARTZMANN, A.; BALLY, R.; MONROZIER, L. J. Changes in bacterial communities and *Azospirillum* diversity in soil fractions of a tropical soil under 3 or 19 years of natural fallow. **Soil Biology & Biochemistry**, England, v. 34, n.8, p. 1083–1092, 2002.

CLARKE, K. R.; GORLEY, R. N. PRIMER V6: User manual-tutorial. Plymouth: Plymouth Marine Laboratory: 2006.

CLARKE, K.R. Non-parametric multivariate analyses of changes in community structure. **Austral Ecology**, Malden, v. 18, n. 1, p. 117–143, 1993.

CUNHA, T. J. F. PETRERE, V. G.; SILVA, D. J.; MENDES, A. M. S.; MELO, R. F. de; OLIVEIRA NETO, M. B. de; SILVA, M. S. L. da; ALVAREZ, I. A. Principais solos do semiárido tropical brasileiro: caracterização, potencialidades, limitações, fertilidade e manejo. Embrapa Semiárido. Brasília: Embrapa, 2010.

DAS, S.; DASH, H. R.; MANGWANI, N.; CHAKRABORTY, J.; KUMARI, S. Understanding molecular identification and polyphasic taxonomic approaches for genetic relatedness and phylogenetic relationships of microorganisms. **Journal of Microbiological Methods**, Amsterdam, v. 103, p. 80-100, 2014.

DIECKOW, J.; BAYER, C.; CONCEIÇÃO, B. P. C.; ZANATTA, C. J. A.; MARTINS-NETO, B. L.; MILORI, D.P. B. M.; SALTON, J. C.; MACEDO, M. M.; MIELNICZUK, J.; HERNANI, L. C. Land use, tillage, texture and organic matter stock and composition in tropical and subtropical Brazilian soils. **European Journal of Soil Science**, Stuttgart, v. 60, n. 2, p. 240-249, 2009.

K. DING, K.; ZHONG, L.; XIN, X. P.; XU, Z. H.; KANG, X. M.; LIU, W. J.; RUI, Y. C.; JIANG, L. L.; TANG, L.; WANG, Y. F. Effect of grazing on the abundance of functional genes associated with N cycling in three types of grassland in Inner Mongolia. **Journal of soils and sediments**, Heidelberg, v. 15, n. 3, p. 683-693, 2015.

DIXON, R.; KAHN, D. Genetic regulation of biological nitrogen fixation. **Nature Reviews Microbiology**, Oxford, v. 2, n. 8, p. 621-631, 2004.

- EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Centro Nacional de Pesquisa de Solos: Rio de Janeiro, 2013.
- FORBES, B. C.; FURIA, M. M.; ZETTEBERG, P. Russian Arctic warming and 'greening' are closely tracked by tundra shrub willows. **Global Change Biology**, Oxon, v. 16, n. 5, p. 1542-1554, 2010.
- FRACETTO, F.J.C. **Estoque de carbono e nitrogênio e estrutura da comunidade de diazotróficas em solos de caatinga com plantio de mamona**. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, 77p., 2010.
- FRACETTO, F.J.C.; FRACETTO, G. G. M.; CERRI, C. C.; FEIGL, B. J. F.; NETO, M. S. Estoques de carbono e nitrogênio no solo cultivado com mamona na Caatinga. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 36, n. 5, 2012.
- FRASER, T.; LYNCH, D. H.; ENTZ, M. H.; DUNFIELD, K. E. Linking alkaline phosphatase activity with bacterial *phoD* gene abundance in soil from a long-term management trial. **Geoderma**, Amsterdam, v. 257, p. 115-122, 2015.
- FRASER, T. D.; LYNCH, D. H.; BENT, E.; ENTZ, M. H.; DUNFIELD, K. E. Soil bacterial *phoD* gene abundance and expression in response to applied phosphorus and long-term management. **Soil Biology and Biochemistry**, Kingston, v. 88, p. 137-147, 2015.
- FREITAS, A. D. S.; SAMPAIO, E. V. S. B. Fixação biológica do N₂ em leguminosas arbóreas da Paraíba e de Pernambuco. In: MENEZES, R. S. C.; SAMPAIO, E. V. S. B.; SALCEDO, I. H. **Fertilidade do solo e produção de biomassa no semiárido**. Recife: Ed. Universitária UFPE, 2008.
- GANTNER, S.; A.; ANDERSSON, A. F.; ALONSO-SÁES, L.; BERTILSSON, S. Novel primers for 16S rRNA-based archaeal community analyses in environmental samples. **Journal of Microbiological Methods**, Amsterdam, v. 84, n. 1, p. 12-18, 2011.
- GOELLNER, S.; SCHUBERT, E.; LIEBLER-TENÓRIO, E.; HOTZER, H.; SALUZ, H.P.; SACHSE, K. Transcriptional response patterns of *Chlamydomophila psittaci* in different in vitro models of persistent infection. **Infection and immunity**, Washington, v. 74, n. 8, p. 4801-4808, 2006.
- GOMEZ, P. F.; INGRAM, L. O. Cloning, sequencing and characterization of the alkaline phosphatase gene (*phoD*) from *Zymomonas mobilis*. **FEMS microbiology letters**, Oxford, v. 125, n. 2-3, p. 237-245, 1995.
- GORLACK, K.; COUTINHO, H. Population dynamics and extracellular enzymes activity of mesophilic and thermophilic bacteria isolated from semi-arid soil of northeastern Brazil. **Brazilian Journal of Microbiology**, São Paulo, v.38, p.135-141, 2007.
- GUPTA, V.V.S.R.; ROPER, M.M. Protection of free-living nitrogen-fixing bacteria within the soil matrix. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 109, n. 1, p. 50-54, 2010.
- HAMMOND, J.P.; WHITE, P. J. Sucrose transport in the phloem: integrating root responses to phosphorus starvation. **Journal of experimental botany**, Oxford, v. 59, n. 1, p. 93-109, 2008.

Hardy, R. w. f.; Holsten, r. d.; Jackson, e. k.; Burns, r. c. The acetylene-ethylene assay for N₂ fixation: laboratory and field evaluation. **Plant physiology**, Rockville, v. 43, n. 8, p. 1185-1207, 1968.

HARTMAN, A. L.; Norais, C.; Badger, J. H.; Delmas, S.; Haldenby, S.; Madupu, R.; Jeffrey Robinson, J.; Khouri, H.; Ren, Q.; Lowe, T. M.; Furlow, J.M.; Pohlschroder, M.; Daniels, C.; Pfeiffer, F.; Allers, T.; Eise, J. A. The complete genome sequence of *Haloferax volcanii* DS2, a model archaeon. **Plos One**, Gronigen, v. 5, n. 3, p. e9605, 2010.

HERMANSSON, A.; LINDGREN, Per-Eric. Quantification of ammonia-oxidizing bacteria in arable soil by real-time PCR. **Applied and environmental microbiology**, Washington, v. 67, n. 2, p. 972-976, 2001.

ISLAM, K. R.; WEIL, R. R. Microwave irradiation of soil for routine measurement of microbial biomass carbon. **Biology and Fertility of Soils**, New York, v. 27, n. 4, p. 408-416, 1998.

JORQUERA, M. A.; MARTÍNEZ, O. A.; MARILEO, L. G.; ACUÑA, J. J.; SAGGAR, S.; MORA, M. L. Effect of nitrogen and phosphorus fertilization on the composition of rhizobacterial communities of two Chilean Andisol pastures. **World Journal of Microbiology and Biotechnology**, New York, v. 30, n. 1, p. 99-107, 2014.

KASCHUK, G.; ALBERTON, O. HUNGRIA, M. Three decades of soil microbial biomass studies in Brazilian ecosystems: lessons learned about soil quality and indications for improving sustainability. **Soil Biology and Biochemistry**, Kingston, v. 42, n. 1, p. 1-13, 2010.

KATO, S.; NAKAMURA, R.; KAI, F.; WATANABE, K.; HASHIMOTO, K. Respiratory interactions of soil bacteria with (semi) conductive iron-oxide minerals. **Environmental microbiology**, Boston, V.12, n.12, pg.3114-3123, 2010.

KIDRON, G. J.; POSMANIK, R.; BRUNNER, T.; NEJIDAT, A. Spatial abundance of microbial nitrogen-transforming genes and inorganic nitrogen in biocrusts along a transect of an arid sand dune in the Negev Desert. **Soil Biology and Biochemistry**, Kingston, v. 83, p. 150-159, 2015.

KOWALCHUK, G. A.; STEPHEN, J.; BOER, W.; PROSSER, J. I.; EMBLEY, T. M. WOLDENDORP, J. W. Analysis of ammonia-oxidizing bacteria of the beta subdivision of the class Proteobacteria in coastal sand dunes by denaturing gradient gel electrophoresis and sequencing of PCR-amplified 16S ribosomal DNA fragments. **Applied and environmental microbiology**, Washington, v. 63, n. 4, p. 1489-1497, 1997.

KRUPOVIC, M.; SPANG, A.; GRIBALDO, S.; FORTERRE, P.; SCHLEPER, C. A thaumarchaeal provirus testifies for an ancient association of tailed viruses with archaea. **Biochemical Society Transactions**, London, v. 39, n. 1, p. 82–88, 2011.

KUBISTA, M.; ANDRADE, J. M.; BENGTTSSON, M.; FOROOTAN, A.; JONÁK, J.; LIND, K.; SINDELKA, R.; SJOBACK, R.; SJOGREEN, B.; STROMBOM, L.; STAHLBERG, A.;

ZORIC, N. The real-time polymerase chain reaction. **Molecular Aspects of Medicine**, Boston, v. 27, p. 95-125, 2006.

LOVLEY, D. R. Microbial Fe (III) reduction in subsurface environments. **FEMS Microbiology Revision**. Malden, v.20, pg.305– 313. 1997.

MARTINS, C. M.; GALINDO, I. C. L.; SOUZA, E. R.; POROCA, H. A. Atributos químicos e microbianos do solo de áreas em processo de desertificação no semiárido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. v. 34, n. 6, 2010.

MENDONÇA, E. D. S.; MATOS, E. D. S. **Matéria Orgânica do solo: métodos de análises**. Viçosa: UFV, 2005.

MONTANDON CHAER, G.; TÓTOLA, M. R. Impacto do manejo de resíduos orgânicos durante a reforma de plantios de eucalipto sobre indicadores de qualidade do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 6, 2007.

MUYZER, G.; WALL, E.C.; UITTERLINDEN, A.G. Profiling of complex microbial populations by denaturing gradient gel electrophoresis analysis of polymerase chain reaction – amplified genes coding for rRNA 16S. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v.59, n. 3, p. 695-700, 1993.

OHKUMA, M.; NODA, S.; KUDO, T. Phylogenetic diversity of nitrogen fixation genes in the symbiotic microbial community in the gut of diverse termites. **Applied and Environmental Microbiology**. Washington, v.65, pg. 4926–4934, 1999.

PEDROTTI, A.; CHAGAS, R. M.; RAMOS, V. C.; PRATA, A. P. N.; LUCAS, A. A. T.; SANTOS, P. B. Causas e consequências do processo de salinização dos solos, **Revista Eletrônica em Gestão, Educação e Tecnologia Ambiental**, Santa Maria, v. 19, n. 2, mai-ago. 2015, p. 1308-1324

PEREIRA E SILVA, M.C.; SEMENOV, A. V.; ELSAS, J. D. V. Seasonal variations in the diversity and abundance of diazotrophic communities across soils. **FEMS Microbiology Ecology**, Malden, v. 77, n. 1, p. 57–68, 2011.

POLY, F.; MONROZIER, L. J. BALLY, R. Improvement in the RFLP procedure for studying the diversity of *nifH* genes in communities of nitrogen fixers in soil. **Research in Microbiology**, Amsterdam, v. 152, p. 95-103, 2001.

RIBEIRO DA SILVA, R.; SILVA, M. L. N; CARDOSO, E. L.; MOREIRA, F. M. S.; CURI, N; ALOVIS, A. M. T. Biomassa e atividade microbiana em solo sob diferentes sistemas de manejo na região fisiográfica Campos das Vertentes-MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 5, 2010.

ROESCH, L.F.; QUADROS, W.; CAMARGO, P. D.; TRIPLETT, F. O. A.; ERIC W. Screening of diazotrophic bacteria *Azopirillum spp.* for nitrogen fixation and auxin production in multiple field sites in southern Brazil. **World Journal of Microbiology and Biotechnology**, Washington, v. 23, n. 10, p. 1377-1383, 2007.

SACRAMENTO, J.A.; ARAÚJO, A. C. M.; ESCOBAR, M. E. O.; XAVIER, F. A. S.; CAVALCANTE, A. C. R.; OLIVEIRA, T. S. Soil carbon and nitrogen stocks in traditional agricultural and agroforestry systems in the semiarid region of Brazil. **Revista brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, n. 3, p. 784-795, 2013.

SAKURAI, M.; WASAKI, J.; YUIKO TOMIZAWA, Y.; SHINANO, T.; OSAKI, M. Analysis of bacterial communities on alkaline phosphatase genes in soil supplied with organic matter. **Soil Science & Plant Nutrition**, Temuco, v. 54, n. 1, p. 62-71, 2008.

SALCEDO, I. H.; SAMPAIO, E. V. S. B. Matéria orgânica do solo no Bioma Caatinga. In: SANTOS, G. A., et al. **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. 2. ed. Porto Alegre: Metropole, 2008.

SALTON, J. C.; MIELNICZUK, J.; BAYER, C.; BOENI, M.; CONCEIÇÃO, P. C.; FABRÍCIO, A. C.; MACEDO, M. C. M.; BROCH, D. L. Agregação e estabilidade de agregados do solo em sistemas agropecuários em Mato Grosso do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa-MG, v. 32, n. 1, p. 11-21, 2008.

SAMPAIO, E. V. S. B. Caracterização do bioma Caatinga. In: GARIGLIO, M. A., et al. **Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da caatinga**. Brasília: Serviço Florestal Brasileiro, 2010.

SANTANA, M. S. **Estoques de carbono e nitrogênio em solos do sertão pernambucano sob diferentes usos**. Dissertação de mestrado. UFPE, 2015.

SATO, T.; ATOMI, H. Novel metabolic pathways in Archaea. **Current Opinion in SCHINNER F.**, et al. **Methods in Soil Biology**, Heidelberg, Springer-Verlag Berlin, 426 p.1996.

SHILPKAR, P.; Shah, M. C.; Modi, K. R.; Patel, S. M. Seasonal changes in microbial community structure and nutrients content in rhizosphere soil of *Aegle marmelos* tree. **Annals of Forest Research**, Texas, v. 53, n.2, p. 135-140, 2010.

SIMONET, P.; GROSJEAN, M. C.; MISRA, A. K.; NAZARET, S.; COURNOYER, B.; NORMAND, P. *Frankia* genus-specific characterization by polymerase chain reaction. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v. 57, n. 11, p. 3278-3286, 1991.

SISTI, C. P. J.; SANTOS, H. P.; KOHHANN, R.; ALVES, B. J. R. URQUIAGA, S.; BODDEY, R. M. Change in carbon and nitrogen stocks in soil under 13 years of conventional or zero tillage in southern Brazil. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v.76, p.39-58, 2004.

SOULE, T.; ANDERSON, J. I.; JOHNSON, S. L.; BATES, S. T.; GARCIA-PICHEL, F. Archaeal populations in biological soil crusts from arid lands in North America. **Soil Biology and Biochemistry**, Kingston, v. 41, n. 10, p. 2069-2074, 2009.

SOUZA, J.A; BUZETTI, S.; TARSITANO, M. A. A.; VALDERRAMA, M. Corn costs and profitability as a function of source, rate and application time of nitrogen. **Revista Ceres**, Viçosa, v.59, p.321-329, 2012.

SPANG, A.; HATZENPICHLER, R.; BROCHIER-ARMANET, C.; RATTEI, T.; TISCHLER, P.; SPIECK, E.; STREIT, W.; STAHL, D.A.; WAGNER, M.; SCHLEPER, C. Distinct gene set in two different lineages of ammonia-oxidizing archaea supports the phylum Thaumarchaeota. **Trends in Microbiology**, London, v. 18, n. 8, p. 331–340, 2010.

SRASRA, E.; BERGAYA, F.; FRIPIAT, J.J. infrared spectroscopy study of tetrahedral and octahedral substitutions in an interstratified. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, Vol. 42, No. 3, 237-241, 1994.

TAN, H. Long-term phosphorus fertilization increased the diversity of the total bacterial community and the *phoD* phosphorus mineralizer group in pasture soils. **Biology and fertility of soils**, New York, v. 49, n. 6, p. 661-672, 2013.

THAMDRUP, B. Bacterial Manganese and Iron Reduction in Aquatic Sediments **Advanced Microbiology Ecology**. New York, , 16, p.41-84, 2000.

UFNAR, J. A.; WANG, S. Y.; CHRISTIANSEN, J. M.; YAMPARA-IQUISE, H.; CARSON, C. A.; ELLENDER, R. D. Detection of the *nifH* gene of *Methanobrevibacter smithii*: a potential tool to identify sewage pollution in recreational waters. **Journal of applied microbiology**, New York, v. 101, n. 1, p. 44-52, 2006.

VALENTINE, D.L. Adaptations to energy stress dictate the ecology and evolution of the Archaea. **Nature Reviews Microbiology**, London, v. 5, n. 4, p. 316–323, 2007.

WANG, J.; CHRISTIANSEN, J. M.; YAMPARA-IQUISE, H.; CARSON, C. A.; ELLENDE, R. D. Spatial patterns of iron-and methane-oxidizing bacterial communities in an irregularly flooded, riparian wetland. **Frontiers in microbiology**, Firenze, v. 3, 2012.

WOESE, C. R.; KANDLER, O.; WHEELIST, M. L. Towards a natural system of organisms: proposal for the domains Archaea, Bacteria, and Eucarya. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 87, n. 12, p. 4576–4579, 1990.

Wu, R.; Shien, J.; Shieh, H. K.; Hu, C.; Gong, S.; Chen, L.; Chang, P. Cloning of the gene and characterization of the enzymatic properties of the monomeric alkaline phosphatase (*PhoX*) from *Pasteurella multocida* strain X-73. **FEMS microbiology letters**, Oxford, v. 267, n. 1, p. 113-120, 2006.

YI, W.; YOU, J.; ZHU, C.; WANG, B.; QU, D. Diversity, dynamic and abundance of *Geobacteraceae* species in paddy soil following slurry incubation. **European journal of soil biology**, Stuttgart, v. 56, p. 11-18, 2013.

YUKUN, Z.; JINGNI, Z.; DIANLIN, Y.; XIURONG, C.; JIANNING, Z.; WEIMING, X.; XIN, L.; GANG, L. Effects of different land use patterns on *nifH* genetic diversity of soil nitrogen-fixing microbial communities in *Leymus Chinensis* steppe. **Acta Ecologica Sinica**, Pequim, v. 31 p. 150-156, 2011.

ZAPPA, S.; ROLLAND, J.; FLAMENT, D.; GUEGUEN, Y.; BOUDRANT, J.; DIETRICH, J. Characterization of a highly thermostable alkaline phosphatase from the euryarchaeon *Pyrococcus abyssi*. **Applied and environmental microbiology**, Washington, v. 67, n. 10, p. 4504-4511, 2001.

ZEHR, J.P.; JENKINS, B. D.; SHORT, S. M.; STEWARD, G. F.; Nitrogenase gene diversity and microbial community structure: a cross-system comparison. **Environmental microbiology**, Boston, v. 5, n. 7, p. 539-554, 2003.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Estudos da gênese das argilas podem contribuir para um melhor entendimento do processo de argilação na formação de horizontes Bt em ambiente semiárido.

Não foi detectado a presença de microrganismos oxidantes e redutores de ferro, levando a inferir que a ferrólise não é um processo ativo nas condições ambientais atuais nos Planossolos no Núcleo de Desertificação Cabrobó.

Ainda são escassos estudos sobre diversidade microbiana em ambientes desertificados no Brasil, e no que se refere a estudos que contemplem as relações entre diversidade microbiana e pedogênese, este trabalho foi pioneiro. Sendo assim, é importante registrar que as coletas de amostras obedecendo aos limites impostos pelos horizontes pedogenéticos foram determinantes para reconhecimentos dos diferentes nichos ecológicos existentes.

APÊNDICE A – Descrição de campo Perfil 1-SXe

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico, A moderado, textura arenosa e/ou média fase pedregosa, fase caatinga hiperxerófila, relevo suave ondulado.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS, localiza-se lado esquerdo da estrada que liga os município de Floresta ao de Belém do São Francisco (BR 316) município de Itacuruba (PE), 08°45'02,9" S e 38°48'12,1" W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL: Descrito e coletado na Terra Firme, no terço superior de suave encosta, sob, e vegetação primária da área caatinga hiperxerófila caducifólia (Faveleira, Xique-xique, Pereiro, catingueira e Pinhão brabo), com 2,5 a 5,0 % de declividade.

ALTITUDE: 292 m

LITOLOGIA: Leocognaisse

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Província Borborema

PERÍODO: Cretáceo.

MATERIAL ORIGINÁRIO: saprolito de rochas ácidas.

PEDREGOSIDADE: muito pedregosa (pavimento desértico)

ROCHOSIDADE: ausente

RELEVO LOCAL: suave ondulado.

RELEVO REGIONAL: plano, suave ondulado.

SUPERFÍCIE GEOMÓRFICA: Depressão Sertaneja, apresenta relevo suave-ondulado

POSIÇÃO DA PAISAGEM: terço superior de encosta.

EROSÃO: laminar moderada e sulcos forte.

DRENAGEM: moderadamente drenado e imperfeitamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Caatinga hiperxerófila.

USO ATUAL: sem uso agrícola.

CLIMA: tipo As' (Köppen), quente seco.

DESCRITO E COLETADO: Laércio Vieira de Melo Wanderley Neves, Valdomiro Severino de Souza Júnior, José Coelho de Araújo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A₁ - 0 – 10 cm, (5YR 3/3, úmido) bruno escuro avermelhado, (5YR 5/3, seco) bruno avermelhado; franco-arenosa; fraco pequena e média, moderada pequena, blocos subangulares e laminar; ligeiramente duro, friável a muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição gradual e plana.

A₂ - 10 – 18 cm; (5YR 4/3, úmido) bruno avermelhado, (5YR 5/3, seco) bruno avermelhado; franco-arenosa; fraco, moderada, muito pequena e média, blocos subangular; ligeiramente duro, muito friável a friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição abrupta e ondulada.

E -18 – 20 cm;(10YR 7/2, úmido) cinza claro; (10YR 8/1, seco) branco; areia; não plástico e não pegajoso; transição abrupta ondulada.

Bt1 - 20 – 40 cm; (10YR 5/2, úmido) bruno acinzentado; mosqueados comuns pequenos e difusos (7,5 YR 4/6) bruno forte; argiloarenosa; fraca moderada média e grade prismática e em bloco subangular fraca e moderada grande e muito grande, Extremamente duro, firme, plástico e pegajoso; transição gradual e plana.

Bt2 –40 –55 cm; (10YR 5/2, úmido) bruno acinzentado; argilo- arenosa; fraco, grande e muito grande em blocos subangular e prismática; extremamente duro, firme, plástico e muito pegajoso; transição clara e plana.

R/Cr-55 – 85+ - Camada R/Cr com predomínio de R, rocha félsicas não cortável pela pá reta, com faixas inclinadas em relação a superfície, dura e com fendas (fraturas) com granulação fina (rocha magmática área xisto/gnaisse, com intrusões monítica (muito quartzo/feldspato), presença de minerais opacos, não apresentou efervescência ao contato de H₂O₂.

RAÍZES – Frequentes e grandes A1, A2 e E; Raras em Bt1 e Bt2; muito raras na camada R/Cr

OBSERVAÇÕES – Horizonte E presente, pouco material coletado, não descrito morfologicamente por ser extremamente delgado com abrupta ondulada.

APÊNDICE B – Análises físicas para fins de classificação do Perfil 1-SXe1 – área vegetada do Núcleo de Desertificação Cabrobó PE

Símbolo	Horizonte Prof. Cm	Frações da amostra total			Composição granulométrica da TFSA					ADA	GF	Relação silte/argila	Relação AF/AT	Densidade		P %
		Calhaus	Cascalho	TFSA	AT	AG	AF	Silte	Argila					Solo	Partícula	
		%			g kg ⁻¹											
A1	0 – 10	1	12	87	680	352	328	220	100	100	0	2,2	0,48	1,54	2,71	43
A2	10 – 18	2	20	78	695	341	354	145	150	150	0	0,9	0,51	1,58	2,53	37
E	18 – 20		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	Nd	nd	nd	nd	nd	nd
Bt1	20 – 40		1	99	384	231	153	213	403	376	5	0,5	0,40	2,2	2,40	8
Bt2	40 – 55		1	99	528	303	225	62	408	327	20	0,2	0,43	2,2	2,53	9
R/Cr	55-85+		88	12	848	643	205	36	110	113	0	0,3	0,24	1,7	2,63	35

Relação areia fina /areia total (AF/AT), areia total (AT), areia Grossa (AG), areia Fina (AF), nd=não determinado, Terra Fina Seca ao Ar (TFSA), Argila dispersa em água (ADA), Grau de flocculação (GF), Porosidade (P).

APÊNDICE C – Análises químicas para fins de classificação do Perfil 1-SXe1 – área vegetada do Núcleo de Desertificação Cabrobó PE

Horizonte Símbolo	Profundidade Cm	pH		Delta pH	BASES TROCAVEIS										PST	V	m	C.O	P
		Água	KCl		H ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Al ³⁺	S	H+Al	T	t					
					cmol _c kg ⁻¹												g kg ⁻¹		mg _l kg ⁻¹
A1	0 – 10	6,4	5,3	-1,09	1,59	1,36	5,13	0,03	0,01	0,01	6,53	1,6	8,13	6,54	0,12	80,33	0,15	13,41	0,39
A2	10 – 18	5,8	4,7	-1,14	1,19	1,91	2,20	0,01	0,02	0,01	4,14	1,2	5,34	4,15	0,37	77,53	0,24	13,80	0,24
E	18 – 20	6,1	4,5	-1,6	1,39	1,9	2,18	0,02	0,02	0,01	4,12	1,4	5,52	4,13	0,36	74,63	0,24	nd	nd
Bt1	20 – 40	6,5	4,6	-1,88	1,70	2,82	2,76	0,01	0,22	0,00	5,81	1,7	7,51	5,81	2,93	77,37	0,00	6,86	0,25
Bt2	40 – 55	6,5	4,4	-2,11	1,55	4,50	7,14	0,01	0,20	0,05	11,85	1,6	13,45	11,90	1,49	88,10	0,42	5,34	1,03
R/Cr	55-85+	6,9	4,7	-2,19	0,30	1,70	5,17	0,01	0,09	0,00	6,96	0,3	7,26	6,96	1,24	95,87	0,00	5,41	18,66

Não determinado (nd), Percentagem de sódio trocável (PST), Percentual de alumínio trocável (m), percentual de saturação por base (v), Carbono orgânico (C.O), Fósforo disponível (P)

Atividade de argila

$$\text{Gradiente textural } \frac{405}{125} = 3.24$$

$$Bt_{n1T} = \frac{1000 \times ,51}{403} = 18,63(Tb)$$

$$Bt_{n2T} = \frac{1000 \times ,45}{408} = 32(Ta) \quad \text{Média dos horizontes Bt}_{n} = 25,86 (Tb)$$

APÊNDICE D – Análise dos elementos totais por fluorescência de Raios-X do SXe1 – área vegetada do Núcleo de Desertificação Cabrobó PE

Horizonte	Profundidade Cm	Fluorescência de raio-a (elementos totais)			SiO ₂ /Al ₂ O ₃ Ki	SiO ₂ /Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃ Kr	Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			
		%					
A1	0 – 10	70,69	14,58	2,78	8,24	10,02	5,24
A2	10 – 18	73,96	13,40	2,25	9,38	10,82	5,95
E	18 – 20	69,10	13,25	1,66	8,87	9,93	7,98
Bt1	20 – 40	55,77	22,53	7,17	4,21	8,80	3,14
Bt2	40 –55	55,75	22,44	6,85	4,22	8,61	3,24
R/Cr	55-85+	67,09	15,65	3,50	7,29	9,53	4,47

Relação molar Si:Al (ki) calculado pela fórmula $Ki = 1,7 \times (\%SiO_3 / \%Al_2O_3)$, Relação molar Si: Al+Fe calculada pela fórmula $Kr = 1,7 \times (\%SiO_3 / \%Al_2O_3 + (0,6325 \times \%Fe_2O_3))$.

APÊNDICE E - Descrição de campo Perfil 2 – SXe2 – área sem vegetação

DESCRIÇÃO GERAL

CLASSIFICAÇÃO: PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico lítico, textura média muito cascalhenta/ argilosa, A moderado, caulíníticos-ilítico-esmectítico, atividade moderadamente baixa, fase caatinga hipoxerófila, relevo plano, epipedregosa.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS, localiza-se lado esquerdo da estrada que liga os municípios de Floresta ao de Belém do São Francisco (BR 316) município de Itacuruba (PE) perto do observatório IMPE, GPS 08°48'56,5 S e 38°41'03,3" W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL: Descrito e coletado na Terra Firme, no terço superior de suave encosta, sob, e vegetação primária da área caatinga hiperxerófila caducifólia (Faveleira, xique-xique, pereiro, catingueira e pinhão brabo), com 0 a 2,5 % de declividade.

ALTITUDE: 295 m

LITOLOGIA: Granitoides Indiscriminados

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Província Borborema

PERÍODO: Cretáceo.

MATERIAL ORIGINÁRIO: saprolito de rochas ácidas.

PEDREGOSIDADE: Fase extremamente pedregosa (pavimento desértico)

ROCHOSIDADE: ausente

RELEVO LOCAL: Plano.

RELEVO REGIONAL: suave ondulado.

SUPERFÍCIE GEOMÓRFICA:

POSIÇÃO DA PAISAGEM: terço superior de encosta.

EROSÃO: laminar moderada e sulcos forte.

DRENAGEM: moderadamente drenado e imperfeitamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Caatinga hiperxerófila.

USO ATUAL: Área sob forte desertificação, vegetação bastante esparsa.

CLIMA: tipo As' (Köppen), quente seco.

DESCRITO E COLETADO: Laércio Vieira de Melo Wanderley Neves, Valdomiro Severino de Souza Júnior, José Coelho de Araujo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A - 0 – 10 cm, (7,5YR 4/3, úmido) bruno, (7,5YR 5/4, seco) bruno; franco-arenosa (muito cascalhenta); fraco pequena e média, moderada pequena, blocos subangulares e colunar; ligeiramente duro, friável a muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição abrupta e ondulada (7-13 cm).

Btn - 10 – 30 cm; (10YR 5/2, úmido) bruno acinzentado, (10YR 6/3, seco) bruno claro, mosqueado (5YR 4/6) vermelho-amarelo; comum. Pequeno, difuso e distinto; argiloarenosa; moderada a forte, grande e muito grande, colunar; extremamente duro, firme e muito firme, plástico e pegajoso; transição abrupta e plana.

R/Cr- 30 - 45+ - Horizonte R com predomínio R, rocha ácida não cortável pela pá, com faixas extremamente dura e com fendas (fraturas) com granulação grossa (rocha magmática = área de xisto/gnaiss, com intrusões monítica (mutilo quartzoso/ feldspato), com presença de minerais opacos, com efervescência ao contato com H_2O_2 (óxido de manganês)

RAÍZES – Raras em A e ausentes Btn e R/Cr

MACROPORISIDADE: A (pouco a muito pouco) e Btn (muito pouco)

APÊNDICE E - Análises físicas para fins de classificação do Perfil 2-SXe2 – sem vegetação do Núcleo de Desertificação Cabrobó PE

Horizonte	Frações da amostra total				Frações da TFSA					ADA	GF	Relação Silte/Argila	Relação AF/AT	Densidade		P
	Símbolo	Prof. cm	Calhaus	Cascalho %	TFSA	AT	AG	AF	Silte					Argila	Solo	
A	0 – 12	0	39	61	761	460	301	141	109	110	0	1,3	0,39	2,20	2,56	14
Btn	12– 30	0	11	89	546	300	246	84	362	360	11	0,2	0,45	2,19	2,50	12
R/Cr	30-55+	nd	nd	nd	Nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Não determinado (nd), Profundidade (Prof), Terra fina seca ao ar (TFSA), Areia total (AT), Areia grossa (AG), Areia fina (AF), Argila dispersa em água (ADA), Grau de floculação (GF), Porosidade (P).

APÊNDICE F – Análises químicas para fins de classificação do Perfil 2-SXe2 – área sem vegetação do Núcleo de Desertificação Cabrobó PE

Horizonte	pH	BASES TROCAVEIS										PST	V	m	C.O	P			
		Símbolo	Profundidade Cm	Água	KCl	Delta pH	H ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺						Al ³⁺	S	H+Al
A	0 – 12	5,6	4,8	-0,8	1,76	1,19	1,60	0,02	0,16	0,04	2,97	1,8	4,77	3,01	3,34	62,27	0,84	9,78	0,78
Btn	12-30	6,9	5,3	-1,8	0,78	1,89	2,90	0,01	0,37	0,12	5,17	0,9	6,07	5,29	6,09	85,18	1,98	9,11	0,32
R/Cr	30- 55 ⁺	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Não determinado (nd), Percentagem de sódio trocável (PST), Percentual de alumínio trocável (m), percentual de saturação por base (v), Carbono orgânico (C.O), Fósforo disponível (P)

$$Btn1T = \frac{1000 \times 6,07}{362} = 16,76(Tb)$$

$$\text{Gradiente textura I} = \frac{362}{109} = 3.32$$

APÊNDICE G - Análise dos elementos totais por fluorescência de Raios-X do Perfil 2 SXe2 – área sem vegetação do Núcleo de Desertificação Cabrobó PE

Horizonte	Profundidade	ATAQUE SULFURICO (H ₂ SO ₄ 1:1)			SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			
	Cm		g kg ⁻¹		Ki	Kr	
A	0 – 12	78,86	10,55	1,78	12,71	13,85	5,92
Btn	12-30	70,46	15,99	3,34	7,49	9,63	4,78
R/Cr	30- 55⁺	66,69	17,37	1,65	6,53	7,58	1,65

Relação molar Si:Al (ki) calculado pela fórmula $Ki = 1,7 \times (\%SiO_3 / \%Al_2O_3)$, Relação molar Si: Al+Fe calculada pela fórmula $Kr = 1,7 \times (\%SiO_3 / \%Al_2O_3 + (0,6325 \times \%Fe_2O_3))$.

