

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO

DAVID LUKAS DE ARRUDA SILVA

**SOLOS E GÊNESE DA CEROSIDADE NUMA TOPOSEQUÊNCIA
COM BAIXA A ALTA ATIVIDADE DA FRAÇÃO ARGILA.**

**Recife
2018**

David Lukas de Arruda Silva
Bacharel em Geografia

**Solos e gênese da cerosidade numa topossequência com baixa a alta
atividade da fração argila**

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

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Metri Corrêa

**Recife
2018**

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

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

S586s Silva, David Lukas de Arruda.
Solos e gênese da cerosidade numa toposseguência com baixa a alta
Atividade da fração argila / David Lukas de Arruda Silva. – 2018.
116 f.: il.

Orientador: Marcelo Metri Corrêa.
Coorientação: Valdomiro Severino de Souza Jr.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Programa
de Pós-Graduação em Agronomia – Ciências do Solo, Recife, BR-PE, 2018.
Inclui referências e apêndice(s).

1. Iluviação 2. Micromorfologia 3. Bioturbação 4. Cutãs I. Corrêa, Marcelo Metri,
orient. II. Souza Jr., Valdomiro Severino de, coorient. III. Título

CDD 664

DAVID LUKAS DE ARRUDA SILVA

**Solos e gênese da cerosidade numa topossequência com baixa a alta atividade da fração
argila**

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

Aprovada em 20 de fevereiro de 2018.

Prof. Drº. Marcelo Metri Corrêa
Orientador
Universidade Federal Rural de Pernambuco- UAG

Prof. Drº. Valdomiro Severino de Souza Jr.
Coorientador
Universidade Federal Rural de Pernambuco

BANCA EXAMINADORA

Drº. José Coelho de Araújo Filho
Embrapa -Solos

Drº. Jean Cheyson Barros dos Santos
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Dedico este trabalho aos meus amados pais, **Valdir Alves da Silva** e **Eliene Amaral de Arruda Silva**, ao meu irmão **João Vitor de Arruda Silva** e a minha amada noiva **Jessen da Silva Santana**.

AGRADECIMENTOS

Ao **Grande Arquiteto do Universo**, que me concedeu serenidade para aceitar aquilo que não pude mudar, coragem para mudar o que me foi possível e sabedoria para saber discernir entre as duas.

Aos meu pais e amigos **Valdir Alves da Silva** e **Eliene Amaral de Arruda Silva** por toda fé, coragem e amor. Ventos eternos que soprarão minhas asas.

Ao meu irmão **João Vitor de Arruda Silva** pelas silenciosas palavras de apoio.

A minha noiva e amiga de toda vida, **Jessen da Siva Santana** pelos abraços e parceria nessa caminhada tortuosa. Por me mostrar a ver com o coração.

A todos os meus familiares, tios, tias, primas e primos pelo apoio. A minha **Vovó Judite** pelo carinho, amor, e por ser essa luz que me guia.

Ao meu orientador, Prof. Dr. **Marcelo Metri Corrêa** pelos ensinamentos, conselhos, inspiração e acima de tudo por me mostrar o sentido de ensinar.

Aos companheiros de Laboratório **Marlon Ribas, Analice, Tarciso e Thiago** pelos momentos de aprendizado e descontração. Ao xibungo rei, **Arnaldo Joaquim** por todos os ensinamentos e dedicação, esse trabalho só se concretizou por meio da sua.

Aos grandes parceiros desta pesquisa, o Dr. **Jean Cheyson Barros dos Santos** por todo apoio em campo e dedicação; ao Prof. Dr. **José Coelho de Araújo Filho** pela paciência e dedicação, e ao Prof. Dr. **Valdomiro Severino de Souza Júnior** por toda ajuda em campo e ensinamentos.

Ao Dr^o **Gabriel Ramatis** e Dr. **Jairo**, por toda ajuda teórica para implementar algo neste trabalho

A Dr^a **Ana Maria Moreau** e Dr **Maurício Moreau** por terem me mostrado toda a beleza da Ciência do Solo. Ao PET Solos- UESC por todos os anos de aprendizado e amizade inestimável.

A **Maria do Socorro Santana**, por todo apoio e energia positiva emanada. A todos os demais funcionários da pós-graduação.

Aos professores da pós-graduação por toda ajuda e valiosos ensinamentos, em especial aos Profs. **Edivan Rodrigues de Souza, Brivaldo Gomes de Almeida** e **Maria Bethânia**.

Aos grandes companheiros de convivência, **Adriano Moura, Daniel Passos, Andrezzo** e **Lamonier**, pelas resenhas e conversas.

Aos colegas da Amizade Capes 5, **Evaniely, Leandro, Rita de Cassia, Thais e Adriana** por deixarem essa trajetória mais prazerosa.

A **Universidade Federal Rural de Pernambuco - UFRPE** por toda oportunidade e apoio.

A **Unidade Acadêmica de Garanhuns- UAG** que me deu estrutura e suporte para realização desse trabalho

Ao **Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)** e a **CAPES** pelo auxílio financeiro

A todos aqueles que direta ou indiretamente me auxiliaram nesse período de formação.

“Em algum lugar, alguma coisa incrível está esperando para ser conhecida.”
Carl Sagan

Gênese de cerosidade em solos numa topossequencia de origem migmatítica

RESUMO

A cerosidade é um atributo morfológico dos solos e expressa-se como um brilho ceroso, observada principalmente na superfície dos agregados. Sua gênese é relacionada à formação de películas ou filmes de argila e a feições de estresse na face dos pedos. A cerosidade é um testemunho da gênese do solo, podendo indicar a ocorrência passada ou atual de processos de dispersão e floculação e da natureza argilomineral do solo. Nesse contexto, objetivo do presente trabalho foi de caracterizar e entender a gênese da cerosidade em quatro perfis de solos, com diferentes expressões deste atributo numa topossequência no município de Tracunhaem-PE. Para tanto, foram realizadas amostragens baseadas na confecção de um modelo estrutural da cobertura pedológica descrita por Boulet (1993), bem como análises químicas e físicas de rotina dos solos; difratometria de raios X; extrações sucessivas com DCB e OAA em amostras de TFSA; Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV); e análise micromorfológica dos solos. De forma geral, os dados indicaram que a disposição dos bandamentos leucocrático e melanocrático, associados com a localização na vertente, influenciam nas propriedades químicas e físicas dos solos; que o processo de argiluviação nos segmentos mais á montante da vertente estão inativos ou pouco ativos; que a formação de revestimentos e preenchimentos de extinção nítida tendem a se formar em poros hidraulicamente menos ativos; e que a acumulação de óxidos de ferro como revestimentos e preenchimentos entre pedos, associadas a presença de fábricas birrifringentes, são diretamente proporcionais a expressão da cerosidade.

Palavras chave: Iluviação. Micromorfologia. Bioturbação. Cutãs.

Genesis of shiny peds in soils in a toposequence of migmatite origin.

ABSTRACT

The cerosidade is a morphological attribute of soils and is expressed as a waxy glow, mainly observed on the surface of the aggregates. Its genesis is related to the formation of films or films of clay and to features of stress in the face of peds. Cerosidade is a testimony to soil genesis and may indicate the past or present occurrence of dispersion and flocculation processes and the clayey nature of the soil. In this context, the objective of the present work was to characterize and understand the genesis of cerosidade in four soil profiles, with different expressions of this attribute in a toposequence in the municipality of Tracunhaem-PE. To do so, sampling was carried out based on the construction of a structural model of the pedological cover descrita by Boulet (1993), as well as routine chemical and physical analyzes of the soils; X-ray diffractometry; successive extractions with DCB and OAA in TFSA samples; Scanning Electron Microscopy (SEM); and micromorphological analysis of soils. In general, the data indicated that the arrangement of the leucocratic and melanocratic bundles, associated with the location on the slope, influence the chemical and physical properties of the soils; that the process of argiluviation in the segments upstream of the slope are inactive or not very active; that the formation of clear extinction coatings and fills tend to form in hydraulically less active pores; and that the accumulation of iron oxides as coatings and fills between peds, associated with the presence of birefringent factories, are directly proportional to the expression of cerosidade.

Keywords: Illuviation. Micromorphology. Bioturbation. Cutãs.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização da área de estudo, pontos de coleta, Tracunhaem- PE	31
Figura 2- Dados pluviométricos em mm do município de Tracunhaém-PE, 2017 (APAC, 2017)	32
Figura 3- Localização topográfica dos perfis da área de estudo, Tracunhaém-PE.....	34
Figura 4- Modelo bidimensional da cobertura pedológica e localização dos perfis de solos na vertente	39
Figura 5- P1- LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abruptico planossólico, sopé da vertente.....	40
Figura 6- P2- LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico o, encosta inferior da vertente.....	44
Figura 7- P3- NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico, encosta superior da vertente	45
Figura 8- P4- ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico, ombro da vertente.....	47
Figura 9- Distribuição de argila em uma toposequência no município de Tracunhaém-PE	51
Figura 10- Distribuição da argila dispersa em água numa toposequência no município de Tracunhaém-PE	52
Figura 11- Cropólitos na superfície do P1: coleta 1 e 3, respectivamente	53
Figura 12- Distribuição da densidade de partícula numa toposequência no município de Tracunhaém-PE	55
Figura 13- A) Componentes do material grosso (MG) do P1 em ppl. B) Foto A em xpl. C) Quartzo com fraturas xpl. D) Quartzo policristalino xpl.....	66
Figura 14- A) Feldspato classe de alteração 1 no P2 Bt xpl. B) Feldspato classe de alteração 2 no P2 Bt xpl. C) Feldspato classe de alteração 2 no P3 Bt2 xpl.....	67
Figura 15- A) Horizonte C do P3 1 ppl. B) Alteração bandeada regular da biotita ppl	67
Figura 16- A) Hornblenda, P2 BC, grau de alteração 4 xpl	68
Figura 17- A) Nódulo Fe/Mn, grãos de quartzo e feldspato no interior, P3 Bt1 ppl.....	68
Figura 18- A e B) P2 horizonte BC (cerosidade fraca) ppl; C) P3 horizonte BC (cerosidade moderada) ppl; D e E) P3 horizonte Bt1 (cerosidade forte) ppl	69
Figura 19- A) Estrutura em blocos P2 horizonte Bt ppl	70
Figura 20- A) Pedofeições de revestimento P3 Bt2 xpl; B) Imagem anterior em ppl; C) Pedofeições de preenchimento P3 Bt2 xpl; D) Imagem anterior em ppl	76
Figura 21- Fotomicrografias por MEV em agregados indeformados: a) organização estrutural do P1 horizonte Bt1- cerosidade ausente; b) superfície rugosa do revestimento de argila, detalhe da imagem anterior; c) organização estrutural do P3 horizonte BC- cerosidade fraca; d) superfície rugosa do revestimento de argila, detalhe da imagem anterior; e) organização	

estrutural do P3 horizonte Bt1 – cerosidade forte; f) superfície alisada do revestimento de argila, detalhe da imagem anterior; g) organização estrutural do P3 horizonte Bt2 – cerosidade forte; h) superfície alisada do revestimento de argila, detalhe da imagem anterior; i) organização estrutural do P3 horizonte C – cerosidade ausente; j) superfície rugosa do revestimento de argila, detalhe da imagem anterior.....	77
Figura 22- Perfil 1 e perfil 2 - Difratoformas de Raios-X da fração argila, município Tracunhaem- PE	79
Figura 23- Perfil 3 e perfil 4-Difratoformas de Raios-X da fração argila, município Tracunhaem- PE	80
Figura 24- Padrão de DRX experimental (linha preta) e calculado (linha vermelha) com o programa NEWMOD 3.2.1	82
Figura 25- Perfil 1 e perfil 2 - Difratoformas de Raios-X da fração argila natural, município Tracunhaem- PE	83
Figura 26- Perfil 1 e perfil 2 - Difratoformas de Raios-X da fração argila natural, município Tracunhaem- PE	83
Figura 27- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P1 Ap	98
Figura 28- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P1 Bt	98
Figura 29- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P1 BC.....	99
Figura 30- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P2 Ap	99
Figura 31- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P2 Bt	100
Figura 32- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P3 Ap	100
Figura 33- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P3 Bt2	101
Figura 34- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P3 BC.....	101
Figura 35- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P3 C	102
Figura 36- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P4 Ap	102
Figura 37- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P4 Bt2	103

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Características morfológicas dos perfis de solos da vertente estudada.....	41
Tabela 2- Características morfológicas dos perfis de solos da vertente estudada.	42
Tabela 3- Atributos Físicos dos solos estudados no município de Tracunhaém-PE.....	49
Tabela 4- Resultados do fracionamento da areia total dos perfis estudados no município de Tracunhaém-PE	50
Tabela 5- Monitoramento de ADA em solos numa topossequencia no município de Tracunhaém-PE	54
Tabela 6 – Retração dos solos por meio do Método da Seringa – COLE (SCHAFER; SINGER, 1976).....	56
Tabela 7- Valores médios de Área superficial específica (ASE) da fração argila para os horizontes subsuperficiais.....	57
Tabela 8- Atributos químicos em solos numa topossequencia no município de Tracunhaém-PE	62
Tabela 9- Teores de Fe extraídos na TFSA por extrações sucessivas de ditionito-citrato-bicarbonato e extração única de oxalate de amônio	64
Tabela 10- Atributos micromorfológicos dos horizontes Ap e Bt do P1; Bt e BC do P2 e A-Bt1, Bt1, Bt2, BC e C do P3, no município de Tracunhaém-PE.....	71
Tabela 11- Pedofeições e suas ocorrências nos solos numa topossequencia do município de Tracunhaem- PE.	75
Tabela 12- Parâmetros da modelagem e quantificação das fases minerais da argila grossa e fina P3 Bt2	81

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	21
1.1 Hipóteses	22
1.2 Objetivo geral	22
1.3 Objetivos específicos	22
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.1 Argiluviação	23
2.2 Cerosidade	26
2.3 Bioturbação.....	28
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	30
3.1 Descrição geral da área de estudo.....	30
3.2 Seleção e amostragem dos solos.....	32
3.3 Análises físicas	34
3.4 Análises químicas	35
3.5 Análises mineralógicas	36
3.6 Análises micromorfológicas	37
3.7 Microscopia eletrônica de varredura (MEV).....	37
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	38
4.1 Organização bidimensional da topossequência e morfologia.....	38
4.2 Atributos físicos.....	47
4.3 Atributos químicos	58
4.4 Atributos micromorfológicos	64
4.5 Atributos mineralógicos	77
5 GÊNESE DA CEROSIDADE.....	83
6 CONCLUSÕES	85
7 REFERÊNCIAS	86
APÊNDICE A - Pré-tratamentos para identificação de minerais interestratificados em amostras de argila desferrificada dos solos do município de Tracunhaém-PE	97
APÊNDICE B - Dados morfológicos e analíticos dos perfis de solos localizados no município de Tracunhaém-PE	104

1 INTRODUÇÃO

A cerosidade é definida como uma concentração de material inorgânico na forma de preenchimento ou revestimento de poros, e também pode ser consequência do rearranjo de partículas na face dos pedos, provocado por pequenas mudanças de volume da massa do solo, em resposta a mudanças de umidade, nos períodos secos e úmidos (RIBEIRO, 2012). Na literatura internacional (THEOCHAROPOULOS; DALRYMPLE, 1987; BREWER, 1960; SLAGER e VAN DE WETERING, 1977) essas feições têm sido geralmente denominadas de *clay skins* e recentemente de *illuviation cutan*. Pouco utilizada para fins práticos de uso e ocupação do solo, a cerosidade é um atributo morfológico importante para a classificação, no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) é essencial na definição dos horizontes B textural e B nítico e na diferenciação entre estes e outros horizontes diagnósticos; no World Reference Base of soils (WRB) é determinante na separação do horizonte Argic e Nitic e na Soil Taxonomy na classificação dos Oxisols (Kandic). O SiBCS recomenda que a cerosidade seja avaliada de acordo com sua intensidade, em fraca (constatada por exame minucioso), moderada (perceptível em algumas superfícies expostas) forte (perceptível em todas as superfícies expostas); e também em relação à sua abundância: pouca (reveste menos de 25% dos agregados), comum (entre 25% e 50%) e abundante (mais de 50%).

Diversos autores (CREUTZBERG; SOMBROEK, 1986; LEPSCH, 2016; WISPELAERE et al., 2015) observaram que os revestimentos inorgânicos das unidades estruturais são comumente de argilominerais, associados ou não a óxidos de ferro; quando associados a óxidos o termo metalização é indicado (CREUTZBERG; SOMBROEK, 1986). O principal processo pedogenético associado à cerosidade é a argiluviação, contudo, para que esta ocorra é necessário que as argilas estejam dispersas e em suspensão, e que seu meio de percolação seja a água (QUERNARD et al., 2011). Mesmo depois de formada, a cerosidade ainda pode ser destruída pela atividade biológica, que homogeneiza todo o perfil do solo. Resende et al. (2002) afirmam que solos bem desenvolvidos em depósitos aluviais que apresentam cerosidade indicam que o local de sua ocorrência não sofre inundações há milênios.

1.1 Hipóteses

A formação de cerosidade é consequência da acumulação de argila iluvial na superfície dos pedos, principalmente nos horizontes mais próximos a superfície, mudando o processo de formação para superfícies de micro compressão e expansão com a profundidade e com o tipo de argila, sendo mais intensa na presença de argilas de atividade baixa.

A atividade de analideos favorece a formação de argila dispersa em água, sendo os cropólitos sua principal fonte.

O grau de desenvolvimento da cerosidade é consequência da orientação dos filossilicatos na superfície dos pedos e do teor de ferro na forma de hematita

1.2 Objetivo geral

Caracterizar os diferentes mecanismos de formação da cerosidade em uma topossequência de solos de origem migmatítica.

1.3 Objetivos específicos

- Caracterizar bidimensionalmente a cerosidade ao longo de uma topossequência de solos com diferentes expressões deste atributo, buscando identificar relações positivas ou negativas com outros atributos do solo.
- Diferenciar micromorfológicamente os horizontes com diferentes manifestações da cerosidade (ao longo do perfil e sequência), buscando relacioná-la como feição de argiluviação ou de micro contração estrutural.
- Determinar o conteúdo de argila dispersa em água ao longo do ano, nas amostras de solos e cropólitos;
- Elucidar a gênese da cerosidade nos solos estudados.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Argiluviação

A argiluviação, expressão mais específica do termo geral lessivagem (do francês, “lessive”, lavagem), consiste na transferência vertical substancial de partículas de argila, ou seja, de tamanho igual ou inferior a 2 μm , de um horizonte superficial, chamado horizonte eluvial ou horizonte E para outro horizonte, chamado iluvial ou horizonte B (QUERNARD et al., 2011; CORNU et al., 2014). A lessivagem consiste na transferência vertical de partículas entre 2 μm e 10 μm (MERCIER et al., 2000; DE JONGE et al., 2004;) de um horizonte eluvial ou E, para o horizonte iluvial ou B. Este termo abrange não somente o transporte de argilas finas, mais de outros materiais que se encontram no solo e que estão propícios a translocação, tais como sais ou compostos orgânicos (DUCHAUFOR, 1983). Partículas maiores, mesmo silte e areias muito finas, podem ser móveis em alguns solos, dependendo do tamanho e geometria dos poros, bem como da velocidade da água percolante (NETTLETON et al., 1993).

Usualmente, ambas as nomenclaturas, argiluviação e lessivagem são utilizadas com a mesma finalidade (BOCKHEIM, 2015; CORNU et al., 2014; QUERNARD et al., 2011; MERCIER et al., 2000). Contudo, Duchaufour (1983) esclarece que mesmo se tratando de sinônimos, é importante usar nomenclaturas diferentes para distinguir os tipos de materiais que se movem no solo, sugerindo argiluviação (argilas), lixiviação (sais solúveis) e queluviação (quelatos organo-metálicos).

A fração argila tem natureza coloidal, principalmente a fina. Tal característica a torna susceptível a dispersão e posterior mobilidade dentro do perfil do solo por meio dos fluxos de água, que são regidos pelos potenciais de água no solo. Elas se originam em solos pela alteração dos minerais primários, principalmente por hidrólise, ou pela introdução por transporte eólico (CHESWORTH, 2008). Uma vez que as argilas estão presentes no perfil do solo, estarão susceptíveis ao processo de argiluviação, que é dividido em três sub-processos: mobilização, remoção/transporte e deposição (CHESWORTH, 2008). Para que haja a argiluviação é necessário que as argilas se tornem dispersas e estejam em suspensão, que a percolação de água seja o veículo para transportá-las e, por fim, que haja deposição (QUERNARD et al., 2011). Contudo, normalmente as argilas nos solos estão eletroquimicamente ou fisicamente unidas umas às outras, quando isso ocorre é dito que as mesmas estão floculadas. A cinética dos processos de dispersão e floculação depende de fatores físico-químicos, químicos e mecânicos.

Oades (1984, 1993) e Oades e Waters (1991) explicam que o fenômeno da dispersão-floculação no solo é influenciado, entre outros fatores, pela matéria orgânica, que afeta o desenvolvimento da estrutura e relaciona-se com o balanço das cargas elétricas do solo. Nas partículas orgânicas do solo, são principalmente os grupos OH e COOH que se dissociam (AZEVEDO, 2004). Goldberg et al. (1990) afirmam que a dispersão da massa floculada é favorecida com a saída dos óxidos de ferro/alumínio e da matéria orgânica do solo, segundo os mesmos autores a saída de óxidos de ferro não só desestabiliza a estrutura do solo, como favorece também a translocação, dado a maior dispersividade da argila.

A substituição de cátions como K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} , pelo Na, nas bordas dos argilominerais também controlam os processos de dispersão por alterarem a espessura da dupla camada difusa (FONTES et al., 2001). A dispersão de coloides está, portanto, relacionada à interação das cargas elétricas em sua superfície em um meio polar; estas cargas elétricas podem se originar pela substituição isomórfica ou pela dissociação de radicais nas arestas das estruturas dos minerais. A carga eletrostática gerada por substituição isomórfica não é variável, enquanto as geradas por dissociação de radicais OH variam com as características químicas do solo, como o pH e a concentração eletrolítica da solução do solo (YU, 1997; THENG, 1980).

É sabido que a argila flocula quando o pH se aproxima do ponto de carga zero (PCZ); quando o pH se mantém abaixo do PCZ haverá predomínio de cargas positivas, quando acima do PCZ, de cargas negativas. Dessa forma, esse predomínio de uma carga líquida negativa ou positiva, segundo o pH do solo, resulta em forças repulsivas que são suficientemente grandes para sobreporem às forças eletrostáticas de atração e, neste caso, grande parte da argila permanece dispersa (GILLMAN, 1974).

Além da influência no PCZ, o pH ainda influencia na disponibilidade de cátions trocáveis, e conseqüentemente na mobilização das partículas. Quernard et al. (2011) observaram que valores de pH inferiores a 5,0 promovem a floculação em virtude da elevação da concentração de Al^{3+} , como também valores de pH maiores que 6,5 causam elevação na concentração do Ca^{2+} , o que favorece a floculação. Os mesmos autores também estabelecem que a eluviação ocorre principalmente quando os valores de pH variam entre 4,5, 5,0 e 6,5, exceto em solos salinos. Não obstante, Cornu et al. (2014) concluíram que estes valores de pH não têm relação com o aumento da liberação de partículas em suspensão, não sendo responsável assim pelo início do processo de argiluviação.

Ciclos de umedecimento e secagem também influem diretamente na desagregação e dispersão do solo, meniscos de água formados pelos ciclos de umedecimento e secagem do solo criam forças que aproximam as unidades estruturas do solo (DEXTER, 1988). Portanto,

a frequência e duração destes ciclos pode afetar as medidas de agregação (BEARE; BRUCE, 1993) e a morfologia dos arranjos resultantes (WILDING; TESSIER, 1988). O reumedecimento rápido pode ter uma ação desagregante pelo aprisionamento de bolhas de ar, com variações bruscas de volume, etc. (KEMPER; ROSENAU, 1986)

Os processos mencionados anteriormente são somados a influência da natureza das partículas e da interação que exercem entre si. Um exemplo disso é o efeito da mineralogia da partícula na dispersão e no transporte, que tendem a ser maiores quando a carga de superfície é alta (ROUSSEAU et al., 2004). Solos com assembleia de argila predominantemente do tipo 2:1, por exemplo, são mais fáceis de dispersar, quando comparados aos minerais do tipo 1:1. Cornu et al. (2014) mostram que o transporte da esmectita não é constante ao longo do tempo, e sim, preferencialmente mais intenso no início da argiluviação, evidenciando assim sua maior dispersão.

O meio polar, e veículo de transporte das partículas de argila é a água. Quanto mais água percolante mais energia para o transporte das partículas. O aumento da percolação é favorecido por poros grandes, interligados e verticalmente alinhados, como também intensos períodos de chuvas (MAJDALANI et al., 2008). A permanência do veículo de translocação (água) aumenta as distâncias de eluviação das partículas de argilas (SHANG et al., 2008). Quernard et al. (2011) discorrem que a argiluviação é governada principalmente por fluxos verticais, de modo que as condições de solo plano ou de sub-planos favorecem ao processo. Os mesmos autores, baseando-se nos diferentes tipos de solos que têm sua classificação designada a partir do processo, estabelecem que climas úmidos e temperaturas amenas favorecem o transporte descendente de partículas.

A deposição ou filtração, etapa que finda os sub-processos de argiluviação, engloba uma série de mecanismos de captura, que se estabelece após o processo de remoção ou transporte. Um desses mecanismos é a atração da partícula num material poroso, que é parado em superfícies de fraturas e/ou estreitamento do espaço poroso (MCGECHAN, 2002). Dois processos podem estar ligados ao mecanismo: Superfície de filtração mecânica, que ocorre quando a partícula é maior que o poro, o que impede seu movimento; o segundo processo é o de filtrações físico-químicas, que é regido por forças moleculares, que incluem fatores da solução do solo e da natureza da partícula (IBARAKI; SUDICKY, 1995; MCGECHAN, 2002; DENOVIO et al., 2004), tais como aumentos na concentração eletrolítica, atuantes na movimentação dos cátions adsorvidos, na aproximação e na tendência a floculação de partículas do solo, com exceção do sódio em solução (ALMEIDA NETO et al., 2009;

MILLER et al., 1990).

A argiluviação foi descrita por diversos autores como sendo o processo pedogenético principal ou secundário na maioria dos solos, em diversos climas (JAMAGNE; PEDRO, 1981). Ela atua numa escala de tempo de dezenas a milhares de anos (FINKE; HUTSON, 2008;), o que sugere que a cinética deste processo é amplamente desconhecida. Enquanto Jamagne (1973) sugeriu que a argiluviação ocorre com mais intensidade em climas mais quentes e úmidos. Fedoroff (1997) propôs que este aumento é mais intenso em climas temperados.

A argiluviação é comumente identificada em solos pela presença de revestimentos de argila (cutãs), que podem ser vistos tanto em escalas macroscópicas quanto microscópicas (JAMAGNE, 1973). Conquanto, Creutzberg e Sombroek (1986) e mais tarde Gunal e Ransom (2006) sugeriram que a argila pode ser orientada por dois processos: argiluviação de constituintes do horizonte A para o B e posterior reorganização dessas constituintes na superfície dos pedis; e reorganização *in situ* da fração argila mais fina, como consequência dos processos de micro contração e micro expansão dos agregados.

2.2 Cerosidade

De acordo com o SiBCS (EMBRAPA, 2013) e o Manual de descrição e coleta de solo no campo (SANTOS et al., 2015) define-se como cerosidade a concentração de material inorgânico na forma de preenchimento de poros, de revestimento de unidades estruturais ou de partículas das frações grosseiras, como grãos de areia, que se apresenta com aspecto lustroso e de brilho graxo.

Segundo Creutzberg e Sombroek (1986), Ribeiro et al. (2012) e posteriormente Lepsch (2016), a formação dessas películas é resultado de dois processos principais: argiluviação de constituintes do horizonte A para o B e posterior reorganização dessas constituintes na superfície dos pedis; e reorganização *in situ* da fração argila mais fina, como consequência dos processos de micro contração e micro expansão dos agregados. Superfícies de unidades constituintes do solo podem ter uma aparência brilhante quando a luz incidente é refletida numa forma especular, já superfícies de solo que não refletem a luz incidente numa forma especular não terão uma aparência lustrosa (SULLIVAN; KOPPI, 1994).

Ribeiro et al. (2012) observaram que os revestimentos inorgânicos das unidades estruturais são comumente de argila, associados ou não a óxidos de ferro. Sombroek e Siderius

(1977) utilizaram o termo "metalização" para indicar esse acúmulo de óxidos de ferro como revestimentos finos sobre as faces dos pedrs, dando origem à sua aparência brilhante.

Segundo Oliveira (2001), as definições empregadas ao termo cerosidade são bastante abrangentes, pois a considera como películas de argila que constituem revestimentos orientados ou não, o que implica em entidades tridimensionais e como superfícies brilhantes, as quais têm sua gênese em rearranjo localizado do plasma, sendo contrariamente àquelas feições bidimensionais. Na literatura internacional as películas (tridimensionais) têm sido geralmente denominadas de "clay skins" e recentemente de "illuviation cutans" (LEPSCH, 2016).

Oliveira (2001) também considera que é de grande importância ter em mente a abrangência do termo "cerosidade", evitando assim no campo, discussões estéreis. As feições ligadas a cerosidade, quando constatadas, devem ser descritas no campo (SANTOS et al., 2015), podendo ser confirmadas e melhor visualizadas em lâminas delgadas utilizadas para estudos de micromorfologia (LEPSCH, 2016; SANTOS et al., 2015). Pode ser descrita como pouca, quando ocupa uma percentagem pequena da área total das superfícies das unidades estruturais (valores inferiores a 25 %); comum, quando ocupa uma considerável percentagem da área total das superfícies (valores entre 25 – 50 %); e a abundante, quando ocupa mais da metade da área total das superfícies das unidades estruturais (valores acima de 50 %) (RIBEIRO; et al., 2012). Manifesta-se, frequentemente, por uma cor de matriz mais intensa, e as superfícies brilhantes são usualmente livres de grãos desnudos de areia (SANTOS et al., 2015). Tal feição morfológica ocorre geralmente na superfície dos agregados dos horizontes B, por vezes no C (LEPSCH, 2016). A cerosidade é considerada fraca quando é pouco nítida, sendo evidente apenas com auxílio de lupa com aumento de 10 vezes ou mais. A moderada é nítida, podendo ser observada, sem grande dificuldade, mesmo sem auxílio de lupa. Já a forte é bastante nítida, por causa do forte contraste que ela apresenta com a superfície que reveste, de forma que não é preciso a utilização de lupa para visualizá-la e descrevê-la (RIBEIRO et al., 2012).

De acordo com Wispelaere et al. (2015), argilas iluviadas permanecem em poros abertos no perfil, sugerindo que argiluviação seja um processo ativo. O estudo de Wispelaere também identificou que as argilas iluviadas possuíam uma cor avermelhada brilhante, refletindo uma mistura de óxidos de Fe. Os pesquisadores observaram como uma importante característica a presença de grãos de hematita extremamente pequenos, que pode contribuir para o aspecto brilhante, aumentando a retenção de água.

Cooper (2000), estudando a gênese de ferri-argilãs em horizontes B texturais, concluiu que cutãs de iluviação (ferriargilãs) teriam a sua origem nos processos de hidromorfia temporária que ocorrem nos horizontes superficiais e Bt dos solos, provocando a

desestabilização das ligações ferro-argila facilitando assim a mobilização e redistribuição do ferro e da argila. Resende et al. (1988) ainda afirmam que a atividade biológica tende a destruir a cerosidade, homogeneizando todo o perfil; e que solos bem desenvolvidos em depósitos aluviais que apresentam cerosidade indicam que o local de sua ocorrência não sofre inundações há milênios. A cerosidade é uma feição morfológica de grande importância para classificação do solo (LEPSCH, 2016). Segundo o SiBCS (EMBRAPA, 2013) é um atributo que pode ser essencial na definição dos horizontes B textural e B nítico e na diferenciação entre estes e outros horizontes diagnósticos. Nos sistemas internacionais também são usadas informações de aspectos relacionados com a cerosidade entre os critérios que definem horizontes diagnósticos subsuperficiais. Nos sistemas internacionais também são usadas informações de aspectos relacionados com a cerosidade entre os critérios que definem horizontes diagnósticos subsuperficiais. O Soil Taxonomy usa no conceito do “argillic horizon”. O WRB também usa entre os os critérios estabelecidos para definir o “argic horizon” mas não considera uma característica essencial na definição do “nitic horizon”.

2.3 Bioturbação

O processo de revolvimento do solo, causado por organismos, seja pela fauna ou flora é chamado de bioturbação (CHESWORTH et al., 2008). Ao mesmo tempo em que o solo serve como meio para o crescimento radicular das plantas, este sofre perturbação e tal processo é demasiadamente lento de modo que geralmente o produto não é perceptível. Em contrapartida, a fauna exerce um papel mais intenso nessa homogeneização, devido principalmente, a maior atividade quando comparado à flora (CHESWORTH et al., 2008).

Muito antes de se entender a formação do solo e seus fatores, Darwin já estudava a influência da biota em seu desenvolvimento. Em seu livro “The Formation of Vegetable Mould Through the Action of Worms with Some Observations on Their Habits” o mesmo relata que as minhocas formam e modificam o solo, tanto quimicamente quanto mecanicamente (DARWIN; CHARLES, 1892). Descreveu ainda o processo no qual as minhocas ingerem solo nas camadas subsuperficiais, e em seguida depositam-no na superfície na forma de dejetos. Esse processo transloca o material digerido, que passa a ser mais fino, para a superfície e o material mais grosseiro, como cascalho, tende a ser soterrado ao longo do tempo.

Muitos pesquisadores, baseados na obra de Darwin, consideraram a bioturbação como um processo primário na formação do solo (HUMPHREYS; MITCHELL, 1983; JOHNSON, 1990; PATON et al., 1995). Entretanto, Darwin não tinha uma concepção tão apurada quanto à

formação do solo, por isso não desenvolveu termos importantes como bioturbação, diferenciação textural, biomanta, processos biomecânicos etc. Estes termos e formulações teóricas vieram muito mais tarde (JOHNSON, 1993). Num ponto de vista pedogenético, a bioturbação é um motor importante da liberação de partículas do solo a partir do leito rochoso, intensificando os processos intempéricos e que, após a formação, ainda é capaz de alterar mecanicamente o solo por meio da bioturbação (HEIMSATH et al., 2002; GABET et al., 2003).

Johnson (1989) constatou que a bioturbação poderia ser tida como explicação alternativa para a formação de contrastes texturais no solo, não associadas com herança ou deposição. Foucault e Raoult (2010) também observaram que o processo influencia na porosidade e infiltração de água, sendo tida por eles como um indicador de aeração do solo. Segundo Lee (1991), dejetos de minhocas constituem parte significativa dos agregados do solo e influenciam em diversas funções, como infiltração e retenção de água do solo. Em poros (galerias e câmaras) construídos por térmitas pode haver presença de inúmeras espécies de insetos e de anelídeos, esses poros ainda podem ser preenchidos com coprólitos (MELO JÚNIOR, 2012).

Os diferentes organismos atuam de formas distintas no solo, possuindo as minhocas, por exemplo, maior atividade no horizonte A devido a maior presença de matéria orgânica, especialmente em solos florestais (THORP, 1967). Os térmitas coletam argilas em profundidade e as depositam na superfície, onde os termiteiros são construídos (MIKLOS, 1992). A atividade desses organismos, e consequentemente a bioturbação, é mais intensa em solos tropicais e intertropicais, tendo como seus principais agentes os térmitas, as formigas e os anelídeos, responsáveis por processos de bioturbação mais intensos e maior abundância de estruturas biogênicas (WOLTERS, 2000). Muitas dessas estruturas são notadamente mais estáveis e resistentes a ciclos de umedecimento e secagem que aquelas resultantes dos processos pedogenéticos (LAVELLE et al., 1997; OYEDELE et al., 2006).

Os bioturbadores homogeneízam o solo, destruindo estruturas formadas pedologicamente, assim como algumas feições, como a cerosidade. Além disto, muitos destes são capazes de reduzir o número de horizontes do solo em um local por soterramento relativamente indiscriminado de componentes sólidos do solo de todos os tamanhos, especialmente quando a sua atividade é rápida e/ou a profundidade é significativa (JOHNSON et al., 1989; JOHNSON; WATSON-STEGNER, 1987).

Tyler et al. (2001), sugerem que uma homogeneização completa dos perfis de solo no sul da Escócia pode ocorrer dentro de algumas décadas, onde as populações de minhocas estão ativamente presentes. Em tais locais, a profundidade máxima de homogeneização deve

corresponder à profundidade máxima de bioturbação. A mistura rápida do solo, no entanto, não impede a formação de horizontes. Na verdade, em alguns casos, a bioturbação pode facilitar a formação de horizontes, especialmente onde os processos de superfície selecionam o amontoado do solo: esta é a tese central da formação do contraste textural do solo defendida por Paton et al. (1995).

A estrutura física do solo provém essencialmente de serviços ambientais, como crescimento das plantas, água e fluxos biológicos e de gases (PIRON, 2017). A combinação dos fatores de formação do solo ainda resulta em diversas feições morfológicas, e tais feições são a base morfogenética para o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos e outros sistemas atuantes em todo mundo. Durante o longo tempo no qual passaram os processos pedogenéticos, também ocorreu a bioturbação do material que constitui a fase sólida do solo. Afinal, os organismos são reconhecidos, desde os primórdios da ciência do solo, como um dos fatores de formação.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição geral da área de estudo

A área de estudo (Figura 1) localiza-se no município de Tracunhaém- PE, inserido no compartimento ambiental da Depressão Pré-Litorânea. Essa unidade ambiental, limita-se a leste e sul, de forma gradual, ou mesmo abrupta, com as unidades Tabuleiros Costeiros e Mar de Morros; a oeste, com o sopé do Planalto da Borborema; com altitudes dominantes variando na faixa de 80 a 250 m. Apresenta superfície, em sua maioria, pouco movimentada e aglomera grandes domínios de terras avermelhadas em função dos materiais geológicos predominantes na região. Compreende pequenos interflúvios tabulares, com ou sem influência de recobrimentos, áreas de colinas e também ambientes com relevos movimentados na forma de morros e até de serras. Situa-se, em sua maior parte, na região litoral norte, com menor área adentrando para o Agreste (TORRES, 2014).

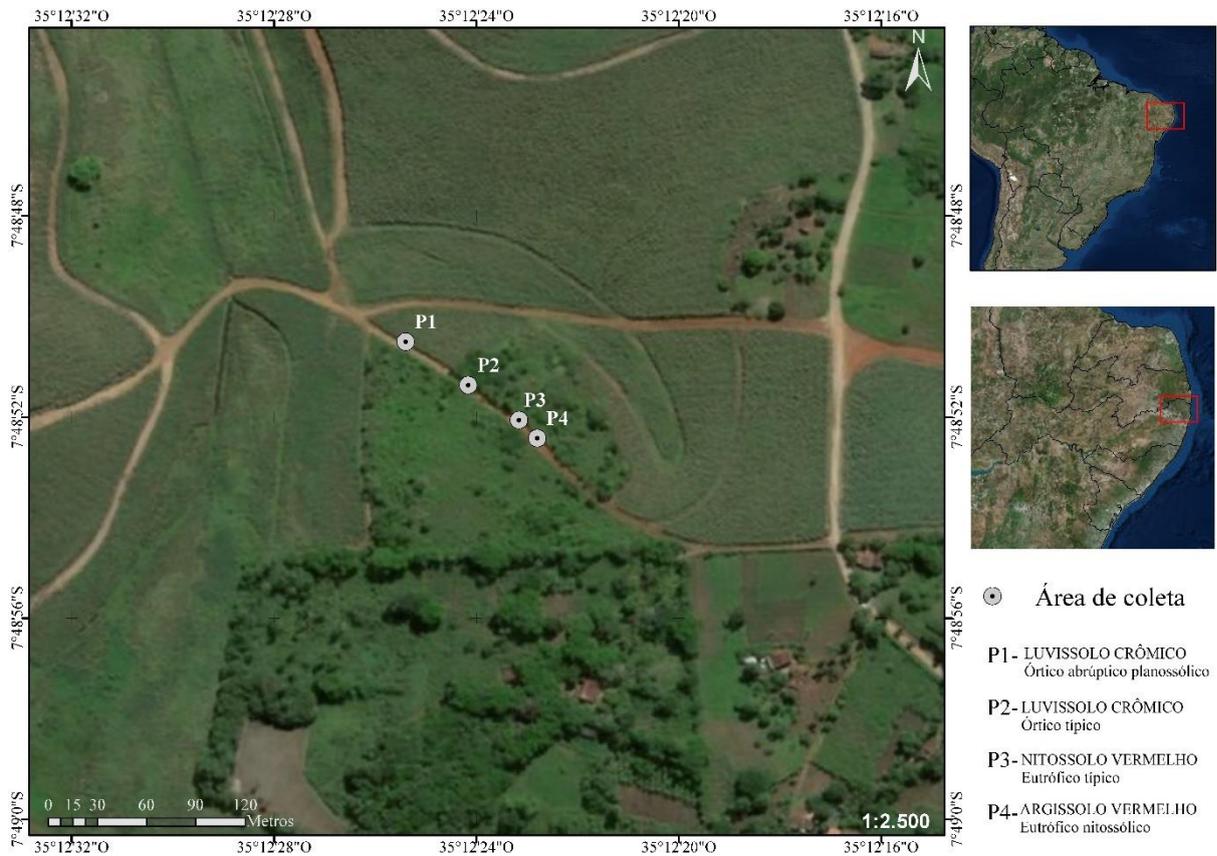


Figura 1- Localização da área de estudo, pontos de coleta, Tracunhaem- PE

O clima é do tipo Tropical Chuvoso com verão seco, e segundo a classificação climática de Köppen insere-se no subtipo As' , ou seja, clima quente e úmido, com um regime de chuvas de outono-inverno (JATOBÁ; LINS, 2008; JATOBÁ, 2014). O período chuvoso começa no outono tendo início em fevereiro e término em outubro (Figura 2). A precipitação média anual é de 1.634,2 mm (CPRM, 2013) e para o ano de 2017 foi de 1.123 mm (APAC, 2017). A vegetação é predominantemente do tipo Floresta Subcaducifólia, com partes de Cerrado/ Floresta.

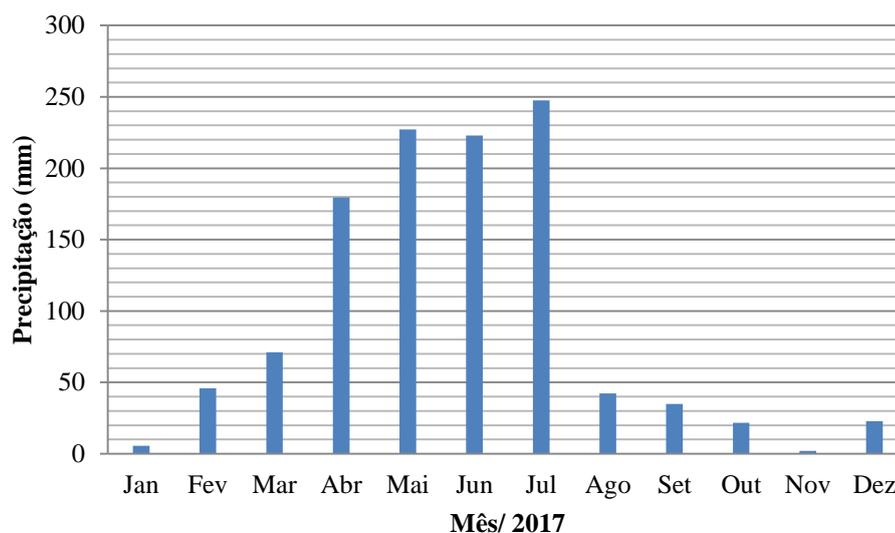


Figura 2- Dados pluviométricos em mm do município de Tracunhaém-PE, 2017 (APAC, 2017)

A geologia, segundo a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais do Brasil (CPRM), é de Hornblenda biotita ortognaisse migmatito e o material de origem dos solos é o saprólito migmatizado. Segundo Sawyer (2008), o migmatito é uma rocha encontrada em terrenos metamórficos de médio a alto grau, que pode ser heterogênea em escala macroscópica ou microscópica, e é constituído por duas porções petrograficamente distintas, uma leucocrática, de composição félsica e uma melanocrática, de composição máfica.

3.2 Seleção e amostragem dos solos

Os perfis foram descritos e coletados em conformidade com Santos et al. (2015). Para realização de análises físicas, químicas e mineralógicas, as amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm para obtenção da fração terra fina seca ao ar (TFSA), que foram posteriormente acomodadas em sacos plásticos.

Para o estudo, foi adaptada a Análise Estrutural da Cobertura Pedológica, metodologia descrita por Boulet (1993), com o intuito de explicar os sistemas pedológicos ao longo da vertente. A vertente selecionada, de aproximadamente 100 m, passou por levantamento topográfico, como proposto por Marques et al. (2000). Após o levantamento topográfico, todo o barranco foi limpo e secções com espaçamento aproximado de 5 m foram descritas e coletadas amostras dos horizontes, totalizando 13 pontos fixos ao longo da vertente, amostras de cropólitos também foram coletadas na superfície dos perfis 1 e 4, partindo da hipótese de que as mesmas poderiam ser fonte de argila dispersa. Coletas intermediárias entre secções

transicionais foram necessárias, como recomenda a metodologia, com o objetivo de aumentar o detalhe do modelo.

Coletas foram realizadas nas secções e perfis e suas coordenadas geográficas anotadas. Em cada horizonte foram determinadas densidade da partícula, granulometria e argila dispersa em água (ADA). Observações morfológicas permitiram escolher 4 (quatro) perfis, distribuídos ao longo da vertente, com base na diferença entre atributos morfológicos e quanto a expressão da cerosidade em diferentes graus.

O perfil 1 (P1), localiza-se em altitude média de 120 metros (S 07° 40' 50.5''/ W 35° 12 25,4'') sopé da vertente, em posição suave ondulada; o perfil 2 (P2) altitude média de 124 metros (S 07° 48' 51.4''/ W 35° 12 24,2''), encosta inferior da vertente, em posição de relevo suave ondulado; o perfil 3 (P3) altitude média de 130 metros (S 07° 48' 52.1''/ W 35° 12 23,2''), encosta superior da vertente, relevo suave ondulado; o perfil 4 (P4), altitude de 133 metros (S 07° 48' 52.5''/ W 35° 12 22,9''), ombro da vertente e posição mais alta. A disposição topográfica dos perfis pode ser observada na Figura 3, todos estão sob pousio de cana-de-açúcar, exceto o perfil 3, sob capoeira.

Para as análises micromorfológicas foram efetuadas coletas nos perfis em caixas de Kubiena, nos horizontes de maior expressão pedogenética e que coincidiam com os diferentes graus de cerosidade. Foram eles: horizonte Ap e Bt do perfil 1, ausência de cerosidade e cerosidade comum e fraca; horizonte Bt2 e BC do perfil 2, cerosidade abundante e fraca/moderada; e horizonte A/Bt1, Bt1, Bt2 e BC do perfil 3, todos com cerosidade abundante forte/moderada, exceto o BC, com cerosidade comum e moderada. O perfil 4 não expressou diferença quanto a cerosidade quando comparado ao perfil 3, se tornando desnecessária a coleta para análises micromorfológicas.

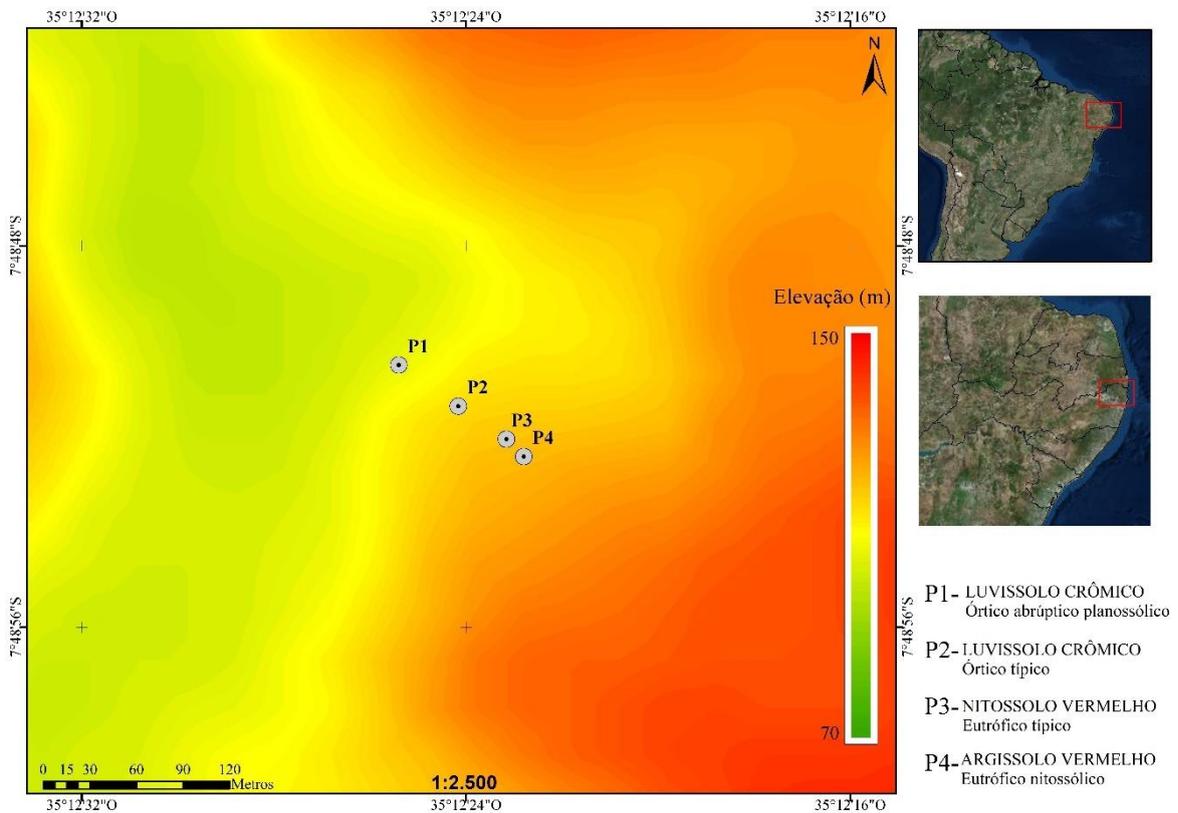


Figura 3- Localização topográfica dos perfis da área de estudo, Tracunhaém-PE

3.3 Análises físicas

As análises físicas foram realizadas no Laboratório de Solos-Unidade Acadêmica de Garanhuns (UAG/UFRPE). A granulometria da TFSA foi realizada pelo método do densímetro (ALMEIDA, 2008) para todas as amostras coletadas (perfis, cropólitos e secções). A fração areia foi subdividida, segundo Skoope (2000), em: muito grossa (2-1 mm), grossa (1-0,5 mm), média (0,5- 0,25 mm), fina (0,25 – 0,10 mm) e muito fina (0,10 -0,05 mm). Esta subdivisão foi realizada por peneiramento à seco, utilizando um conjunto de cinco (5) peneiras de malhas que variaram de 1,00 mm à 0,05 mm, conforme cada classe.

A partir da granulometria da TFSA dos 4 perfis, calculou-se os dados da relação silte/argila. A argila dispersa em água também foi realizada em todas as amostras (perfis, secções e cropólitos) e da mesma forma que a determinação da granulometria, porém sem fazer uso do agente químico (EMBRAPA, 1997; 2017). De posse destes resultados foram calculados os graus de floculação e dispersão (EMBRAPA,1997; 2017).

Também houve monitoramento da argila dispersa em água nos perfis e secções da topossequencia, feito em 3 períodos: 20.02.2017, precipitação média acumulada no ano de 29,9

mm; 25.05.2017, precipitação média acumulada de 459,4 mm; e 13.08.2017, precipitação média acumulada de 1.009,3 mm (Tabela 1). Para o monitoramento, houve peneiramento do solo ainda úmido em peneira de 2 mm para obtenção da terra fina, uma subamostra foi retirada e seca ao ar com finalidade de se obter o fator “f” da TFSA, esse fator foi utilizado posteriormente para correção da massa do solo.

A densidade do solo (D_s) foi determinada pelo método do anel volumétrico (GROSSMAN; REINSCH, 2002) apenas nos perfis; a densidade de partículas (D_p) pelo método do balão volumétrico (FLINT; FLINT, 2002), tanto nas secções quanto nos perfis. Após a obtenção dos resultados foram calculadas a porosidade total do solo nos perfis conforme Embrapa (1997; 2017).

Para a determinação do COLE (Coeficiente de expansividade linear) foi utilizado o método da Seringa, descrito por Schafer; Singer (1976).

A superfície específica (SE) da fração argila foi determinada por meio do método de sorção de vapor de água (QUIRK, 1955). Para tanto, foram utilizadas amostras de aproximadamente 3 gramas de TFSA, que permaneceram em dessecador com P_2O_5 até atingir peso constante (8 dias). Em seguida, essas amostras foram postas em outro dessecador com acetato de potássio, durante o mesmo intervalo de tempo. De acordo com o autor, a diferença de peso entre estes dois tratamentos é multiplicada por um fator de 3,6 para obtenção da SE ($m^2 g^{-1}$).

3.4 Análises químicas

As análises químicas foram realizadas no CENLAG (Central de Laboratórios de Garanhuns) da Unidade Acadêmica de Garanhuns (UAG/UFRPE). Nas amostras coletadas dos perfis (TFSA) foi realizada a determinação do pH na proporção solo: solução de 1:2,5, em água e KCl 1 mol L^{-1} ; cátions trocáveis, Na^+ e K^+ extraídos por Mehlich 1 e determinados por fotômetro de chama e os teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} , que foram extraídos por KCl 1 mol L^{-1} e determinados por titulometria. Teores trocáveis de Al^{3+} foram extraídos com solução de KCl $1,0 \text{ mol L}^{-1}$ e titulado com NaOH $0,025 \text{ mol L}^{-1}$. A acidez potencial ($H^+ + Al^{3+}$) foi determinada em extrato de Ca $(OAc)_2$ $1,0 \text{ mol L}^{-1}$ a pH 7,0 e titulado com NaOH $0,06 \text{ mol L}^{-1}$. A partir dos dados analíticos foi calculada a capacidade de troca de cátions a pH 7,0 (CTC pH 7,0), as saturações por bases (V%), alumínio (m%) e sódio (PST), todos segundo Embrapa (1997; 2017). A matéria orgânica do solo foi determinada pelo método de Walkley–Black (NELSON; SOMMERS, 1996).

Para determinar os teores e a composição química dos óxidos de ferro (Fe), de baixa e alta cristalinidade por meio das relações Ferro OAA e Ferro DCB, foi realizada a análise em extrato obtido por extrações sucessivas (três extrações) a 60° C com citratobicarbonato-ditionito (DCB) (MEHRA; JACKSON, 1960) e oxalato ácido de amônio pH 3,0 (OAA) (MCKEAGUE; DAY, 1966), com agitação de 4 horas. A primeira extração foi lida separadamente. Foram utilizados 0,25 g de TFSA para o DCB e oxalato, previamente triturado em almofariz de ágata até não observar alteração da cor. A leitura dos elementos foi realizada em espectrofotômetro de absorção atômica.

3.5 Análises mineralógicas

As análises mineralógicas foram realizadas no laboratório de cristalquímica e micromorfologia do solo no CENLAG da Unidade Acadêmica de Garanhuns (UAG/UFRPE). O critério de seleção das amostras, para se obter a composição mineralógica da fração argila, foi de horizontes com diferentes graus de cerosidade e que tivessem diferenças morfológicas características. Foram eles: horizonte Ap, Bt e BC do perfil 1; Ap e Bt2 do perfil 2; Ap, Bt2, BC e C do perfil 3 e Ap e Bt2 do perfil 4.

As análises foram realizadas por difratometria de raio X (DRX), em difratômetro XRD 6000 da Shimadzu, operando com radiação de Cu K α a 40 kV e 30 mA, com monocromador de grafite. A fração argila foi analisada como argila natural (pó não orientado) e argila orientada por sedimentação sobre lâminas de vidro. A argila orientada foi analisada após ser submetida aos pré-tratamentos de eliminação de óxidos de ferro, saturação com K e Mg-glicol e tratamentos térmicos, de acordo com os métodos preconizados por Jackson (2005). As amostras de argila saturada com K também foram levadas a mufla e submetidas a 350 ° C e 550 ° C.

Os critérios empregados para interpretação dos difratogramas e identificação dos minerais constituintes da fração areia, silte e argila foram baseados no espaçamento interplanar (d) e no comportamento dos picos de difração frente aos tratamentos de saturação, conforme apresentado por Jackson (2005), Brown; Brindley (1980) e Moore; Reynolds (1989).

Com o objetivo de identificar e quantificar minerais interstratificados com mais detalhadamente, foi realizada uma modelagem de padrões orientados glicolados de DRX; essa modelagem foi realizada com o programa de computador ClaySIM, que segue os mesmos princípios de cálculo desenvolvidos por Reynolds (1985) para o programa Newmod e por Reynolds e Reynolds (1996) para o Newmod II. Além das informações físicas e instrumentais relacionadas ao DRX, que controlam o efeito instrumental nos traços de DRX, este programa

calcula a intensidade real produzida por fases puras a interestratificadas, a posição real e a largura à meia altura dos picos produzidos por interestratificados ordenados ou não-ordenados e por fases de composição pura. O efeito das características cristaloquímicas como Fe octaedral, K na entrecamada e número de camadas por domínio coerente podem também ser introduzidos nos cálculos. Por fim, o programa possibilita a quantificação de cada fase, pura ou interestratificada, através da ferramenta “mixer”.

3.6 Análises micromorfológicas

Para os estudos micromorfológicos foram executadas as seguintes etapas: amostragem de solo com estrutura indeformada (micromonólitos orientados), seguido de impregnação, laminação, polimento, acabamento e interpretação no microscópio. As lâminas foram preparadas com dimensões de 2,5 x 5,0 cm. Amostras indeformadas de horizontes selecionados de cada perfil, exceto o P4 (Ap e Bt do P1; Bt2 e BC do P2; A/Bt1, Bt1 e Bt2 e BC do P3), foram coletados (centro da caixa de Kubiena). Todas as amostras foram tratadas no Laboratório de Impregnação e Laminação da UAG-UFRPE, onde houve preparo das lâminas delgadas com a impregnação com resina de poliéster não saturada, diluída com monômero de estireno, seguindo as orientações de Murphy (1986).

A coleta foi realizada seguindo as recomendações de Murphy (1986). As principais microestruturas pedológicas foram observadas, com descrições baseadas nas definições e nos critérios de identificação propostos por Bullock et al. (1985). Todas as interpretações foram realizadas no Laboratório de cristaloquímica e Micromorfologia do solo no CENLAG da Unidade Acadêmica de Garanhuns (UAG/UFRPE).

3.7 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Para a avaliação da organização natural das partículas, na superfície dos revestimentos, estudaram-se pequenas amostras indeformadas de torrões de solo. Os torrões selecionados foram aqueles que expressavam cerosidade em diferentes graus. A observação foi realizada em baixo vácuo, com as amostras revestidas em ouro.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Organização bidimensional da topossequência e morfologia

Ao longo da topossequência, da parte mais baixa para a mais alta, os perfis 1, 2, 3 e 4 foram classificados como LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abrupto planossólico, LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico, NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico e ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico, respectivamente. Os atributos morfológicos desses solos estão descritos resumidamente nas Tabelas 1 e 2.

O Perfil 1 foi classificado como LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abrupto planossólico, formado a partir de uma litologia migmatítica com morfologia xistosa no leucossoma. Localiza-se na área correspondente ao sopé da vertente (RUHE, 1960), de menor inclinação, sendo assim o local de preferencial deposição coluvial. A xistosidade e presença de minerais primários de fácil alteração em todo o perfil do solo são testemunhos da forte influência dos bandamentos leucocráticos, tipicamente félsicos, que afloram na base do perfil. Por serem mais resistentes mineralogicamente ainda podem se apresentar como linhas de pedra (BÉTARD, 2012) que seguem muitas vezes a orientação do bandamento subjacente, como pode ser observado na Figura 4.

Foram identificados nesse perfil, quatro horizontes (Figura 5). Nos horizontes Ap e Bt, a cor predominante é vermelho-amarelo (5YR 4/2); esses horizontes, principalmente o superficial, ainda possuem pequena quantidade de pedregosidade, que são predominantemente quartzosas e de composição angular, indicando que não foram transportadas. Essa pedregosidade é comumente associada ao quartzo de rochas metamorfizadas. No horizonte BC a cor predominante é amarela (7YR 5/4), com a presença de mosqueados escuros (7,5 YR 3/2) que se referem a precipitados de óxidos de Mn, comumente relacionados a litologia migmatítica (CARVALHO FILHO, 2011). A atividade biológica, principalmente no horizonte Ap é evidenciada pela presença de canais de raízes e de anelídeos, que seguem de forma difusa até os horizontes adjacentes (Bt e BC), apresentam alo escurecido, provavelmente pelo preenchimento de matéria orgânica em decomposição.

P1- LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abrupto planossólico;
 P2- LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico;
 P3- NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico;
 P4- ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico.

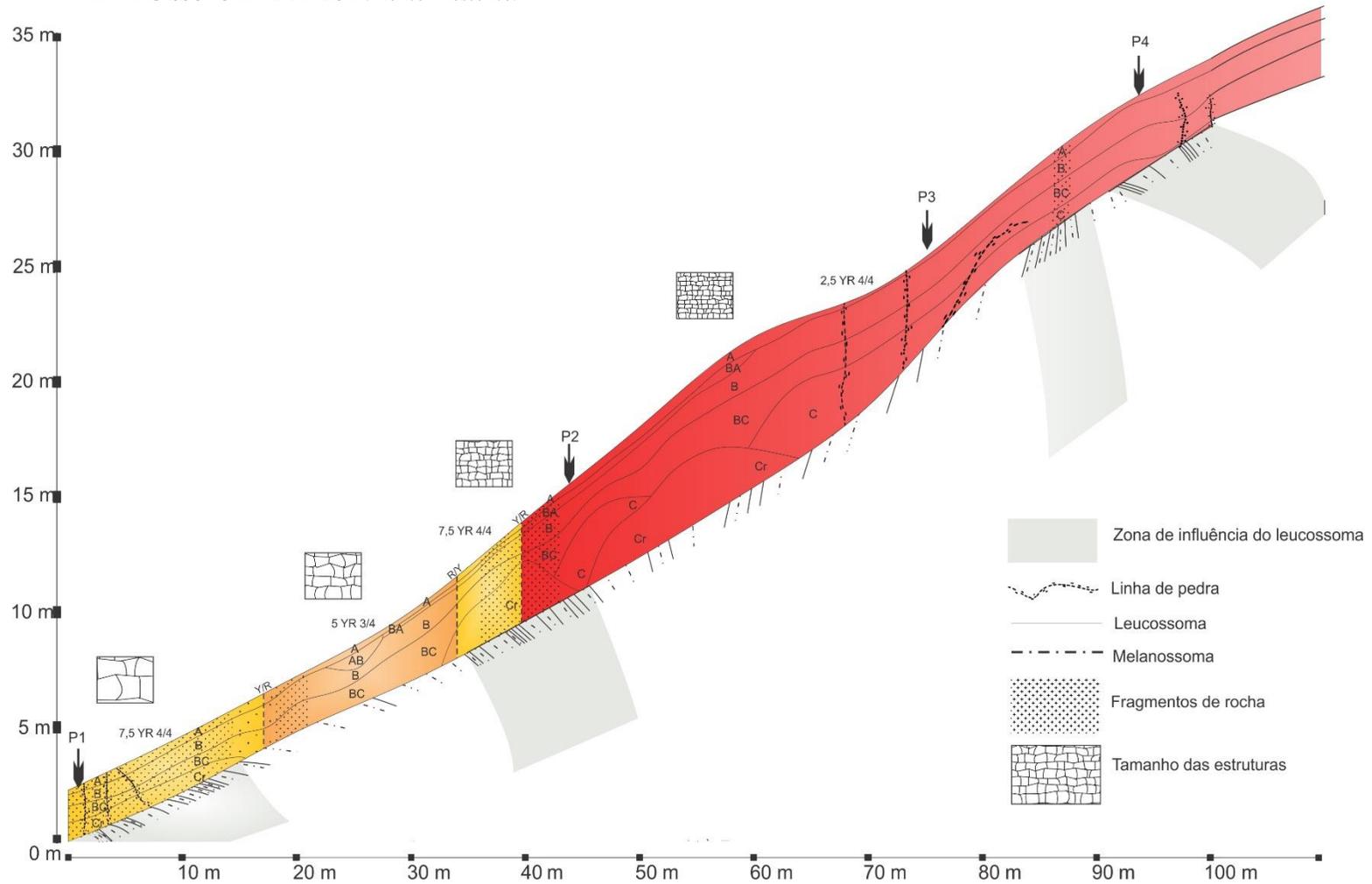


Figura 4- Modelo bidimensional da cobertura pedológica e localização dos perfis de solos na vertente

A estrutura variou entre granular e em blocos subangulares no horizonte Ap; e prismática, em blocos subangulares e angulares nos horizontes Bt e BC. No horizonte Ap o tamanho das estruturas foi de pequena a média; já nos horizontes Bt e BC variaram de grande a muito grande. O teor e qualidade de argila são os principais agentes na formação das estruturas, sendo argilas 2:1 mais associadas a estruturas grandes e muito grandes (CHESWORTH, 2008). Todos os horizontes foram duros a extremamente duros quando secos. A textura do Ap foi de franco-argilo-arenosa e do Bt e BC, argilosa.

Os poros são comuns a médios no Ap, poucos e médios no Bt e médios no BC, a maioria de origem biológica; os macroporos correspondem a fendas inter agregados que separam os prismas, resultantes de processos de umedecimento e secagem do solo. O saprolito (Cr) é cortável com pá, de morfologia xistosa e pobre em minerais ferro-magnesianos; ainda mantém sua isovolumetricidade, com presença marcante de pontuações escuras ferro manganozas. É rara a presença de minerais magnéticos ao longo desse perfil. A cerosidade foi presente apenas no horizonte Bt, se mostrando comum e fraca.

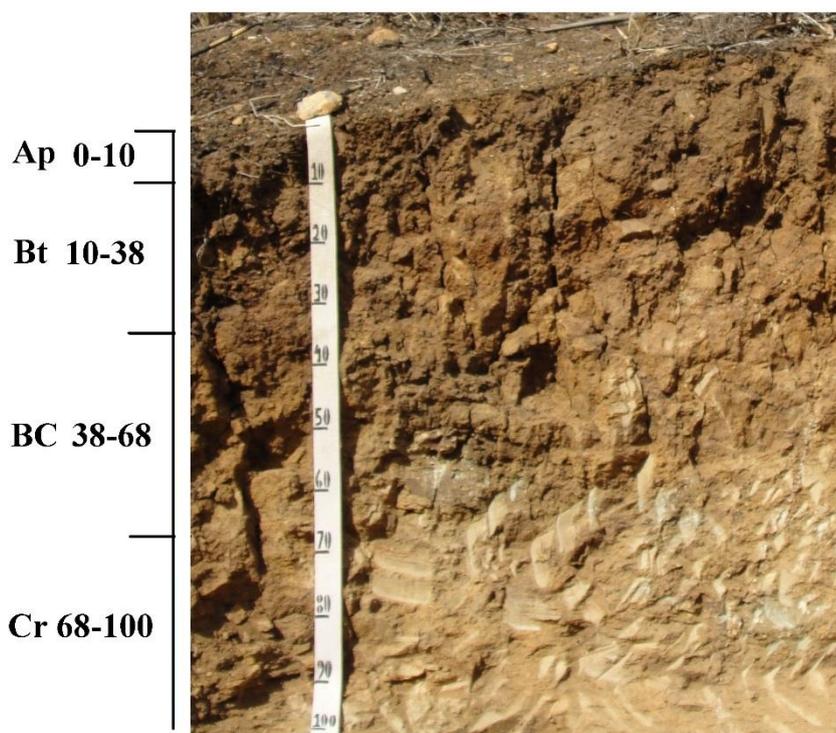


Figura 5- P1- LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abruptico planossólico, sopé da vertente

Tabela 1- Características morfológicas dos perfis de solos da vertente estudada

Hor.	Prof. Cm	Cor seca-úmida	Estrutura	Consistência			Transição	Textura	Cerosidade
				Seca	Úmida	Molhada			
PERFIL 1 - LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abrupático planossólico									
Ap	0-10	5YR 4/2 -7,5YR 5/3	Bls- G 2-1 M-P	LD-D	Fr	Pl Pe	ap	Franco-argilo- arenosa	Ausente
Bt	10-38	5YR 5/4 -4/4	Pr- Bls- Bla 2-1 MG-G	ED	Fr- Fi	MPl MPe	gp	Argila	Fraca e comum
BC	38-68	7YR 5/4 - 4/4	Pr- Bls- Bla 2-1 MG-G	ED	Fr- Fi	MPe Pe	cp	Franco argilosa	Ausente
Cr	68-100	-	-	-	-	-	-	-	-
PERFIL 2- LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico									
Ap	0-15	5YR 5/2 - 3/3	Bls- G 1-2 M-P	D	Fr	Pl Pe	cp	Franco-argilo- arenosa	Ausente
BA	15-30	5YR 5/4 – 3/4	Pr- Bls- Bla 1-2 MG-G	D	Fr	MPl Pe	cp	Franco-argilosa	Pouca e fraca
Bt	30-70	2,5YR 4/6 – 4/4	Pr- Bls- Bla 1-2 MG-G	MD-D	Fr-Fi	MPl Pe	gp	Argila	Abundante e fraca
BC	70-110	2,5YR 4/6 – 4/4	Pr- Bls- Bla 1-2 MG-G	MD-D	Fr-Fi	Pl Pe	gp	Franco-argilosa	Pouca e fraca
C	110-170	7,5YR 4/6	L- Bls- Bla 1-2 M-P	MD-D	Fr-Fi	Pl Pe	-	Franca	Ausente

Estrutura: 1- fraca; 2 - moderada; 3 - forte; MP: muito pequena; P: pequena; M: média; G: grande; MG: muito grande; Pr: prismática; Gr: granular; Bla: blocos angulares; Bls: Blocos subangulares; Gs: grão simples; Ma: maciça. **Consistência:** So: solto; Ma: macio; LD: ligeiramente dura; D: dura; MD: muito dura; ED: extremamente dura; MFr: muito friável; Fr: friável; Fi: Firme; MFi: muito firme; ã: não; Lg: ligeiramente; Mt: muito; Pl: plástico; Pe: pegajoso. **Transição:** p: plana; o: ondulada; a: abrupta; g: gradual; d: difusa; c: clara

Tabela 2- Características morfológicas dos perfis de solos da vertente estudada.

Hor.	Prof. Cm	Cor seco-úmido	Estrutura	Consistência			Transição	Textura	Cerosidade
				Seca	Úmida	Molhada			
PERFIL 3- NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico									
Ap	0-10	2,5YR 5/6 -4/4	Bls- G 2-1M-P	LD-D	Fr	Pl- Pe	ap	Argila	Ausente
Bt1	10-28	2,5YR 5/6 -4/4	Pr- Bls- Bla 2-3 M-G	LD-D	Fr- Fi	Pl- Pe	gp	Argila	Abundante e moderada a forte
Bt2	28-80	2,5YR 4/6 -4/6	Pr- Bls- Bla 2-3 M-G	LD-D	Fr- Fi	MPl- Pe	dp	Argila	Abundante e moderada a forte
BC	80-135	2,5YR 4/8 -4/6	Pr- Bls- Bla 2-3 M-G	LD-D	Fr- Fi	Pl- LPe	ci	Argila	Comum e moderada
C	135-180	5YR 6/8- 7,5YR 6/8	Pr- Bls- Bla 2 M-G	LD	Fr	LPl- LPe	-	Franco argilosa	Ausente
PERFIL 4- ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico									
Ap	0-15	2,5YR 5/4 -3/4	Bls- G 1-2 M-P	D- LD	Fr	Pl- Pe	cp	Franco-argilo-arenosa	Ausente
Bt1	10-38	2,5YR 4/6 -4/4	Bla- Bls 2 P-M	D- LD	Fr- Fi	MPl Pe	gp	Argila	Comum e moderada
Bt2	38-75	2,5YR 5/6 -4/6	Bla- Bls 2 P-M	D- LD	Fr-Fi	MPl Pe	dp	Argila	Abundante e moderada a forte
BC	75-150	2,5YR 4/8 -4/6	Bla- Bls	D- LD	Fr-Fi	MPl Pe	ai	Argila	Comum a abundante moderada a forte
C/Cr	150-180	-	-	-	-	-	-	-	Abundante e moderada a forte

Da distância zero, do modelo da vertente, até a distância quinze há presença abundante de minerais primários, principalmente quatzosos; já entre a distância quinze e vinte, essa abundancia diminuiu, voltando a ocorrer logo em seguida, numa pequena faixa que é limite entre o amarelo e vermelho. Tal mudança de cor e presença de minerais é claramente associável à redução do leucossoma, que vai perdendo sua influência ao passo que o melanossoma aumenta a sua. Por ser pobre em minerais ferromagnesianos, o leucossoma não favorece a liberação de ferro no solo, conseqüentemente a prevalência da mineralogia oxidica desses solos seria de goethita, de cor amarelada. Outro limite entre o vermelho e amarelo ainda ocorre na distância de 34 metros.

Observando a mudança de cor ao longo da vertente, o perfil 2 foi escolhido por representar o limite entre as variações do amarelo para o vermelho. Localizado na encosta inferior da vertente (RUHE,1960), foi classificado como LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico, e cinco horizontes foram descritos (Figura 6). Bem como no perfil 1, o perfil 2 tem forte influência dos bandeamentos leucocráticos e minerais primários herdados do material de origem ainda estão presentes em boa parte do perfil, testemunhando sua resistência a alteração. A cor do Ap é vermelha- amarela (5YR 5/2) onde a presença de poros se restringiu a poros pequenos, esféricos, ligados a atividade de anelídeos. O horizonte BA tem coloração vermelha-amarela (5YR 5/4), tanto o Bt quanto o BC têm coloração vermelha (2,5YR 4/6). Nesses horizontes ainda é comum a presença de mosqueados escuros, associados a óxidos de Mn, os quais são mais expressivos no horizonte BC.

A cerosidade é presente em todas as faces dos pedrs do horizonte Bt, indicando uma possível orientação das argilas por estresse e/ou argiluviação. Também é nítida a presença de poros com alo escuro, que podem indicar a decomposição da matéria orgânica que foi transportada dos horizontes sobrejacentes. A estrutura do horizonte Ap foi granular e em blocos subangulares, diferente dos horizontes BA, Bt e BC, em blocos angulares, subangulares e prismáticas. Todos os horizontes variaram entre duro e muito duro quando secos e plástico e muito plástico, sendo todos pegajosos quando molhados. No horizonte Ap a textura é franco-argilo-arenosa; nos horizontes BA, Bt e BC a textura situa-se na classe argilosa; e no horizonte C, a textura-franco- argilosa. No horizonte C ainda expressou estrutura seguindo a orientação do material de origem. Minerais magnéticos são raros ao longo do perfil.

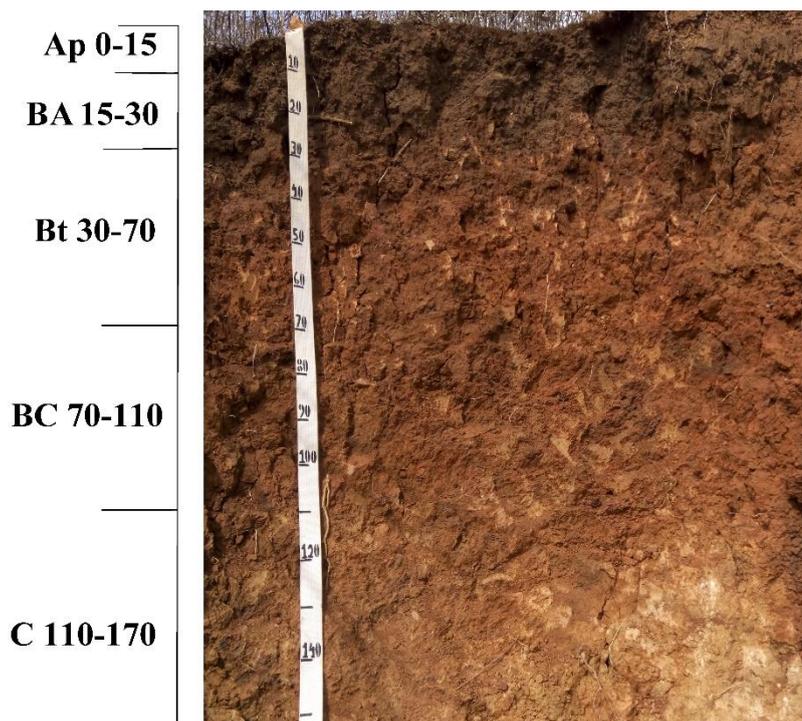


Figura 6- P2- LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico o, encosta inferior da vertente

Após o perfil 2, entre a distância de 50 m e 60 m, o horizonte Cr foi o mais espesso de todos os perfis da vertente, assim como a espessura do solo, indicando um desenvolvimento pedológico mais acentuado. Nessa faixa houve também redução do tamanho das estruturas, indicando mudança da mineralogia 2:1 e 1:1 para oxídica.

O perfil 3 (Figura 7) na encosta superior (RUHE, 1960) foi classificado como NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico. O mesmo tem maior influência dos bandeamentos melanocráticos que dos leucocráticos, logo, suas características mineralógicas, e conseqüentemente morfológicas, são diferentes dos perfis 1 e 2. As cores dos horizontes Ap, Bt1, Bt2 e BC foram vermelhas, todas dentro da matiz 2,5 YR, variando apenas o valor e croma, respectivamente 5/6, 4/6, 4/6 e 4/8. A estrutura do Ap foi granular e prismática, enquanto que para os horizontes Bt1, Bt2 e BC foi prismática composta por blocos subangulares e angulares para todos. Todos os horizontes variaram entre duro e ligeiramente duro quando secos, friável e pouco friável quando úmidos, e plástico e muito plástico quando molhados. O horizonte Ap foi de textura franco-argilosa; o Bt1 e Bt2, argilosa; o horizonte BC, argilo-siltoso e o C franco-arenosa.

No horizonte Ap os poros pequenos foram muitos e os médios e grandes comuns. Nos demais horizontes os poros pequenos foram comuns e os médios e grandes, poucos. Essa tendência da porosidade se dá pela atividade das raízes, que são mais abundantes próximas a

superfície, no caso das gramíneas e arbustos, vegetação predominante neste perfil. Todos os horizontes, exceto o Ap, expressaram cerosidade com grau de desenvolvimento de moderado a forte na superfície dos pedis, sendo predominante na face vertical. Essa característica pode indicar um fluxo preferencial, de argiluviação ou translocação, que tende a orientar a argila e formar a cerosidade. Também ficou clara a relação do grau de desenvolvimento da cerosidade com a cor do solo; no P1 e P2, de cores mais amareladas, o grau da cerosidade restringiu a fraca, enquanto que no P3, de cor mais avermelhada, o grau foi mais forte. Esse dado pode ser consequência da maior presença de óxidos de Fe. Os mosqueados escuros, óxidos de Mn, foram ausentes no perfil, levando a crer que seja uma característica estritamente relacionada ao bandejamento leucocrático, pouco influente nessa zona. Ainda é possível observar nessa zona 3 linhas de pedras, que são de materiais predominantemente quartzosos, provavelmente resquícios mais resistentes da litologia migmatítica.

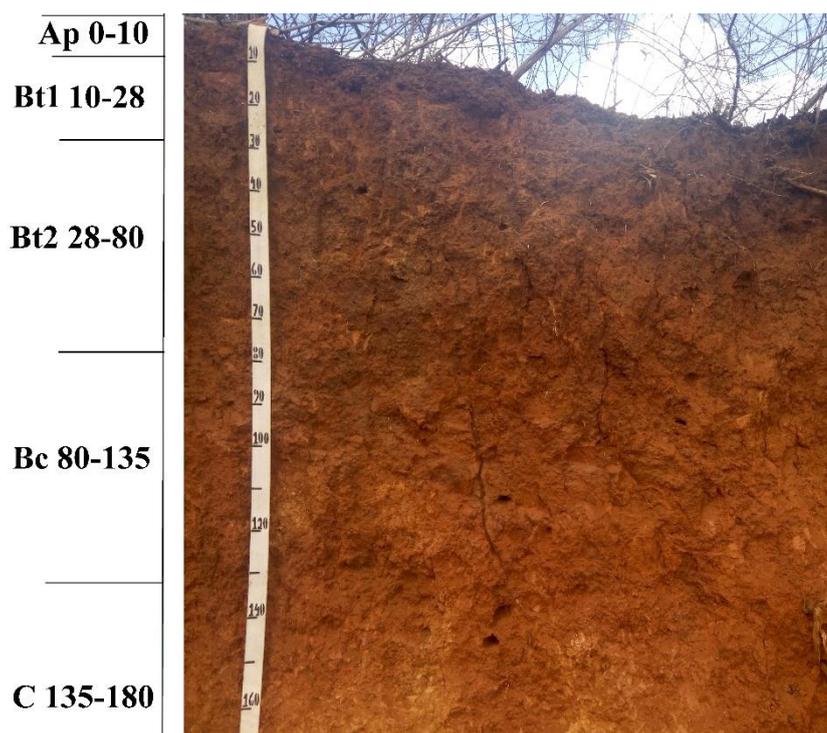


Figura 7- P3- NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico, encosta superior da vertente

Após o perfil 3, na distância entre os 80 m e 90 m, existe uma zona de marcante influência do leucossoma, expresso na abundância de minerais primários em todo o perfil, pois é comum que rochas metamórficas tenham uma distribuição não linear dos seus bandeamentos, que se mostram muitas vezes na forma de arcos próximos a superfície.

O perfil 4, no terço médio superior, ombro da vertente (RUHE, 1960) foi classificado como ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico e nestes quatro horizontes foram descritos (Figura 8). A cor do perfil 4 é vermelha (2,5YR) em todos os horizontes, variando apenas o valor e croma; Ap, 5/4; Bt1, 4/6; Bt2, 5/6 e BC, 4/8. Ao longo do perfil ainda é perceptível revestimentos nas faces dos pedos, de cor escura, provavelmente de matéria orgânica. O horizonte Bt2 expressou 3 cores: a matiz característica, a cerosidade e zonas de cor mais escurecida por influencia da matéria orgânica. A estrutura foi granular e subangular no horizonte Ap, variando entre pequena e média; já nos horizontes Bt1, Bt2 e BC a estrutura foi em blocos subangulares e angulares, entre pequena e média. Todos os horizontes expressaram cerosidade, exceto o Ap. O grau de desenvolvimento desta foi moderada e comum no Bt1 e forte e abundante no Bt2 e BC. Provavelmente, por estar sob o Ap, o Bt1 tem forte influência da atividade biológica, que tende a homogeneizar o solo, destruindo a cerosidade. A presença de poros de origem biológica, principalmente de anelídeos nesse horizonte evidencia essa afirmação.

Todos os horizontes tiveram textura argilosa, exceto o Ap, na classe argilo-arenosa. Quanto a consistência, o horizonte Ap foi de duro a ligeiramente duro quando seco, friável quando úmido e plástico quando molhado; o Bt1, Bt2 e BC foram ligeiramente duros a duros quando secos, friáveis e firmes quando úmidos e muito plásticos quando molhados. O horizonte Ap ainda apresentou muitas raízes finas, poucas médias e poucas grossas, os outros horizontes apresentaram poucas raízes finas. A presença de minerais magnéticos foi rara em todo o perfil, óxidos de Mn foram raros no Bt1, diferente do perfil 3, que foram ausentes.

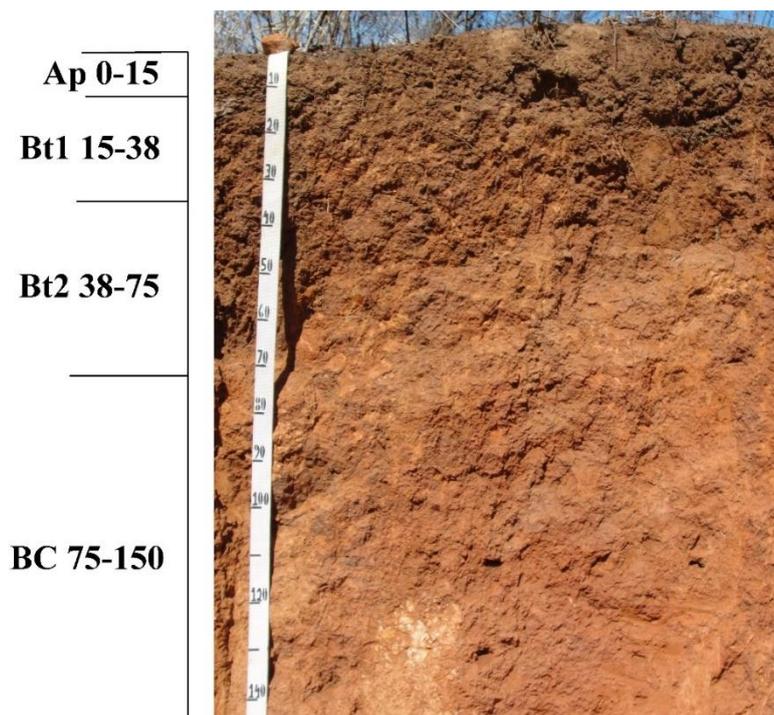


Figura 8- P4- ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico, ombro da vertente

4.2 Atributos físicos

Os resultados das análises físicas de caracterização dos 4 perfis estão apresentados na Tabela 3. A textural dos solos variou dos mais argilosos no topo da vertente para os de textura mais média na zona inferior da vertente. As classes texturais foram condizentes com solos observados no contexto da Depressão Pré-Litorânea (TORRES, 2014). Os perfis 1, 2 e 4 tiveram maiores teores de areia e silte se comparados ao perfil 3. A predominância de areia e silte em relação a argila é comum para solos influenciados por materiais de origem félsicos, ricos em sílica e mais resistentes a alteração. Resultados semelhantes foram encontrados por Cavalcante (2013), De Resende Machado (2017) e Wilson (2017).

A subdivisão da fração areia (Tabela 3) pouco variou entre os perfis, com predominância das frações areia muito fina (AMF), areia fina (AF) e areia grossa (AG). A predominância das frações mais finas da areia é comumente associada a metamorfização do quartzo. Já a presença da fração mais grossa, observada no campo na forma de cascalho e frações de maior tamanho (Tabela 3), foram observadas principalmente nos solos com influência leucocrática (Figura 4) de mineralogia mais resistente aos processos intempéricos. De forma geral, os valores são igualmente distribuídos dentro das frações entre os horizontes de cada perfil. O maior teor da

fração areia foi constatado no horizonte Cr do P1 e o menor no BC do P4. O Cr, ou saprólito, é a rocha isovolumetricamente alterada, o que imprime a esse horizonte uma textura grosseira.

O horizonte Ap (P1), sopé da vertente, e zona tipicamente deposicional, tem os maiores teores de AF e AMF, o inverso ocorre com a AG e AMG (Tabela 4). Morgan (2009) discorre que a AF e AMF, seguida do silte, tem a maior potencialidade à erosão, principalmente a muito fina, pois não possuem alta capacidade de agregação como as argilas. Corroborando com o autor, os teores de areia fina (AF) apresentaram valores variáveis apenas nos horizontes superficiais, indicando maior papel dos mecanismos erosivos em fluxo laminar, no transporte diferencial de AF em relação a AG. A influência dos bandamentos leucocráticos e melanocráticos não foi evidente em relação as frações da areia, também não houve relação entre os teores das frações areia e a expressão da cerosidade, levando a crer que essa feição seja mais influenciada pela fração argila do solo.

Todos os perfis apresentaram teores relativamente altos de silte, principalmente nos horizontes BC do P1, C do P2, C do P3 e BC do P4. Os dados corroboraram Andrade et al. (1997), que identificou aumento da fração silte em profundidade, sugerindo que a permanência dessa fração no solo é uma evidência de pouca alteração do material.

Tabela 3- Atributos Físicos dos solos estudados no município de Tracunhaém-PE

Horizontes		Granulometria da TFSA (g kg ⁻¹)									Argila		Densidade		
Símbolo	Profun. cm	Areia						Total	Silte	Argila	S/A	dispersa em H ₂ O g kg ⁻¹	Grau de floculação %	solo g cm ⁻³	partícula
		Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito fina									
P1 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abrupto planossólico (leucossoma)															
Ap	0-10	53	113	113	120,8	98,2	498	282	220	1,28	220	0	1,74	2,61	
Bt	10-38	45,8	81	59	41,2	76,6	304	276	420	0,66	360	14,29	1,76	2,69	
BC	38-68	33,2	57,8	67,4	72,2	119,8	350	340	310	1,10	300	3,23	1,71	2,68	
Cr	68-100+	40,2	117,4	116,8	151,8	143,4	570	280	150	1,87	160	0	-	-	
P2 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico (leucossoma)															
Ap	0-15	70,6	143	112,4	104	93,6	524	246	230	1,07	200	13,04	1,40	2,59	
BA	15-30	51	87,8	59,6	50	98,4	347	273	380	0,72	340	10,53	1,67	2,69	
Bt	30-70	16,2	29,6	24,6	119,6	79,8	270	280	450	0,62	360	20	1,55	2,61	
BC	70-110	64,6	53,8	39	91,2	116,8	365	345	290	1,19	280	3,45	1,42	2,55	
C	110-170+	67,4	60,8	57,8	84,8	132,2	403	387	210	1,84	220	0	-	-	
P3 – NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico (melanossoma)															
Ap	0-10	50	91	70,8	51,4	81,6	345	245	410	0,60	400	2,44	1,29	2,78	
Bt1	10-28	37	73	56,2	31,4	65,6	263	247	490	0,50	0	100	1,49	2,77	
Bt2	28-80	40,8	66,8	49,2	41,8	59	258	252	490	0,52	0	100	1,49	2,84	
BC	80-135	40,8	54,6	32,6	55,4	42,8	226	374	400	0,93	0	100	1,51	2,76	
C	135-180+	29,8	60	46,6	82	97,6	316	404	280	1,44	0	100	-	-	
P4 – ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico (leucossoma)															
Ap	0-15	75,8	118	84	108,8	64,6	451	229	320	0,72	300	6,25	1,43	2,74	
Bt1	15-38	41,4	69,8	50,6	21,2	70,1	253	227	520	0,44	0	100	1,46	2,61	
Bt2	38-75	35,6	49,4	34,6	42,5	39,6	202	228	570	0,40	0	100	1,52	2,74	
BC	75-150	39,6	53,2	29,8	28,2	42,6	193	327	480	0,68	0	100	1,61	2,76	
C/Cr	150-180+	64,2	81,8	50,6	55	49,4	301	319	380	0,84	0	100	-	-	

Tabela 4- Resultados do fracionamento da areia total dos perfis estudados no município de Tracunhaém-PE

Horizonte	Profundidade (cm)	AMG	AG	AM	AF	AMF
		%				
P1 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abrupto planossólico						
Ap	0-10	2,29	12,44	28,23	28,82	28,23
Bt	10-38	10,64	22,69	22,69	24,26	19,72
BC	38-68	15,09	26,68	19,43	13,57	25,23
Cr	68-100+	9,47	16,50	19,24	20,61	34,19
P2 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico						
Ap	0-15	13,48	27,31	21,47	19,86	17,88
BA	15-30	14,71	25,32	17,19	14,42	28,37
Bt	30-70	6,00	10,97	9,12	44,33	29,58
BC	70-110	17,68	14,72	10,67	24,96	31,96
C	110-170+	16,72	15,09	14,34	21,04	32,80
P3 – NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico						
Ap	0-10	14,50	26,39	20,53	14,91	23,67
Bt1	10-28	14,06	27,74	21,35	11,93	24,92
Bt2	28-80	15,84	25,93	19,10	16,23	22,90
BC	80-135	18,04	24,14	14,41	24,49	18,92
C	135-180+	9,43	18,99	14,75	25,95	30,89
P4 – ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico						
Ap	0-15	16,80	26,15	18,62	24,11	14,32
Bt1	15-38	16,36	27,58	19,99	8,38	27,70
Bt2	38-75	17,65	24,49	17,15	21,07	19,63
BC	75-150	20,48	27,51	15,41	14,58	22,03
C/Cr	150-180+	21,33	27,18	16,81	18,27	16,41

Os solos, de forma geral, tiveram teores de argila condizentes ao cenário climático da Depressão Pré-Litorânea. A atuação dos processos pedogenéticos influencia os maiores teores da fração argila em todos os perfis, que apresentam variação crescente com o aumento de profundidade (Tabela 3).

A transição do P3 (encosta superior) para o P4 (ombro) é marcada pelo incremento de argila em relação as demais seções (Figura 9). Nessas posições, o processo de transporte lateral de água, principalmente em subsuperfície é dominante. Isso ocorre com muito mais intensidade quando o relevo é relativamente suave e de formato côncavo, cenário em questão. Fontana (2014) corrobora esses resultados ao observar que o formato côncavo da superfície pode ser um indicativo de argiluviação. O fluxo de água em subsuperfície, associado a maior influência do melanossoma, propiciam a formação do plasma argiloso.

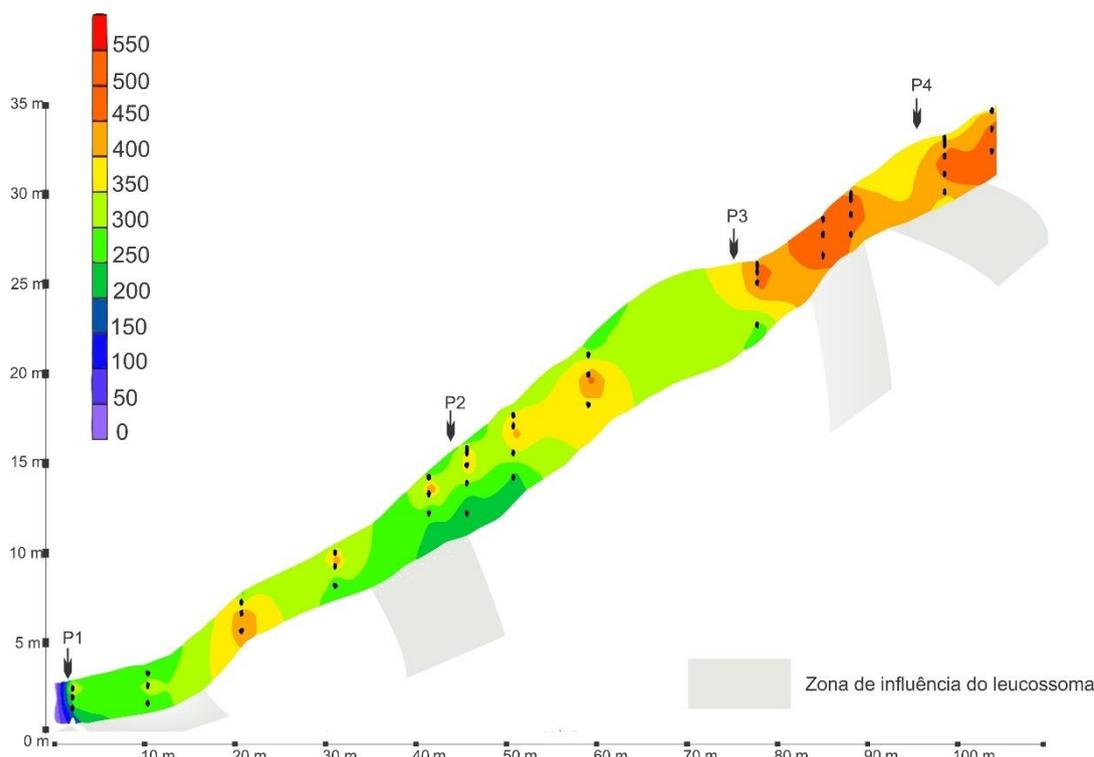


Figura 9- Distribuição de argila em uma toposequência no município de Tracunhaém-PE

Altos teores de argila em relação à areia, principalmente a montante da toposequência, são consequência do desenvolvimento pedogenético desses solos. Esse fato influencia diretamente os valores da relação silte/argila, que segundo Santos et al. (2013), pode ser usada como referência para avaliação do estágio de intemperismo dos solos. Para todos os perfis estudados os valores variaram de 0,4 a 1,87 (Tabela 8), indicando o baixo grau de desenvolvimento dos perfis 1 e 2, e alto grau de desenvolvimento nos perfis 3 e 4. Além disso o predomínio de uma mineralogia félsica no P1 e P2 contribui para o acúmulo da fração silte, contribuindo para o aumento da relação silte/argila, os resultados corroboraram com Cullers et al (1993).

Os valores de argila dispersa em água (ADA) variaram de 160 a 360 g kg⁻¹ no LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abrupto planossólico; 200 a 360 g kg⁻¹ no LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico; 400 a 0 g kg⁻¹ no NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico e 300 a 0 g kg⁻¹ no ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico. O P1 e P2 detiveram os maiores valores de ADA; a presença de estruturas em blocos grandes nesses perfis, além da abundância de minerais facilmente alteráveis, dão indícios de uma mineralogia 2:1; como o fenômeno de dispersão é diretamente relacionada a equilíbrio de cargas, os minerais desse tipo

tendem a flocular com mais dificuldade que os de mineralogia 1:1 ou oxídica. O inverso foi observado nas secções a montante (Figura 10), salvo os horizontes superficiais, que sofreram influência da matéria orgânica; que além de aumentar a capacidade de troca catiônica, formam, na presença de óxidos de ferro e alumínio, complexos organometálicos que indisponibilizam esses agentes floculantes. No P3 e P4, mais especificamente nos horizontes com maior expressão de cerosidade, os valores de ADA chegaram a zero, o que não corrobora com a presença de feições de argiluviação no perfil, haja visto que as argilas precisam estar dispersas em água para que haja sua mobilização. Essa linha nos leva a crer que o processo de argiluviação não é ativo atualmente.

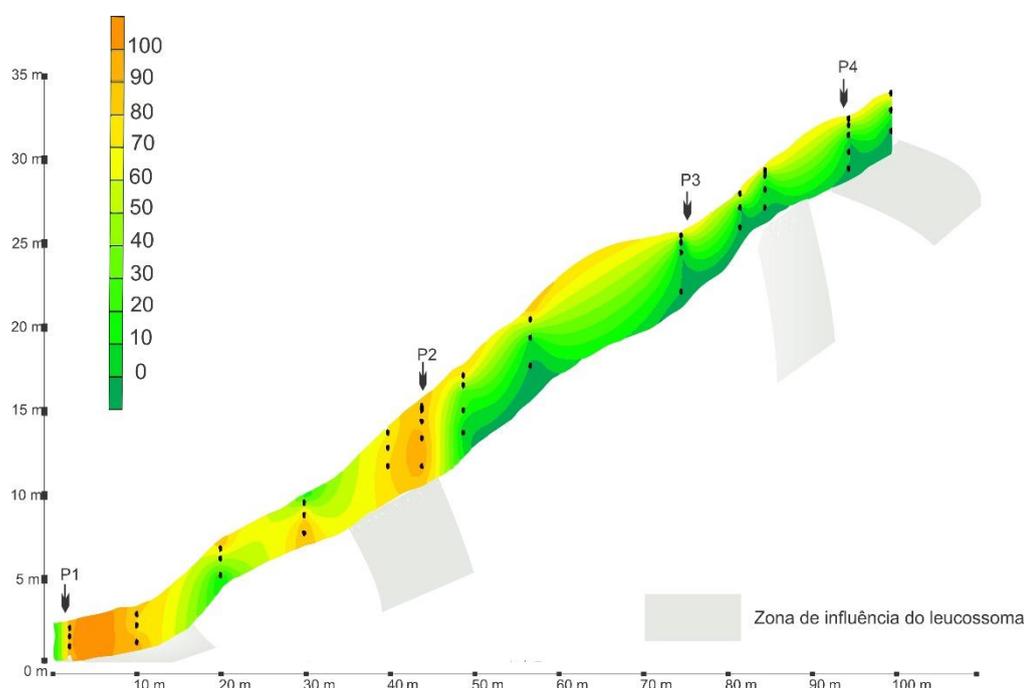


Figura 10- Distribuição da argila dispersa em água numa toposequência no município de Tracunhaém-PE

Os resultados do monitoramento de ADA para os três períodos de coleta estão apresentados na Tabela 10. Para todos os perfis e horizontes houve redução da ADA ao longo do tempo, sendo maior na coleta 1 (menor precipitação) e menor na coleta 3 (maior precipitação); considerando que o material argiloso não foi perdido por erosão, boa parte das argilas, antes dispersas, passaram a flocular.

Ainda na Tabela 10, os cropólitos no P1 e P4 tiveram 88% e 86% de argila dispersa na primeira coleta, respectivamente; ainda assim, não contribuíram para o incremento de ADA nos horizontes subsuperficiais, mesmo no período mais chuvoso, onde esperava-se

maior fluxo de partículas em profundidade. Invariavelmente, além de redução na ADA, os cropólitos foram reduzidos também em quantidade (Figura 11), chegando a se tornarem ausentes na terceira coleta no P1. A retirada da vegetação nativa por consequente uso agrícola, pode ter favorecido o fluxo de água em superfície, proporcionando a perda dos cropólitos por erosão e limitando sua influência em horizontes mais subsuperficiais.

Sem influência dos cropólitos, e com mais água no sistema, houve dissociação dos cátions do solo, principalmente Ca^{2+} e Mg^{2+} , aumentando assim a concentração eletrolítica do meio; ocorrendo isso a espessura da dupla camada elétrica diminui, favorecendo as forças atrativas de curto alcance e de pontes de cátions, que podem resultar na união entre partículas carregadas negativamente (VAN OLPHEN, 1977; MCBRIDE, 1989). Essa dinâmica indica que o processo de argiluviação é pouco ativo, principalmente no P3 e P4, visto que, para que haja mobilização, as argilas devem estar dispersas.



Figura 11- Cropólitos na superfície do P1: coleta 1 e 3, respectivamente

Tabela 5- Monitoramento de ADA em solos numa topossequencia no município de Tracunhaém-PE

Horizontes		ADA					
Símbolo	Profun. cm	%			g kg ⁻¹		
		Coleta 1	Coleta 2	Coleta 3	Coleta 1	Coleta 2	Coleta 3
P1 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abrupto planossólico							
Cropólitos	Superfície	88	67	SC	140	108	AC
Ap	0-10	100	87	51	220	191	113
Bt	10-38	86	70	41	360	292	171
BC	38-68	97	88	79	300	270	246
Cr	68-100+	-	-	-	-	-	-
P2 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico							
Ap	0-15	87	76,0	60	200	175	136
BA	15-30	89	65	64	340	249	244
Bt	30-70	80	72	56	360	323	253
BC	70-110	97	90	35	280	260	102
C	110-170+	105	90	52	220	187	110
P3 – NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico							
Ap	0-10	98	75	52	400	308	215
Bt1	10-28	0	0	0,0	0	0	0
Bt2	28-80	0	0	0,0	0	0	0
BC	80-135	0	0	0,0	0	0	0
C	135-180+	0	0	0,0	0	0	0
P4 – ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico							
Cropólitos	Superfície	86	59	52	240	164	145
Ap	0-15	94	74	65	300	238	209
Bt1	15-38	0	0,0	0,0	0	0	0
Bt2	38-75	0	0,0	0,0	0	0	0
BC	75-150	0	0,0	0,0	0	0	0
C/Cr	150-180+	0	0,0	0,0	0	0	0

*AC - Ausência de cropólitos

Quanto a densidade do solo (Ds), houve variações de 1,76 a 1,29 g cm⁻³ (Tabela 8). Os maiores valores se expressaram no P1; 1,74 (Ap); 1,76 (Bt) e 1,71 g cm⁻³ (BC), resultados coerentes com os encontrados por Skiba et. al (2014) para a mesma classe de solo. Por ser de mineralogia 2:1, esses solos têm forte interação entre suas partículas e com a água no sistema, aumentam de volume quando úmidos e se contraem quando secos, formando estruturas densas.

Os menores valores de D_s foram encontrados no P1 Ap e P2 Ap, horizontes superficiais com expressivo acúmulo de matéria orgânica (MO), tanto da fauna quanto da flora, essa MO por ter grande área superficial específica possui menos densidade que partículas minerais; além disso, esses horizontes tendem a ter mais atividade biológica, o que aumenta a porosidade total e reduz a D_s . A D_s do P3 e P4 corroboraram os dados encontrados por Cooper (2005).

Os valores de densidade da partícula (D_p) variaram entre 2,55 a 2,84 g cm^{-3} , sendo menor no P1 e P2 e maior no P3 e P4 (Figura 12). Essa variação é consequência da influência dos diferentes minerais presentes nos bandamentos do material de origem, leucocráticos e melanocráticos; Kohnke (1968) descreve que a variação de D_p entre 2,50 e 2,80 g cm^{-3} é coerente quando o quartzo é o constituinte básico de solos, como ocorre na zona do P1 e P2; entre o P3 e P4 o agente que incrementa a D_p são os óxidos de ferro, mais densos que o quartzo. Braida et. al (2010) encontrou resultados parecidos para solos com altos teores de óxidos de ferro. A expressão da cerosidade coincidiu onde houveram maiores valores de D_p , contudo, o agente que influencia tanto a cerosidade quanto a D_p são os óxidos de ferro.

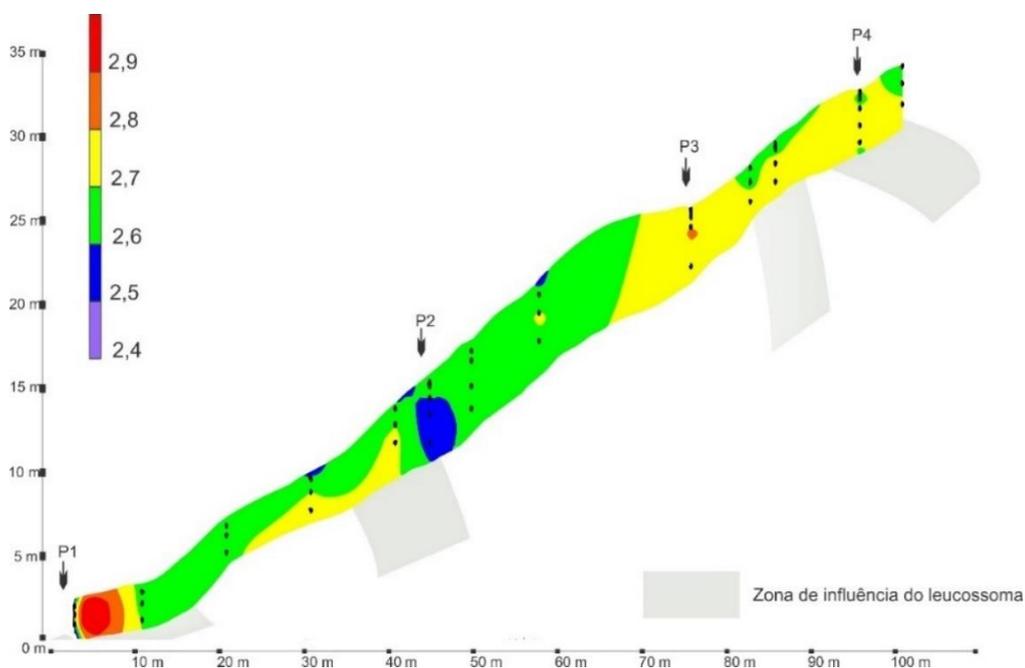


Figura 12- Distribuição da densidade de partícula numa toposequência no município de Tracunhaém-PE

Os resultados da determinação do Coeficiente de Expansividade Linear (COLE) para os horizontes subsuperficiais dos solos, variaram de 0,09 a 0,15 e os dados constam na

Tabela 6. Segundo Silva (2017), valores inferiores a 0,16 não se enquadram no caráter retrátil; solos retráteis são comumente relacionados a Vertissolos e a casos raros de Nitossolos e Latossolos (SILVA, 2017). A formação de cerosidade por processos de contração e expansão partem do pressuposto de que as argilas na superfície dos pedis se orientam quando passadas por esses processos. Não houve diferenças consideráveis entre os solos, levando a crer que não há relação entre o COLE e a expressão da cerosidade ou que o método utilizado não apresentou sensibilidade para os solos deste estudo.

Tabela 6 – Retração dos solos por meio do Método da Seringa – COLE (SCHAFER; SINGER, 1976)

Horizontes		Retração de solos
Símbolo	Profun. cm	COLE 105°C
P1		
Bt	10-38	0,10
BC	38-68	0,15
Cr	68-100+	0,08
P2		
BA	15-30	0,11
Bt	30-70	0,11
P3		
Bt1	10-28	0,09
Bt2	28-80	0,11
BC	80-135	0,09
C	135-180+	0,10
P4		
Bt1	15-38	0,09
Bt2	38-75	0,11
BC	75-150	0,10

Na Tabela 7 constam os valores médios da Área Superficial Específica (ASE), obtidos para os horizontes subsuperficiais dos solos. Houve variação de 50,33 a 126,48 m² g⁻¹ de argila. O P1 obteve os maiores valores médios de ASE, 79,81(Ap), 83,79 (Bt) e 126,48 (BC). A ASE é comumente utilizada para inferir a mineralogia dos solos, sendo possível cogitar participação maior de minerais 2:1 e/ou interestratificados em relação aos minerais 1:1 na assembleia mineralógica da argila quando a ASE é maior; o contrário é esperado para menores valores.

Quando comparado entre solos de mesma mineralogia, como no P3 e P4, os valores de ASE dão uma clara ideia da proporção de tamanho das partículas. Os menores valores foram do P3; 55,31 (Ap) e P4; 50,33 (Ap) e 55,06 (Bt2) $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ de argila. Corrêa (2011) encontrou valores inferiores para solos oxídicos do Tabuleiro Costeiro, com valores de ASE que não ultrapassaram $45 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$. A presença de minerais interestratificados, mesmo em pequena quantidade, pode interferir aumentando a ASE.

Para os maiores valores de ASE espera-se maior conteúdo de argila mais fina, e menor conteúdo para valores menores. De maneira geral a os horizontes com maior expressão pedogenética foram os com maior ASE, nos levando a crer que pode ter havido transporte dessas partículas mais finas para os horizontes subsuperficiais por argiluviação. A expressão da cerosidade é amplamente relacionada com o tamanho das partículas que compõem o revestimento. Segundo Wispelaere et al. (2015), grãos extremamente pequenos podem contribuir para o aspecto brilhante da cerosidade, principalmente se estes forem óxidos. Além disso, partículas de menor tamanho podem penetrar em poros menores, inter agregados, tais poros têm menos fluxo de água, o que pode favorecer a orientação das argilas.

Tabela 7- Valores médios de Área superficial específica (ASE) da fração argila para os horizontes subsuperficiais

Horizontes		ASE
Símbolo	Profun.	
	cm	___ $\text{m}^2 \text{ g}^{-1}$ ___
P1		
Ap	0-10	79,81
Bt	10-38	83,79
BC	38-68	126,48
P2		
Ap	0-15	64,36
Bt	15-30	96,05
P3		
Ap	0-10	55,31
Bt2	28-80	68,74
BC	80-135	57,40
C	135-180+	77,57
P4		
Ap	0-15	50,33
Bt2	38-75	55,06

4.3 Atributos químicos

Os resultados das análises químicas de rotina dos perfis estão apresentados na Tabela 8. O pH em água nos solos estudados variou dentro da faixa de 5,2 a 7,0 indicando reação ácida na maioria, tendendo a neutralidade nos solos mais ricos em bases. Houve relativo aumento desse índice em profundidade no P1 e P2 e redução em profundidade do P3 e P4. Os dois primeiros têm influência do relevo, que favorece o acúmulo e permanência de bases no solo; já no P3 e P4 o relevo favorece o fluxo de água em subsuperfície, havendo por consequência perda de íons básicos. Os valores de pH em água foram maiores que aqueles obtidos em KCl em todos os perfis, resultando em valores de ΔpH negativos e indicando o predomínio de cargas negativas no complexo sortivo (MEKARU; UEHARA, 1972). Houve variação de pH em KCl (1 mol L^{-1}) entre 4,0 e 6,0. Mesmo nos horizontes mais evoluídos pedologicamente há predomínio de carga líquida negativa (ΔpH entre -0,5 e -1,8), refletindo uma natureza caulínica, que pode ser indicativo de avançado grau de intemperismo (MELO et al., 2002). Não obstante, os horizontes menos intemperizados expressam valores de carga líquida negativa maiores (-0,8 a -3,0), indicando menor grau de intemperismo. São raros os casos onde o ΔpH é positivo, e ocorrem, em sua maioria, no Planalto Central do Brasil.

Os valores de Ca^{2+} variaram de 1,15 a 14,00 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$; Mg^{2+} de 2,15 a 14,30 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ e K^+ de 0,04 a 0,52 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Os teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} cresceram em profundidade no P1 e P2, chegando a valores máximos de 14,00 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de Ca^{2+} no BC do P1 e 14,30 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de Mg^{2+} no C do P2. As mesmas bases decresceram em teor e profundidade no P3 e P4, chegando a valores máximos de 2,4 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de Ca^{2+} no Ap do P4 e 4,05 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de Mg^{2+} no C do P3. O aumento dessas bases em profundidade, no P1 e P2, pode ser possivelmente explicado pela alteração do material de origem, que liberou bases no sistema. Além disso a posição desses perfis na vertente favorece o acúmulo de elementos, mesmo os de maior mobilidade. Já no P3 e P4, solos mais evoluídos pedologicamente, houve perda significativa de bases por escoamento subsuperficial ao longo do tempo, que foi favorecida pelas suas posições na vertente, vide item 4.1.

De modo geral, os cátions básicos trocáveis dominantes foram Ca^{2+} e Mg^{2+} . Dentre esses, o Magnésio foi o principal contribuinte na soma de bases trocáveis (SB), seguido pelo Cálcio. O aumento da relação desses dois elementos em profundidade no P3 e P4 confirma

a influência do material de origem desses dois solos, constituído de minerais ferromagnesianos com relativa maior presença de minerais máficos em relação a P1 e P2.

Os teores de K^+ não variaram significativamente entre perfis, contudo, foram maiores nos horizontes superficiais, provavelmente devido a influência da matéria orgânica, que por meio dos processos de ciclagem de nutrientes tornam a camada superficial mais rica em nutrientes minerais (DUCHAUFOR, 1982). Os teores de Na^+ variaram de 0,53 a 1,1 $cmol_c.kg^{-1}$ e foram ligeiramente superiores nos segmentos iniciais da vertente, tipicamente deposicionais. As maiores concentrações de Na^+ nesses segmentos, associadas a mineralogia dos solos, podem ter interferido nas suas condições físicas, já que o P1 e P2 apresentaram os maiores índices de ADA. Devido a seu grande raio iônico hidratado e da sua interação não específica com a fração coloidal, o Na causa a expansão da dupla camada difusa e, conseqüentemente, empurra as partículas individuais coloidais umas contra as outras, não permitindo neutralização das mesmas (MELO; ALLEONI, 2009).

Quanto ao Al^{3+} , sua variação foi de 0,0 a 0,2 $cmol_c.kg^{-1}$. O P1 e o P4 tiveram valores iguais a zero em todos os horizontes. A maior presença do Al^{3+} no BC do P3 é provavelmente resultante dos processos intempéricos sofridos pelo material de origem, incrementados pela posição deste solo na vertente. A acidez dos solos, caracterizada pelo Al e H+Al, pode ser indicadora de intemperismo avançado, nos solos estudados a variação foi de 0,99 a 4,04 $cmol_c.kg^{-3}$; caracterizando-os como solos de fraca acidez. A acidificação não é comum em solos derivados de material ricos em bases. A capacidade de troca de cátions (CTC) do P1 e P2 foi superior nos horizontes mais subsuperficiais, possivelmente em função da influência da mineralogia 2:1. Já a CTC do P3 e P4 tendeu a ser maior nos horizontes superficiais, mostrando dependência dos teores de matéria orgânica, comportamento típico de solos com mineralogia 1:1 e oxídica.

Todos os solos tiveram saturação de bases (V%) maior que 50%, caracterizando solos eutróficos. Tal fato pode ser função do enriquecimento de cátions trocáveis devido ao intemperismo de minerais, visto que os valores de V% aumentaram em profundidade. A V% variou de 59,5% a 95,5%. Os valores máximos entre perfis também diferiram, principalmente por influência do relevo; áreas deposicionais, como o P1 e P2, tendem a acumular elementos perdidos pelos solos a montante.

O valor de m% foi muito baixo e atingiu no P3, horizonte BC, 2,5%. O valor de m% é diretamente proporcional a redução na espessura da dupla camada difusa dos colóides do solo, que conseqüentemente mantém essas partículas mais próximas umas das outras, causando menor dispersão em meio líquido (ALMEIDA NETO, 2009); esse fato, associado a outras

características mineralógicas, pode ter influenciado na ADA desse horizonte, que foi de 0%. Os teores de carbono orgânico total (COT) variaram entre 0,85 e 25 g kg⁻¹. Tais teores foram mais elevados nos horizontes superficiais e diminuíram em profundidade em todos os perfis, as camadas superficiais dos solos tendem a acumular resíduos vegetais e animais, incrementando assim os teores de COT. Entre os seguimentos da vertente, o P2 obteve os maiores teores de COT em subsuperfície, mais precisamente no horizonte BA; esse segmento foi o mais preservado no que concerne a manutenção de biomassa vegetal no solo. O incremento do COT em subsuperfície pode ser explicado pela atuação de anelídeos, evidenciada pela presença de cropólitos e de poros com alo escurecido; a bioturbação promovida por esses organismos tende a homogeneizar as primeiras camadas do solo e favorecer a translocação de matéria orgânica.

O P4 se destacou em relação ao conteúdo de COT, possivelmente em virtude da vegetação nativa preservada e de práticas de manejo desenvolvidas no passado, como queimadas. As boas condições de drenagem e a situação mais estável da superfície plana ou parcialmente plana, com menor incidência de erosão também favorecem o acúmulo de carbono orgânico nas partes mais elevadas (BENITES et al., 2001; SOUZA JUNIOR, 2001; BOLING et al., 2008).

Os horizontes com presença de cerosidade tiveram pH_{H₂O} variando de 5,5 a 6,3 e pH_{KCl} entre 4,5 e 5,6. Nos horizontes com ausência de cerosidade a variação pH_{H₂O} foi entre 5,2 e 7 e pH_{KCl} entre 4 e 6, expressando ΔpH negativos e indicando predomínio de cargas negativas no complexo sortivo em ambos os casos. A V% dos horizontes com cerosidade apresentaram valores inferiores se comparados aos horizontes com presença dessa feição. A m% não expressou relação, positiva ou negativa.

De modo geral, as bases predominantes nos horizontes com cerosidade foram de Mg²⁺>Ca²⁺>Na⁺>K⁺; com exceção do horizonte Bt do P1, com valores de Ca²⁺ superiores aos de Mg²⁺. Nos horizontes com ausência de cerosidade os cátions dominantes foram Ca²⁺>Mg²⁺>Na⁺>K⁺, com exceção do C do P2, Ap e C do P3 e Ap e C do P4, com valores de Mg²⁺ superiores aos de Ca²⁺. A predominância de Mg²⁺ nos horizontes com expressão da cerosidade tem forte relação com a influencia do bandamento melanocrático, rico em minerais ferromagnesianos. O Mg²⁺, de raio atômico menor que o Ca²⁺, também possui menor capacidade de floculação para os colóides do solo, e no caso da argiluviação, de sedimentação. Considerando os dados químicos (Tabela 8) é possível constatar que não

houve diferença entre a dominância de cátions num mesmo perfil entre horizontes com e sem cerosidade, o que indicaria se o processo de floculação/sedimentação é de caráter químico.

Tabela 8- Atributos químicos em solos numa topossequencia no município de Tracunhaém-PE

Horizontes	Profun. cm	pH (1:2,5)			Complexo Sortivo										Carbono Orgânico g kg ⁻¹	
		Água	KCl	ΔpH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	SB	CTC	V	m		
Símbolo	cm	cmolc kg ⁻¹													%	g kg ⁻¹
P1 – LUVISSOLO HÁPLICO ÓRTICO PLANOSSÓLICO (INFLUÊNCIA LEUCOCRÁTICA)																
Ap	0-10	6,5	6	-0,5	5,80	4,40	0,55	0,23	0	1,4	10,98	12,38	88,7	0	8,57	
Bt*	10-38	5,5	4,7	-0,8	7,85	5,61	0,82	0,08	0	2,39	14,36	16,75	85,7	0	3,57	
BC	38-68	6,8	4,3	-2,5	14,00	6,00	0,84	0,07	0	1,65	20,91	22,56	92,7	0	1,81	
Cr	68-100+	7	4	-3	10,75	8,95	1,10	0,04	0	0,99	20,84	21,83	95,5	0	0,9	
P2 – LUVISSOLO CRÔMICO PÁLICO CAMBISSÓLICO (INFLUÊNCIA LEUCOCRÁTICA)																
Ap	0-15	6	4,8	-1,2	4,05	2,85	0,53	0,26	0,1	2,64	7,69	10,33	74,4	1,0	25	
BA	15-30	6,6	4,6	-2	5,25	3,55	0,80	0,14	0	2,97	9,74	12,71	76,6	0	21,71	
Bt*	30-70	6,3	4,5	-1,8	6,10	7,90	0,60	0,10	0,1	2,72	14,7	17,42	84,4	0,6	3,52	
BC*	70-110	6,3	4,5	-1,8	6,50	12,05	0,76	0,09	0,1	3,14	19,4	22,54	86,1	0,4	2,1	
C	110-170+	6,7	4,5	-2,2	5,60	14,30	0,86	0,10	0	2,72	20,86	23,58	88,5	0	0,67	
P3 - NITOSSOLO VERMELHO EUTRÓFICO TÍPICO (INFLUÊNCIA MELANOCRÁTICA)																
Ap	0-10	6	4,8	-1,2	2,35	3,10	0,67	0,52	0	2,89	6,64	9,53	69,7	0	22,29	
Bt1*	10-28	5,5	4,8	-0,7	1,55	2,50	0,64	0,23	0	2,72	4,92	7,64	64,4	0	2,62	
Bt2*	28-80	5,9	5	-0,9	1,60	2,65	0,65	0,12	0	2,31	5,02	7,33	68,5	0	2,67	
BC*	80-135	5,8	4,6	-1,2	1,00	3,70	0,61	0,10	0,2	2,56	5,41	7,97	67,9	2,5	0,95	
C	135-180+	5,2	4,5	-0,7	1,15	4,05	0,84	0,11	0	2,48	6,15	8,63	71,3	0	0,9	
P4 – ARGISSOLO VERMELHO EUTRÓFICO NITOSSÓLICO (INFLUÊNCIA MELANOCRÁTICA)																
Ap	0-15	6,1	4,9	-1,2	2,4	4,05	0,74	0,28	0	4,04	7,47	11,51	64,9	0	27,71	
Bt1*	15-38	6,2	5,1	-1,1	1,8	2,15	0,76	0,15	0	2,72	4,86	7,58	64,1	0	4,62	
Bt2*	38-75	6,3	5,6	-0,7	1,5	2,70	0,69	0,07	0	3,38	4,96	8,34	59,5	0	3,43	
BC*	75-150	6,3	5	-1,3	1,5	2,95	0,66	0,08	0	2,15	5,14	7,29	70,5	0	1,33	
C/Cr	150-180+	6,1	5	-1,1	1,4	2,55	0,65	0,07	0	1,73	4,62	6,35	72,8	0	0,86	

*Presença de cerosidade

Os resultados de Fe obtido por extrações seletivas de DCB (Fe_D) e por oxalato de amônio (Fe_O), da terra fina seca ao ar (TFSA) estão apresentados na Tabela 9. Considerando o somatório das duas extrações de Fe_D (Tabela 9), duas situações puderam ser observadas; a primeira corresponde ao P1 e P2, onde a influência do material de origem leucocrático (félsico) não favoreceu a liberação de Ferro; a segunda situação, no P3 e P4, os valores elevados de Fe_D testemunham a influência da geologia melanocrática (máfico) que favoreceu a liberação de Ferro. Resultados parecidos, foram encontrados por Da Silva (2016). Diversos autores (SOMBROEK; SIDERIUS, 1977; COOPER et al., 2000; WISPELAERE et al., 2015) relacionam a expressão da cerosidade com o teor de ferro dos revestimentos, o que corrobora com os dados encontrados, haja visto que os maiores teores de Fe_D compactuam com as maiores expressões da cerosidade.

Os valores de Fe_O/Fe_D revelaram predomínio de formas de ferro de maior cristalinidade para o P3 e P4, e de menor para o P1 e P2 onde há maior influência da matéria orgânica. Nos dois últimos casos a maior participação foi de óxidos de Fe de menor cristalinidade, cuja formação é favorecida pela restrição de drenagem e matéria orgânica, já que se localizam nas partes baixas da paisagem, onde é comum o acúmulo de água (SCHWERTMANN, 1985; FILIZOLA et al., 2001). Houve pouca influência da matéria orgânica quanto à redução do Fe_O em profundidade, descrita por diversos autores (FERNANDES; 2000; NUNES, 2001). Essa influência é atribuída ao efeito da matéria orgânica na inibição da cristalinidade dos óxidos de Fe (SCHWERTMANN, 1966). Segundo Cooper (2000), a hidromorfia temporária estaria provocando a desestabilização das ligações ferro-argila, facilitando assim a mobilização e redistribuição do ferro e da argila, isso favoreceria a formação da cerosidade. Contudo, os dados mostram que as formas de ferro de menor cristalinidade não coincidem com os horizontes de maior expressão da cerosidade. Feições de hidromorfia também não foram encontrados em escala micro.

Em regra, os teores de Fe_2O_3 obtidos na primeira extração com DCB apresentaram grande variação em relação a somatória das extrações, sendo o valor mais baixo para o horizonte Bt do P1 e o mais alto para o horizonte Bt2 do P3. A substituição isomórfica por Al foi descrita por Torrent et al. (1987) como sendo o principal fator que interfere na capacidade redutiva dos óxidos de Fe pelo DCB. Fontes (1988) mostrou que as curvas de Fe acumulativo eram mais inclinadas à medida que se encontravam hematitas e goethitas pouco substituídas por Al, mas menos inclinadas na presença de goethitas muito substituídas por Al.

No presente estudo, os valores de Fe_D obtidos na primeira extração variaram de aproximadamente 88 a 97 % do Fe_D total (soma das 2 extrações), indicando maior presença de

hematitas e goethitas com baixa resistência ao processo redutivo. A variação do Fe_D (1ª extração) foi maior para o P3 e P4, uma vez que as hematitas apresentam maior solubilidade, conferida pela menor substituição por Al. O contrário foi observado no P1 e P2, espera-se dessa forma uma maior contribuição de goethitas com maior grau de substituição.

Tabela 9- Teores de Fe extraídos na TFSA por extrações sucessivas de ditionito-citrato-bicarbonato e extração única de oxalato de amônio

Horizontes		Fe ₂ O ₃ DCB(Fe _D)		Σ	Fe ₂ O ₃ OAA(Fe _O)	Fe _O /Fe _D
Símbolo	Profun. cm	1ª extração	2ª extração		g kg ⁻¹	
P1 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abruptico planossólico						
Ap	0-10	1,82	0,08	1,9	0,09	0,05
Bt	10-38	1,6	0,21	1,81	0,10	0,06
BC	38-68	4,33	0,48	4,81	0,07	0,01
Cr	68-100+	3,18	0,29	3,47	0,07	0,02
P2 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico						
Ap	0-15	3,23	0,12	3,35	0,12	0,04
BA	15-30	5,54	0,24	5,78	0,08	0,01
Bt	30-70	10,8	0,52	11,32	0,08	0,01
BC	70-110	8,26	0,93	9,19	0,20	0,02
C	110-170+	9,84	0,76	10,6	0,18	0,02
P3 - NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico						
Ap	0-10	7,81	0,33	8,14	0,05	0,01
Bt1	10-28	7,7	0,33	8,03	0,07	0,01
Bt2	28-80	11,71	0,33	12,04	0,05	0,00
BC	80-135	10,76	0,32	11,08	0,06	0,01
C	135-180+	10,56	0,48	11,04	0,07	0,01
P4 – ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico						
Ap	0-15	7,91	0,22	8,13	0,09	0,01
Bt1	15-38	8,02	0,82	8,84	0,08	0,01
Bt2	38-75	10,03	0,85	10,88	0,08	0,01
BC	75-150	10,89	0,86	11,75	0,07	0,01
C/Cr	150-180+	6,29	0,28	6,57	0,04	0,01

4.4 Atributos micromorfológicos

O resumo dos atributos micromorfológicos dos horizontes selecionados dos solos estão apresentados na Tabela 10. As observações em lâminas delgadas indicam predomínio de solos argilosos e de textura franca, exceto o BC do P2, corroborando com os dados de granulometria

e com as observações feitas em campo (Tabela 1, 2 e 3). Em função da presença abundante de minerais de fácil alteração, o horizonte BC do P2 expressou predomínio de material grosso (60%) seguida de material fino (20%) e poros (20%).

Mesmo sob a particularidade do material de origem e das diferentes posições na vertente, a assembleia mineralógica e a alteração dos grãos que compõem os materiais grossos foram bastante homogêneos ao longo da topossequencia. Dentre os minerais identificados estão: quartzo, feldspato, biotita e hornblenda (Figura 13); presentes na forma individualizada ou como aglomerados em fragmentos de rocha de mais de um tipo. A proporção mineral da fração grossa variou significativamente em função da profundidade dos perfis, ou seja, quanto ao tempo de exposição aos agentes intempéricos e conseqüentemente à atuação dos processos pedogenéticos. Nos perfis mais evoluídos pedologicamente houve predomínio de quartzo e feldspato; chegando a 98% de quartzo em proporção no horizonte Bt1 do P3 e 98% no Bt do P1. Já nos horizontes pouco evoluídos, mais próximos ao saprólito, houve tendência ao aumento em proporção de minerais como biotita e hornblenda, chegando a 69% de biotita no C do P3 e 30% de hornblenda no C do P2. Resultados semelhantes foram encontrados por Oliveira et. al (2004).

Como constituinte principal do material grosso (Figura 13), o quartzo representa de 30 a 98% na área das lâminas (2,5 x 4,5) de todos horizontes. Ocorre entre os tamanhos de 1,0 a 4,3 mm, com formato subesférico a subalongado e angular a subangular; além de bordas lisas e onduladas. Não houve alteração aparente em nenhum horizonte, mas era comum a presença de fraturas com preenchimento de material fino amarelo, luz incidente (LI). Alguns grãos também apresentaram extinção ondulante e grãos policristalinos (Figura 13). A extinção ondulante dos grãos de quartzo, associada à presença de grãos policristalinos, surge a alteração de material de origem metamorfizado (ALMEIDA et al., 2015).

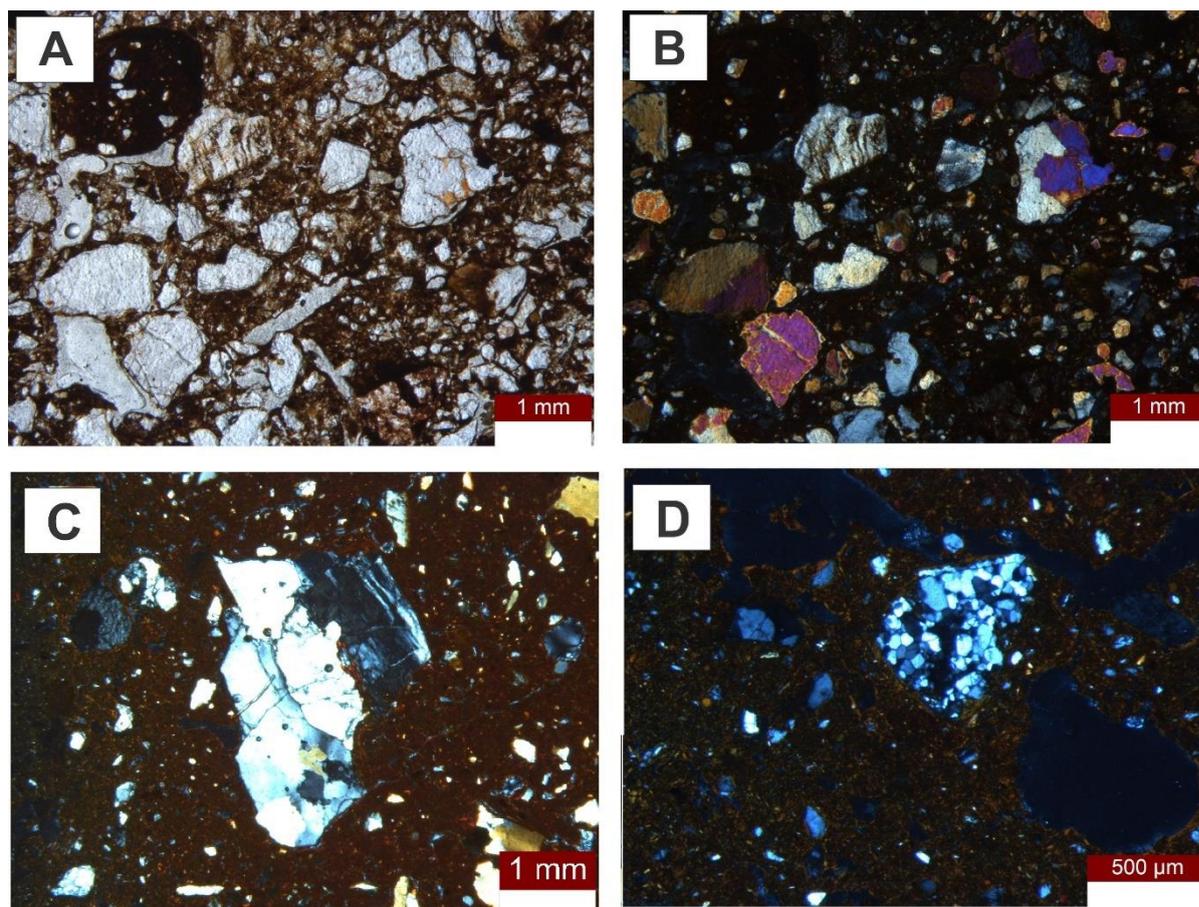


Figura 13- A) Componentes do material grosso (MG) do P1 em ppl. B) Foto A em xpl. C) Quartzo com fraturas xpl. D) Quartzo policristalino xpl

No material grosso, os feldspatos (Figura 14) foram pouco representativos, não ultrapassando 1% e sua identificação foi baseada na geminação polissinética (tipo tartan). Tiveram tamanho que variou de 0,1 a 0,6 mm e sua alteração principal foi do tipo pelicular irregular e linear regular segundo plano de fraturas, que evolui para um padrão manchado, originando material fino anisotrópico de cor bruno-escuro, luz transmitida (LT) e amarelo límpido (LI), de composição provavelmente caulínica. A alteração se mostrou na classe 1 a 3 segundo Bullock et al. (1985).

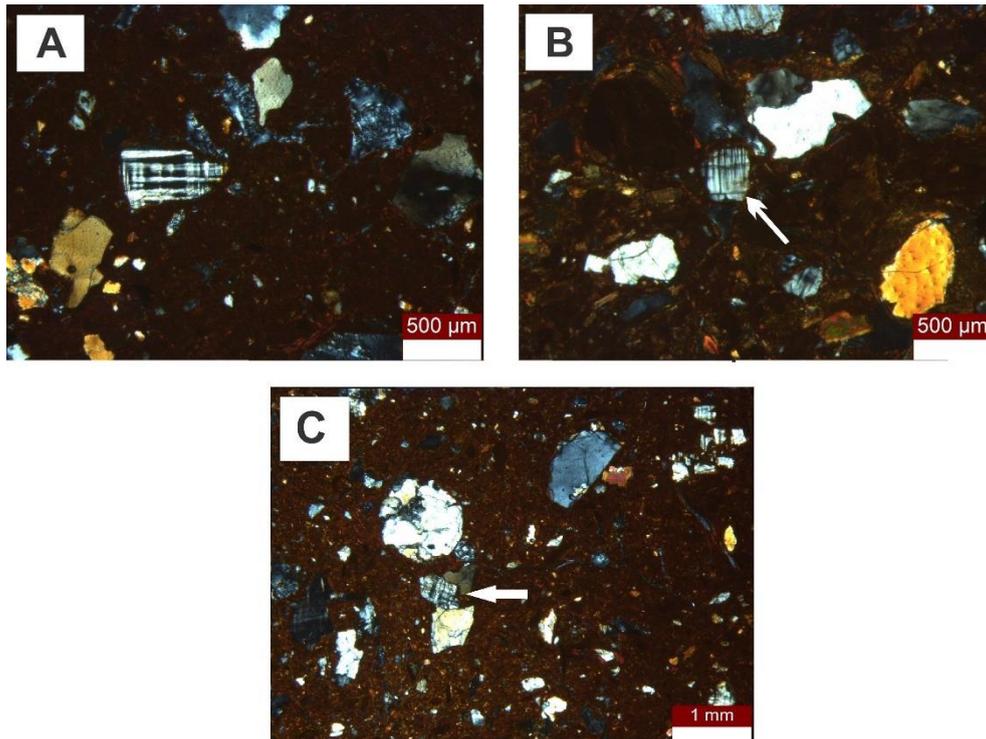


Figura 14- A) Feldspato classe de alteração 1 no P2 Bt xpl. B) Feldspato classe de alteração 2 no P2 Bt xpl. C) Feldspato classe de alteração 2 no P3 Bt2 xpl

Herdada do material de origem, a biotita foi mais expressiva no material grosso, nos horizontes menos intemperizados (Figura 15). Não houve padrão em relação ao seu tamanho, que variou entre 0,2 e 1,5 mm; a classe de alteração foi de 1 a 4 e os principais tipos de alteração foram pelicular e principalmente bandeada regular, expressa pela abertura das lâminas segundo planos de clivagem (Figura 15). Os minerais mais alterados expressaram cores amareladas (LT).

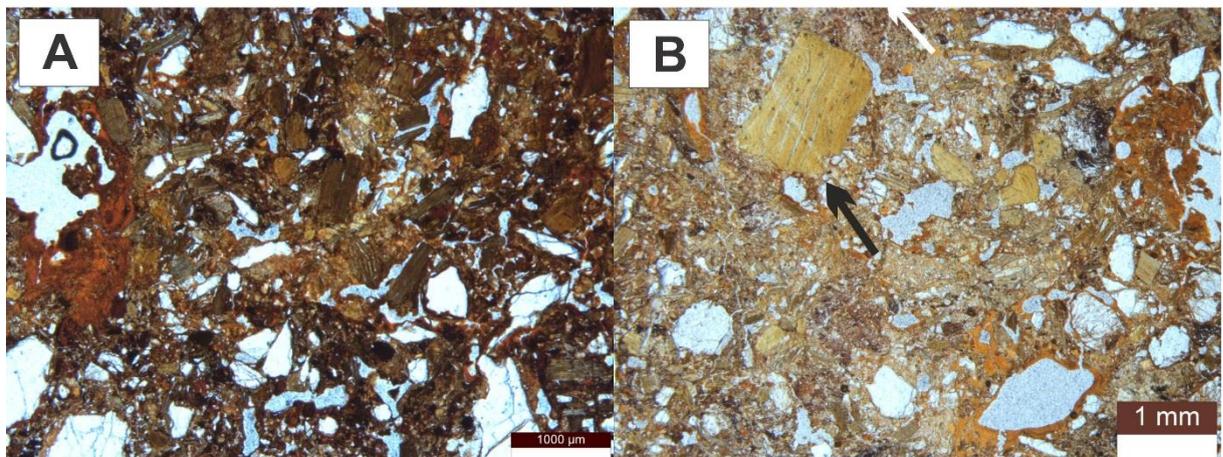


Figura 15- A) Horizonte C do P3 1 ppl. B) Alteração bandeada regular da biotita ppl

A hornblenda (Figura 16), encontrada de forma ainda identificável apenas no P2 BC, chegou a 3 mm em tamanho, sem padrão. A hornblenda apresenta cor esverdeada sob luz polarizada. Suas classes de alteração foram de 3 a 4 segundo Bullock et al. (1985). Os minerais mais alterados expressaram cores avermelhadas (LT), seus principais tipos de alteração foram pelicular e principalmente linear regular cruzada, seguindo os planos de clivagem (Figura 16) onde se vê formação de argilas.

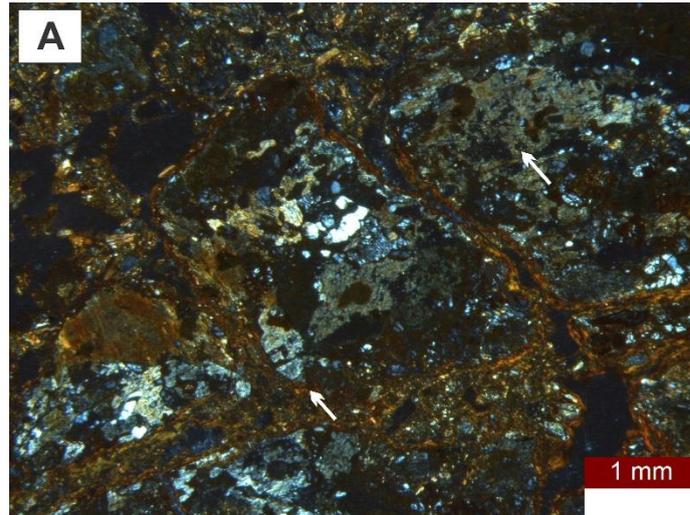


Figura 16- A) Hornblenda, P2 BC, grau de alteração 4 xpl

Os nódulos de Fe/Mn (Figura 17), presentes em boa parte dos horizontes, apresnetam cor preta (LT) e brunado-amareladas (LI), de formatos esféricos, de bordas lisas e limites nítidos, sem distinção entre o núcleo e o córtex; além de fortemente impregnados em baixa e alta magnificação. Todos foram opacos com e sem presença de grão de quartzo e feldspato em seu interior.

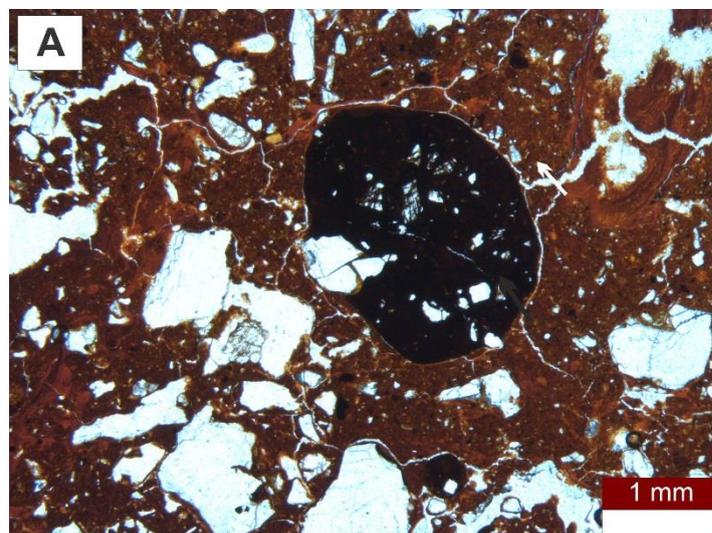


Figura 17- A) Nódulo Fe/Mn, grãos de quartzo e feldspato no interior, P3 Bt1 ppl

O material fino tem constituição mineral e cores que variam em relação a cada perfil. No P1 e P2, as cores predominantes são amarelo (luz transmitida) e vermelho-amarelo (luz incidente); enquanto que no P3 as cores predominantes são amarelo a vermelho escuro (luz transmitida) e vermelho-amarelo (luz incidente). Os horizontes superficiais apresentaram cores mais escuras em função da influência da matéria orgânica, como bruno-escuro (luz transmitida) (Tabela 10). O material fino de todos os solos foi límpido e isóptico, salvo o Ap do P1, que mostrou pequenas pontuações escuras (carvão). Foi nítida a relação de cor e expressão da cerosidade, de modo que nos horizontes de cores mais avermelhadas a cerosidade foi mais expressiva, tendendo a reduzir nos mais amarelos (Figura 18). A cor é sobretudo indicativo da mineralogia do solos; cores avermelhadas indicam a presença da hematita, mais rica em ferro; e cores amareladas, a goethita, mais pobre em ferro. Diversos autores (SOMBROEK; SIDERIUS, 1977; COOPER et al., 2000; WISPELAERE et al., 2015) relacionam o teor de ferro com a expressão da cerosidade.

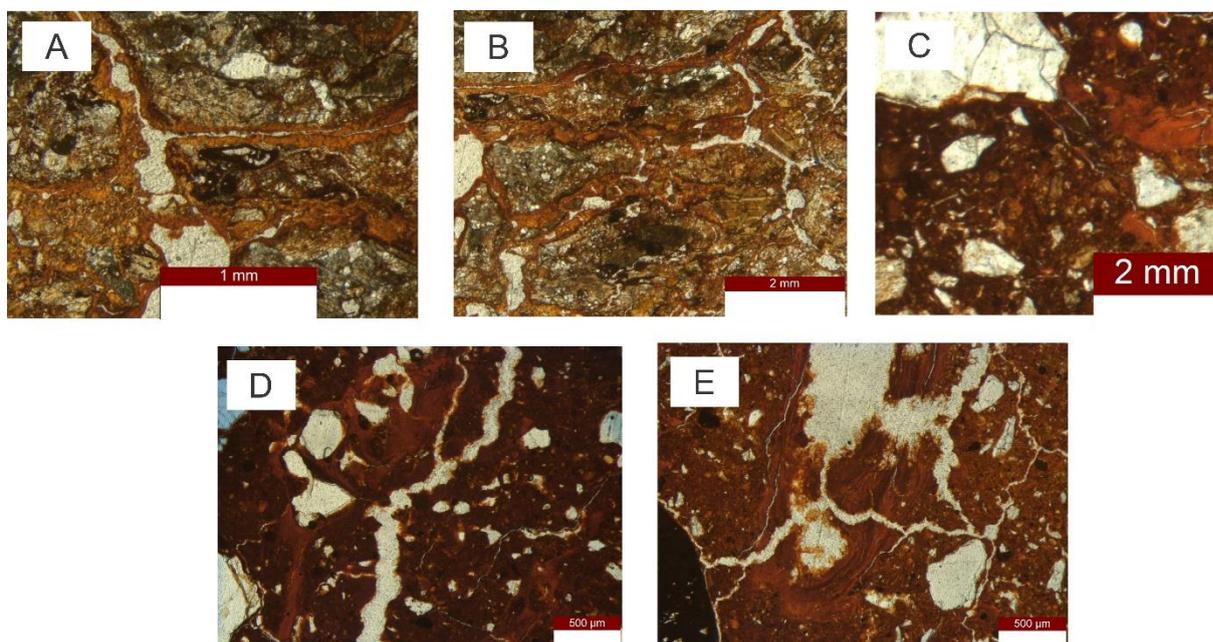


Figura 18- A e B) P2 horizonte BC (cerosidade fraca) ppl; C) P3 horizonte BC (cerosidade moderada) ppl; D e E) P3 horizonte Bt1 (cerosidade forte) ppl

A microestrutura do P1 Ap e Bt foi em blocos maiores, resultado da coalescência de agregados menores, de pedalidade fraca. No P2 Bt (Figura 19) e BC prevaleceu a microestrutura em blocos subangulares, de pedalidade moderadamente desenvolvida no Bt e fraca no BC. O P3 A-Bt1, Bt1, Bt2 e BC foram homogêneos quanto a esse atributo, expressando estrutura em blocos angulares e subangulares, de pedalidade moderadamente desenvolvida, sem orientação

e distribuição aleatória. No P3 C a estrutura foi maciça cavitária e apedal. Nesse horizonte em específico prevaleceu os processos de alteração da rocha sobre os processos pedogenéticos, no que condiz a formação de estrutura.

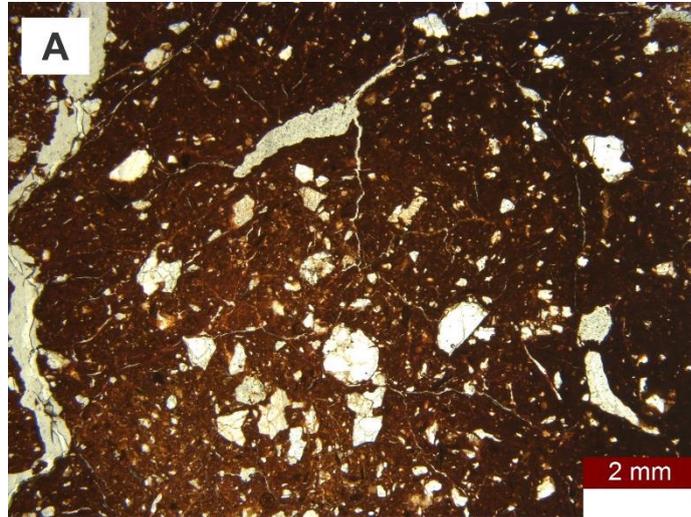


Figura 19- A) Estrutura em blocos P2 horizonte Bt ppl

Tabela 10- Atributos micromorfológicos dos horizontes Ap e Bt do P1; Bt e BC do P2 e A-Bt1, Bt1, Bt2, BC e C do P3, no município de Tracunhaém-PE

Atributo	P1		P2		P3				
	Ab	Bt	Bt	BC	A-Bt1	Bt1	Bt2	BC	C
Geral	MF (30%), MG (40%), P (30%).	MF (40%), MG (30%), P (30%).	Mg (15%), MF (65%), P (20%).	Mg (60%), MF (20%), P (20%).	MF (40%), MG (20%), P (40%).	MG (15%), MF (55%), P (30%).	MG (15%), MF (55%), P (30%).	MG (25%), MF (50%), P (25%).	MG (50%), MF (35%), P (15%).
Microestrutura	Blocos subangulares	Blocos subangulares..	Blocos subangulares..	Blocos subangulares	Blocos angulares subangulares.	Blocos subangulares..	Blocos subangulares..	Blocos subangulares.	Maciça cavitária.
Material Fino	Bruno (LT) e amarelo avermelhado(LI).	Amarelo (LT) e vermelho-amarelo (LI).	Vermelho-amarelo (LT) e vermelho-amarelo (LI).	Amarelo (LT) e vermelho-amarelo (LI).	Bruno-escuro (LT) e vermelho-amarelo (LI).	Vermelho-escuro (LT) e vermelho-amarelo (LI).	Vermelho-escuro (LT) e vermelho-amarelo (LI).	Amarelo a vermelho-escuro (LT e LI).	Amarelo a vermelho-escuro (LT e LI).
Material Grosso	Quartzo (97%), nódulo de Fe/Mn (1%), carvão (1%) e feldspatos (1%).	Quartzo (98%), nódulo de Fe/Mn (1%) e feldspatos (1%).	Quartzo (95%) Biotita (4%) e feldspatos (1%).	Biotita (40%) quartzo (30%) e hornblenda (30%).	Quartzo (97%), raízes (1%), nódulo de Fe/Mn (1%), e feldspatos e carvão (1%).	Quartzo (98%), feldspatos (1%) e 1% de nódulo de Fe/Mn, raízes e carvão.	Quartzo (98%), feldspatos (1%). Raízes e carvão ausente.	Quartzo (90%), Biotita (9%), feldspatos (1%). Raízes e carvão ausente.	Biotita (69%), quartzo (30%), feldspatos (1%). Raízes e carvão ausente.
Poros	Fissuras e cavidades arredondadas e elípticas.	Planares em zig-zag , cavidades e fissuras .	Canais , camaras, fissuras e cavidades .	Cavidades, camaras, fissuras e canais.	Cavidades, camaras e canais.	Camaras, cavidades e fissuras.	Canais, camaras e cavidades.	Canais, camaras, fissuras e cavidades.	Cavitária, apedal.
Distribuição Relativa	Porfírica	Porfírica	Porfírica	Porfírica	Porfírica	Porfírica	Porfírica	Porfírica	Porfírica
Pedofeição	Nódulos de Fe/Mn. Excremento de anfídeos	Hiporevestimentos de ferro. Nódulos de Fe/Mn	Revestimentos argila. Preenchimentos de argila. Preenchimentos	Revestimentos de argila. Preenchimentos de argila.	Revestimentos de argila Preenchimentos de argila. Nódulos de Fe/Mn	Revestimentos de argila. Preenchimentos de argila.	Revestimentos de argila Preenchimentos de argila. Resíduos de carvão.	Revestimentos de argila. Preenchimentos de argila.	Revestimentos de argila. Preenchimentos de argila.

Informações mais detalhadas quanto às pedofeições dos horizontes estudados, associadas à cerosidade, podem ser vistos na Tabela 11. No horizonte Ap do P1, ausente quanto a expressão da cerosidade, fábricas birrifridentes (fábricas-b) salpicadas ocasionais puderam ser observadas. Fábricas-b são feições que se formam por processos de estresse (Ex. contração e expansão nos solos), resultando numa microcisão, o que leva à reorientação das placas de argila individuais em zonas planas com alinhamento face a face da argila (WILDING; TESSIER, 1988). Nesse mesmo horizonte não houve presença detectável de preenchimentos de argila e poucos foram os revestimentos (2,2%), a maioria de extinção difusa (1,4%). No horizonte Bt, deste mesmo perfil, a cerosidade expressou-se em quantidade comum, mas em grau de desenvolvimento fraco; fábricas-b e preenchimentos de argila não foram detectadas e a ocorrência de revestimentos foi de 6%, a maioria de extinção difusa (5,5%). Alguns hiporevestimentos de ferro com espessura de até 0,5 mm foram encontrados, em grande parte dos poros inter e intra agregados dos tipos cavidades e canais, com cores mais avermelhadas em reação a matriz.

O horizonte Bt do P2, com cerosidade abundante e de grau de desenvolvimento fraco, foi abundante também quanto a ocorrência de fábricas-b do tipo sapicada granida, mosaico e granoestriada. A ocorrência de revestimentos de argila nesse horizonte chegou a 6,3%, com extinção entre nítida e difusa; a maioria dos revestimentos foram tipicamente de argila límpida, não laminados e mais vermelhos que a matriz; sua presença foi relacionada principalmente a canais e camaras (espessura 0,10 mm). Numerosos preenchimentos densos completos e alguns incompletos de argila límpida foram detectados, a maioria em câmaras, canais, fissuras e cavidades intra agregados; os completos foram preferencialmente não laminados e os incompletos laminados, ambos de cor avermelhada.

A cerosidade foi pouca e fraca no BC do P2. Fábricas-b não foram detectadas. Os revestimentos nesse horizonte chegaram a 14% e a maioria foi de extinção difusa (12%), de argila tipicamente límpida e de cor vermelha-amarela, tais revestimentos foram tanto não laminados quanto microlaminadas; sua presença foi principalmente em canais e camaras (espessura 0,20 mm) e ocorreram predominantemente próximo às hornblendas, sugerindo alteração e reorganização *in situ* da argila. Os preenchimentos foram densos completos de argila límpida, em canais e pequenas cavidades policôncavas; a cor foi vermelha-amarela, tanto laminados quanto microlaminados, de orientação/extinção difusa.

O P3 foi o perfil de maior expressão de cerosidade. Na zona de transição entre os horizontes Ap-Bt1, a cerosidade foi pouca de moderada a forte, raros foram os revestimentos típicos de argila límpida (1,1%), todas com extinção difusa. As fábricas- b foram numerosas, do tipo salpicada granida, mosaico e granoestriada. A grande maioria dos revestimentos foi de extinção nítida e em camaras intra agregados, e a cor em relação a matriz foi mais avermelhada, seguindo a tendência dos demais revestimentos. Os preenchimentos foram raros e mais presentes em pequenas cavidades e fissuras intra agregados. Saindo da zona transicional do Ap com o Bt1, já no horizonte Bt1 do P3, os revestimentos chegaram a 7,9% todos com extinção nítida e de cor avermelhada, microlaminados e presentes principalmente em canais e camaras inter e intra agregados (espessura média 0,1 mm). As fábricas-b foram muito abundantes, do tipo salpicadas granida, mosaico e granoestriada. Os preenchimentos desse horizonte foram em sua maioria densos completos de argila límpida, de cor e incidência semelhante aos revestimentos anteriormente citados.

Ainda no perfil 3, o horizonte com maior expressão pedogenética e da cerosidade (grau de desenvolvimento forte) foi o Bt2. Nesse horizonte os revestimentos foram em sua maioria de extinção nítida o que indica melhor orientação. As fábricas-b seguiram características do horizonte anterior, com adição do tipo paraleloestriada. Nesse horizonte os revestimentos típicos de argila límpida chegaram a 7,6 % da área total da lâmina, todos com extinção difusa indicando menor orientação; vermelhos; microlaminados e não laminados (Figura 20), principalmente em canais e camaras intra agregados e inter (espessura 0,10 mm). Ocasionalmente ocorreram alguns preenchimentos densos completos e incompletos, em canais e pequenas cavidades intra agregados, ambos de cor vermelha, microlaminados, de orientação/extinção difusa para os completos e nítida para os incompletos (Figura 20).

O horizonte BC do P3 exibiu revestimentos típicos abundantes de argila límpida (25,5%) de extinção inteiramente nítida; a cor foi vermelho-amarelo e expressaram microlaminações; sua incidência foi principalmente em canais e camaras interagregados e intra (espessura 0,20 mm). Os preenchimentos densos completos foram abundantes e os incompletos mais raros, ambos de argila límpida, cor avermelhada e microlaminados. A ocorrência mais frequente dos preenchimentos foi em canais e grandes cavidades, principalmente inter agregados com uma minoria intra, a extinção variou entre nítida e difusa. O horizonte C do P3 não expressou cerosidade. Segundo classificação menos detalhada, os revestimentos típicos de argila límpida foram abundantes; amareladas; microlaminadas e encontrados principalmente em canais, cavidades e camaras grandes e pequenas; (espessura

0,20 mm); a extinção foi difusa a nítida. Muitos preenchimentos também ocorreram, principalmente os densos completos de argila límpida, muitas vezes associados a alteração direta da biotita; a maioria dos preenchimentos foi em pequenos canais e cavidades, com cor vermelha-amarela, microlaminados e de orientação/extinção difusa a nítida. Tanto o BC quanto o C tiveram fábricas-b ocasionais e do tipo salpicada granida. Creutzberg e Sombroek (1986) esclareceram que as películas de argila, que formam a cerosidade, são resultado de dois principais processos: argiluviação e micro contração e micro expansão dos agregados. O primeiro processo pode ser evidenciado pelos revestimentos e preenchimentos de argila no solo, e o segundo pelas fábricas birrefringentes. A relação dessas feições (Tabela 11) com a expressão da cerosidade fica nítida, contudo, a mineralogia ainda é o fator dominante, principalmente no que condiz a qualidade do revestimento/preenchimento e da fábrica-b.

No P1 e P2, por exemplo, de mineralogia menos oxídica, a ocorrência de fábricas-b e revestimentos/preenchimentos não incrementou a expressão da cerosidade, principalmente em grau, que foi predominantemente fraco; esse dado pode ser explicado em função da extinção dos preenchimentos e principalmente dos revestimentos, majoritariamente difusos, levando a crer que sua expressão seja menor. Já no P3, de mineralogia mais oxídica, mesmo os fábricas-b ocasionais e poucos revestimentos incrementaram substancialmente a expressão da cerosidade, que foi de moderada a forte na maioria dos horizontes; em todos os horizontes desse perfil a extinção dos revestimentos e preenchimentos foi nítida, logo, levando a crer que sua expressão seja maior. Tais dados apenas corroboram com Sombroek e Siderius (1977), que utilizaram o termo "metalização" para indicar essa acumulação de óxidos de ferro como revestimentos finos sobre as faces dos pedrs, dando origem à sua aparência brilhante.

A maioria dos revestimentos e preenchimentos de extinção nítidas, em todos os perfis, foram associados aos poros intra agregados, enquanto que os inter agregados apresentaram extinção difusa. Possivelmente, a argila fina (óxidos) penetra esses poros intra agregados, menores, por meio da água, se movimentando de potenciais menos negativos para os mais negativos; esses poros por terem menos fluxo de água, favorecem a orientação das argilas, que posteriormente formariam películas mais nítidas. Esses dados, portanto, sugerem que o mecanismo causador da deposição das partículas na última fase da argiluviação é a de atração da partícula num material poroso, que é parado em superfícies de fraturas e/ou estreitamento do espaço poroso (MCGECHAN, 2002).

Tabela 11- Pedofeições e suas ocorrências nos solos numa topossequencia do município de Tracunhaem- PE

Perfil	Horiz.	Cerosidade ¹	Fábrica ²	Revestimento ²	Revestimento ²	Preenchimento ²
				Extinção	Σ	
P1	Ab	0%	2 – 5 % Salpicadas.	N - 0,4% D - 1,4% A - 0,4%	2,2%	Ausência
	Bt	2-20% fraca	Não identificável	N - 0,5% D - 5,5% A - 0%	6%	Ausência
P2	Bt	>20% fraca	>20% Sapicada granida, mosaico e granoestriada	N - 3,4% D - 2,9% A - 0%	6,3%	5 – 10 %
	BC	<2% fraca	Não identificável	N - 2% D - 12% A - 0%	14%	< 5 %
P3	A-Bt1	----	5 - 10 % Sapicada granida, mosaico e granoestriada	N - 1,1% D - 0% A - 0%	1,1%	< 5 %
	Bt1	>20% moderada a forte	>20% Sapicada granida, mosaico, granoestriada	N - 7,9 % D - 0% A - 0%	7,9%	5 – 10 %
	Bt2	>20% moderada a forte	>20% Sapicada granida, mosaico, granoestriada, paraleloestriada	N - 7,6% D - 0% A - 0%	7,6%	2 – 5 %
	BC	2-20% e moderada	2 – 5 % Sapicada granida	N - 25,5% D - 0% A - 0%	25,5%	10 – 20 %
	C	0% de cerosidade	2 – 5 % Sapicada granida.	-	-	5 – 10 %

1- Determinação de ocorrência absoluta em campo. 2- Determinação de ocorrência absoluta em lâmina. Cerosidade: ausência 0%, pouca <2%, comum 2-20%, Abundante >20% (SANTOS, 2015); Fábricas e Preenchimentos: muito abundante > 20 %, Abundante 10 – 20 %, Numerosa 5 – 10 %, Ocasional 2 – 5 %, Rara < 5 % (BULLOCK et al, 1985) (FITZPATRICK, 1980); Revestimentos (FITZPATRICK, 1980); Extinção: N- nítida, D- difusa, A- ausente (BULLOCK et al, 1985; FITZPATRICK, 1980)

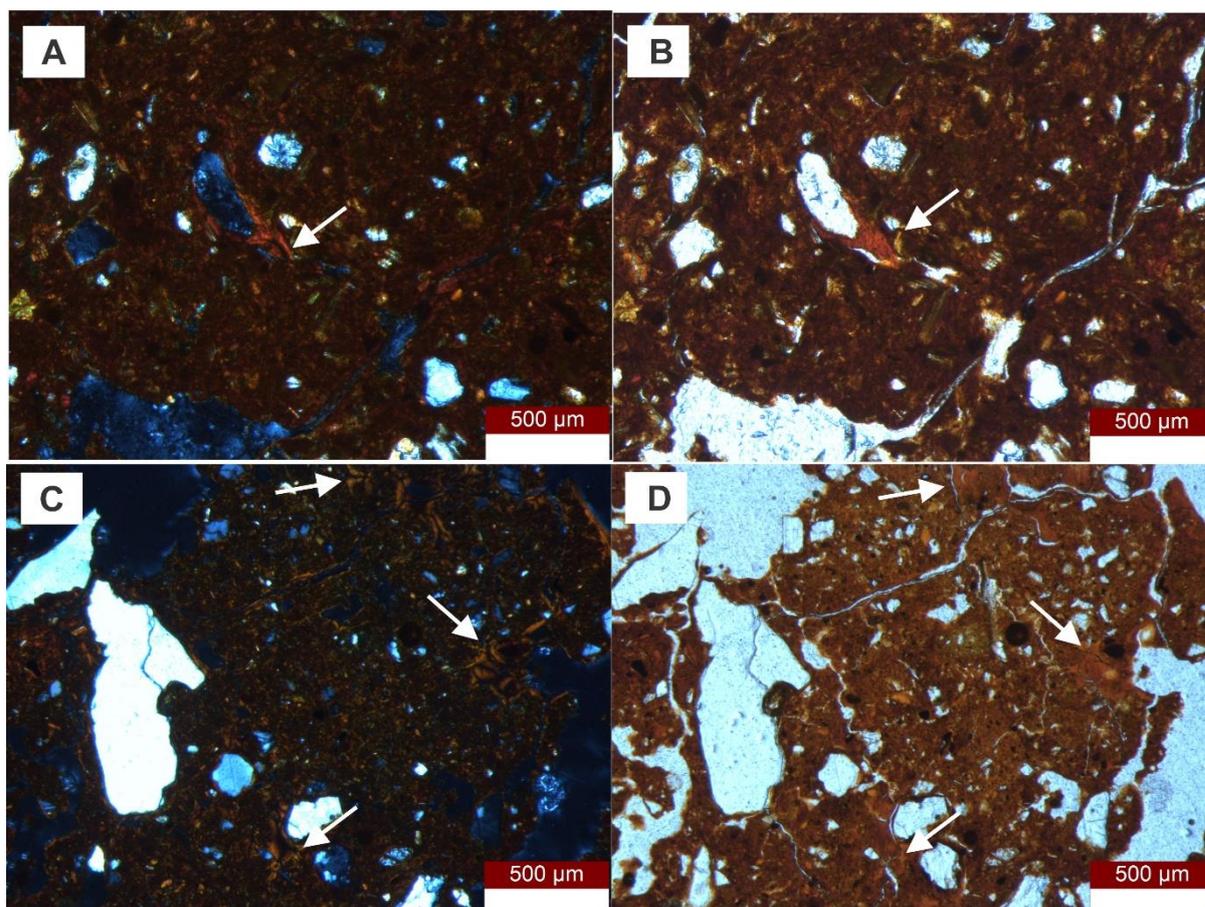


Figura 20- A) Pedofeições de revestimento P3 Bt2 xpl; B) Imagem anterior em ppl; C) Pedofeições de preenchimento P3 Bt2 xpl; D) Imagem anterior em ppl

As feições de argiluviação que corresponderam a cerosidade também foram observadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV) em agregados indeformados (Figura 21). O exame dos horizontes com diferentes expressões da cerosidade mostraram a presença de grande quantidade de plasma argiloso, a maioria deles dispostos na forma de lâminas na superfície dos pedos, formando revestimentos de deposição. Corrêa (2005) observou resultados semelhantes ao analisar feições de argiluviação em solos coesos. Houve forte relação com o grau da cerosidade e do alisamento das superfícies dos pedos. Especula-se, portanto, que essas superfícies sejam preferencialmente de argilas finas, que foram ajustadas face a face. Nos horizontes com ausência ou grau fraco de cerosidade, observou-se superfícies menos alisadas e rugosas, provavelmente compostas de partículas de argila grossa.

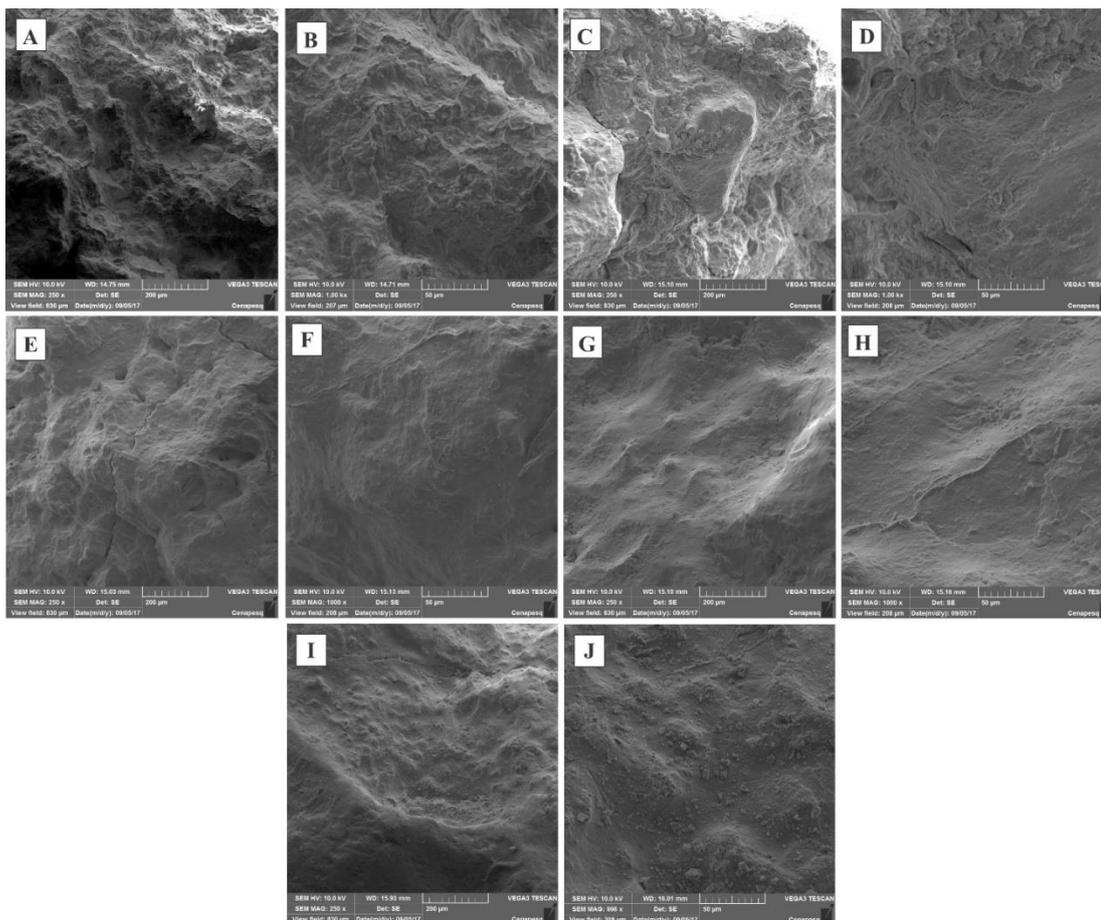


Figura 21- Fotomicrografias por MEV em agregados indeformados: a) organização estrutural do P1 horizonte Bt1- cerosidade ausente; b) superfície rugosa do revestimento de argila, detalhe da imagem anterior; c) organização estrutural do P3 horizonte BC- cerosidade fraca; d) superfície rugosa do revestimento de argila, detalhe da imagem anterior; e) organização estrutural do P3 horizonte Bt1- cerosidade forte; f) superfície alisada do revestimento de argila, detalhe da imagem anterior; g) organização estrutural do P3 horizonte Bt2 – cerosidade forte; h) superfície alisada do revestimento de argila, detalhe da imagem anterior; i) organização estrutural do P3 horizonte C – cerosidade ausente; j) superfície rugosa do revestimento de argila, detalhe da imagem anterior

4.5 Atributos mineralógicos

Os difratogramas das amostras de argila desferificada, dos perfis em estudo, estão apresentados nas Figuras 22 e 23; e seus respectivos pré-tratamentos, para fins de identificação de minerais interestratificados, preconizados por Jackson (2005), no Apêndice 1. A fração argila dos solos deste estudo são constituídas por caulinita, quartzo, goethita, hematita, illita e esmectita, sendo a esmectita presente apenas no P1 e P2. Assim como na maioria dos solos tropicais, o predomínio da fração argila foi de caulinita; isso se dá em função, principalmente, do processo de monossilitização, que é favorecido por intensas chuvas sazonais, somadas a boa drenagem (SANTOS, 2012). Tanto a heterogeneidade do material de origem, quanto as posições na vertente, imprimiram diferenças na mineralogia da fração argila dos solos.

No perfil 1 (P1) e perfil 2 (P2) houve presença de mica (illita), caulinita, goethita, quartzo e esmectita em todos os horizontes. Segundo Folkoff e Meentemeyer (1985), as esmectitas do solo tendem a se formar, e sobretudo persistir, em solos ricos em sílica, Mg^{2+} e Ca^{2+} . O acúmulo desses íons, e consequente persistência da esmectita no sistema, foi favorecida então pela riqueza do material de origem por esses elementos (Tabela 8) e pela localização do perfil na vertente, zona particularmente deposicional.

Mineralogicamente similar ao P1 e inserido na zona de transição entre o bandamento leucocrático e melanocrático, o P2 exibiu um pico mais evidente de goethita. A presença desse óxido, mesmo em amostra pré-tratada com desferrificação, é comum e associada a substituição dos íons Fe^{3+} por Al^{3+} ; esse mineral pode ter até 1/3 dos íons Fe^{3+} substituídos por Al^{3+} (SCHULZE, 1984), lhe conferindo resistência ao processo de desferrificação.

O P3 e P4 não diferiram quanto a mineralogia, provavelmente por ambos serem influenciados pelo bandamento melanocrático (máfico) e por estarem em zonas preferencialmente de perda, tanto de bases quanto de sílica, o que também não favoreceu a permanência da esmectita no solo. Outro mineral encontrado tanto no P3 e P4 quanto no P1 e P2 foi a illita, mica do tamanho argila. É comum a formação de caulinita a partir da intemperização direta de mica (biotita), porém essa alteração direta resulta em resíduos do material originário, como exemplo a illita (SANTOS, 2012), considerada como produto do estágio intermediário na caulinitização das micas. Quando formada de uma mica, a illita não expressa característica expansível, o que não explicaria as fábricas birrifrigentes abundantes no P3 e P4, já que esses horizontes não tiveram presença detectável de minerais 2:1.

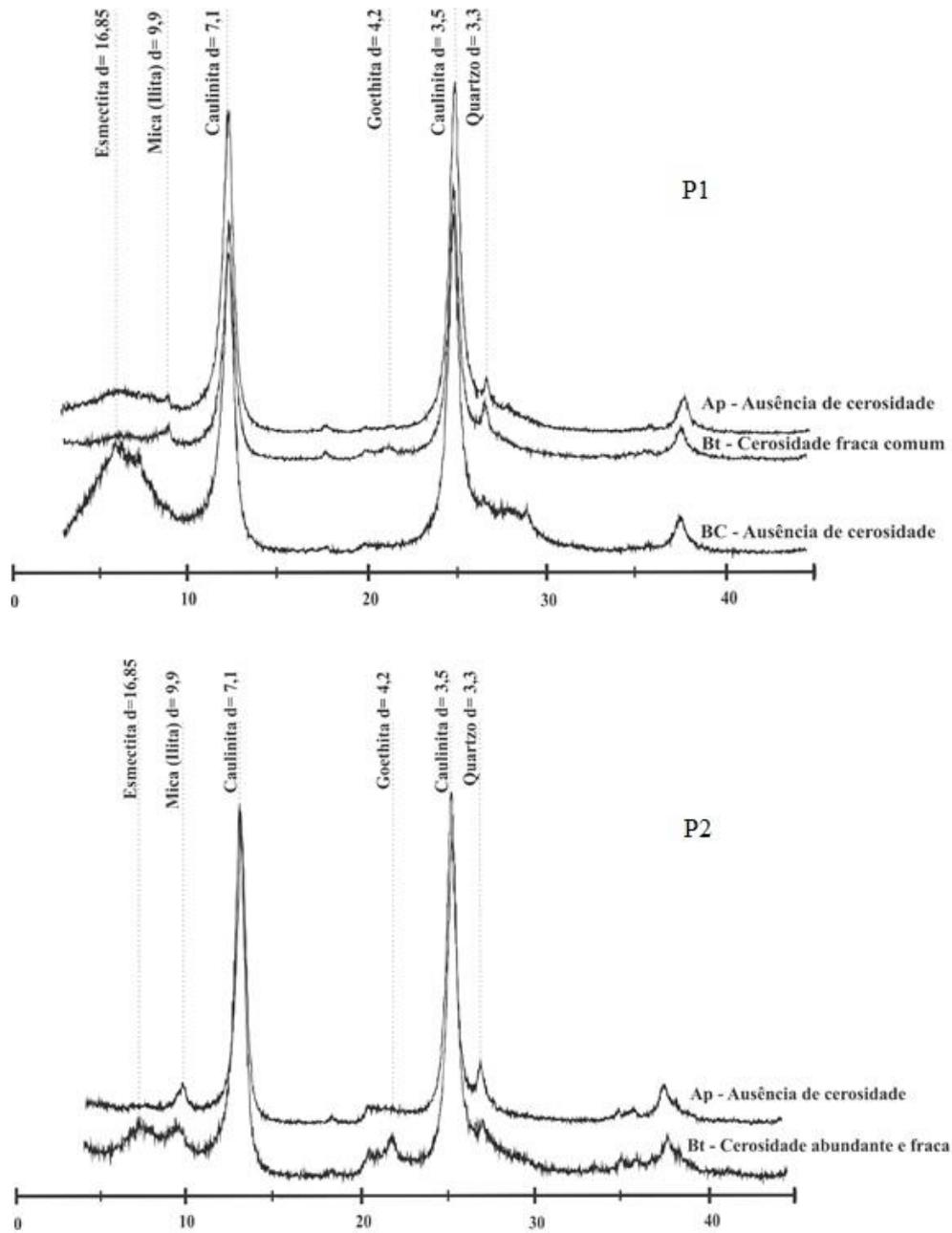


Figura 22- Perfil 1 e perfil 2 - Difratoogramas de Raios-X da fração argila, município Tracunhaem- PE

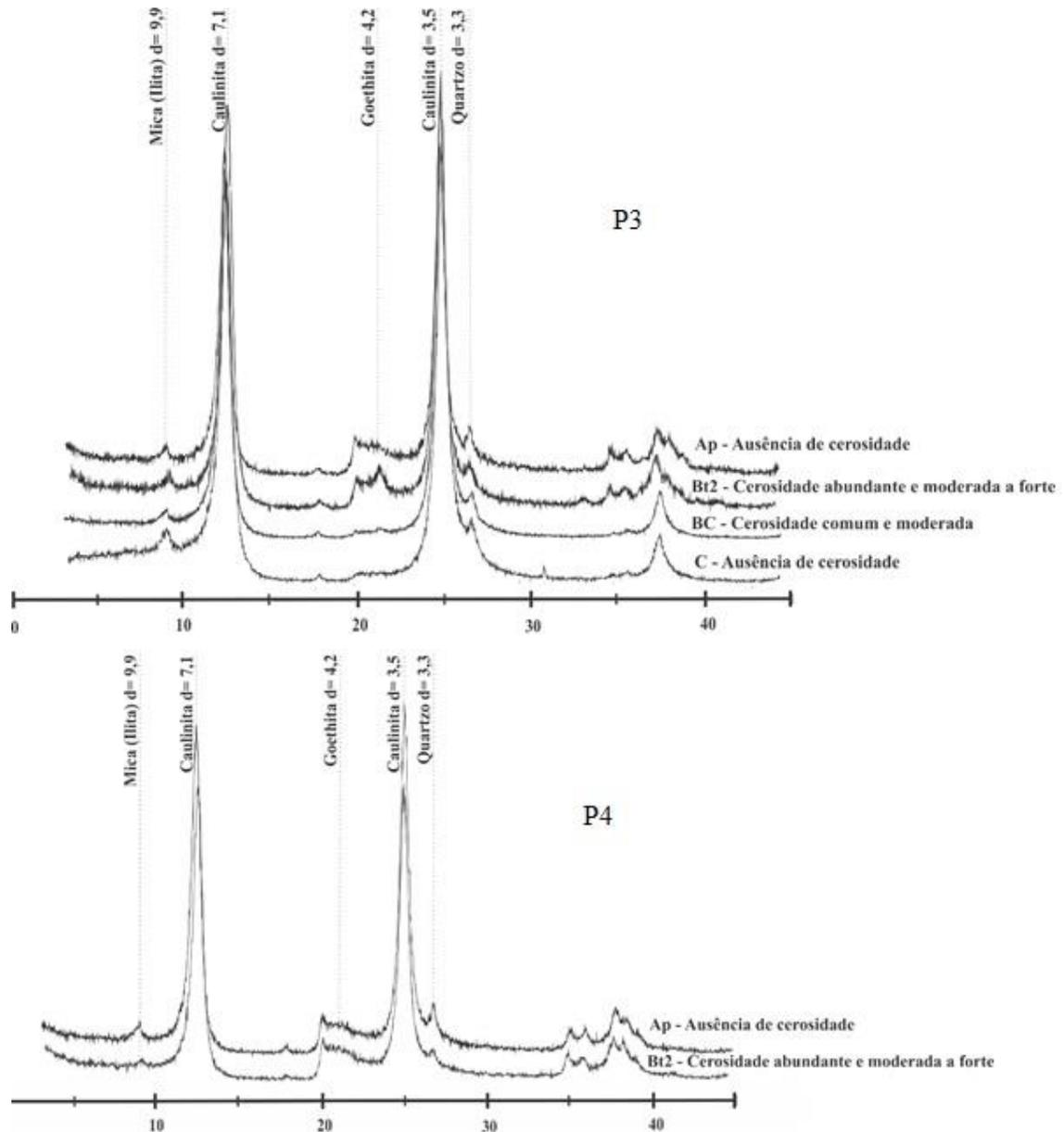


Figura 23- Perfil 3 e perfil 4-Difratogramas de Raios-X da fração argila, município Tracunhaem- PE

Na Tabela 12 estão expressos os parâmetros usados na modelagem para detecção de minerais interestratificados, bem como a quantificação de cada fase mineral da fração argila grossa e fina do horizonte Bt2 do P3. Na Figura 24, dois diferentes padrões glicolados de DRX são apresentados, incluindo os padrões experimentais (linha preta) e calculados (linha vermelha). A argila grossa da amostra é composta de cinco fases, incluindo três fases de caulinita-ilita e duas de ilita-vermiculita com características cristal químicas distintas (Tabela 12). O somatório das fases da caulinita-ilita nessa fração chegou a 79% e de ilita-vermiculita 21% da proporção final da amostra. Na fração argila fina a composição foi de apenas três fases: uma de caulinita pura, duas de caulinita-ilita e uma de ilita-esmectita; respectivamente, 49%,

41% e 10% da proporção total da amostra. Tanto o Fe octaedral da caulinita-ilita, caulinita e ilita-vermiculita expressaram valores intermediários, dados semelhantes foram encontrados por Andrade (2015). A presença da fase ilita-vermiculita, expansível, pode explicar as fábricas birrefringentes muito abundantes no horizonte Bt2 do perfil 3.

Tabela 12- Parâmetros da modelagem e quantificação das fases minerais da argila grossa e fina P3 Bt2

Mineral	% interest.	d 001A	d 001B	Fe caul	Fe verm	Fe ilt	K ilt	N min	N max	% final
Argila grossa										
caulinita-ilita	98-2	7.15	9.98	0.72	-	0	0.8	15	34	37
caulinita-ilita	80-20	7.15	9.98	0.72	-	0	0.8	1	7	16
caulinita-ilita	4-96	7.15	9.98	0.72	-	0.35	0.8	14	26	26
ilita-vermiculita	91-9	9.98	14.32	-	-	0	0.8	3	14	13
ilita-vermiculita	75-25	9.98	14.32	-	0.2	0.3	0.8	1	3	8
Argila fina										
caulinita	-	7.14	-	0.26	-	-	-	8	24	49
caulinita-ilita	93-7	7.14	9.98	0.72	-	0	0.8	1	7	24
caulinita-ilita	14-86	7.14	9.98	0.72		0.35	0.8	3	9	17
ilita-vermiculita	48-52	9.98	14.32	-	0.5	0	0.8	1	3	10

d001A – espaçamento da fase A (em Å); **d001B** – espaçamento da fase B; **Fe caul** – Fe octaedral nas camadas de caulinita, com valores na base de $O_5(OH)_4$; **Fe verm, ilt** – Fe octaedral nas camadas de vermiculita e ilita, na base de $O_{10}(OH)_2$; **K ilt** – K na entrecamada das camadas ílticas, na base de $O_{10}(OH)_2$; **N min** – número mínimo de camadas por domínio coerente; **N max** – número máximo de camadas por domínio coerente; **% final** – proporção final de cada mineral na amostra

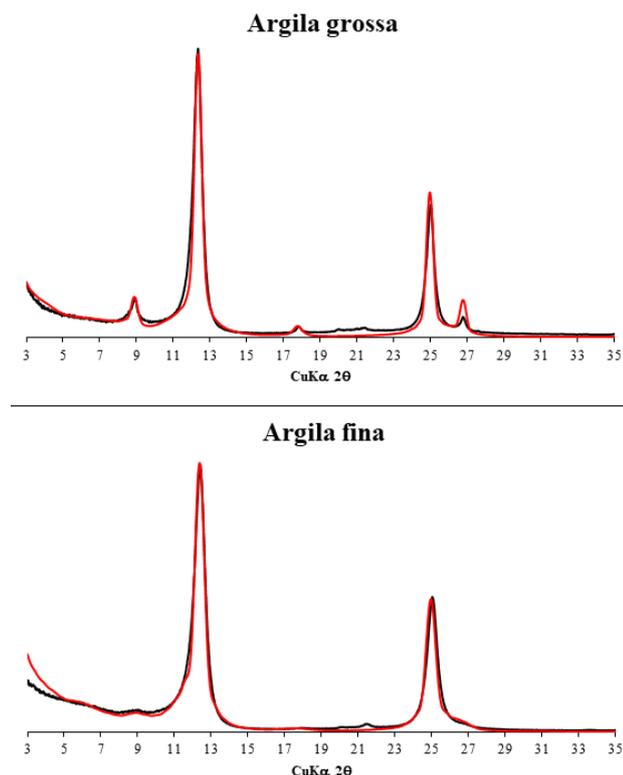


Figura 24- Padrão de DRX experimental (linha preta) e calculado (linha vermelha) com o programa NEWMOD 3.2.1

Os espectros de DRX, da argila natural dos solos estudados (Figura 25 e 26), sugerem homogeneidade mineralógica no que tange a diversidade oxídica; sendo essa composição essencialmente de hematita, goethita em todos os solos. No P1, de cor amarelada, a expressão do amarelo mesmo sob influencia da hematita, pode ser decorrente de processos de dissolução seletiva da hematita, uma vez que esse perfil se encontra numa zona naturalmente mais reductiva e de acumulação de matéria orgânica. Para os outros perfis prevaleceu a cor avermelhada; pequenos teores de hematita já são suficientes para impor ao solo a cor avermelhada, além disso, as condições de boa drenagem e material de origem máfico, rico em ferro, favoreceram a formação desse mineral (CHESWORTH, 2008). A gibbsita foi ausente em todos os horizontes; o ambiente de formação desse mineral é de alta precipitação em configuração com uma drenagem livre, que permita que a sílica seja lixiviada (FURIAN et al., 2002).

Os resultados da mineralogia dos minerais 1:1 e 2:1 da fração argila sugeriram que o tipo de mineral de argila não constitui fator de diferenciação entre os horizontes de maior e menor expressão da cerosidade, visto que a mineralogia dos solos estudados se mostrou similar.

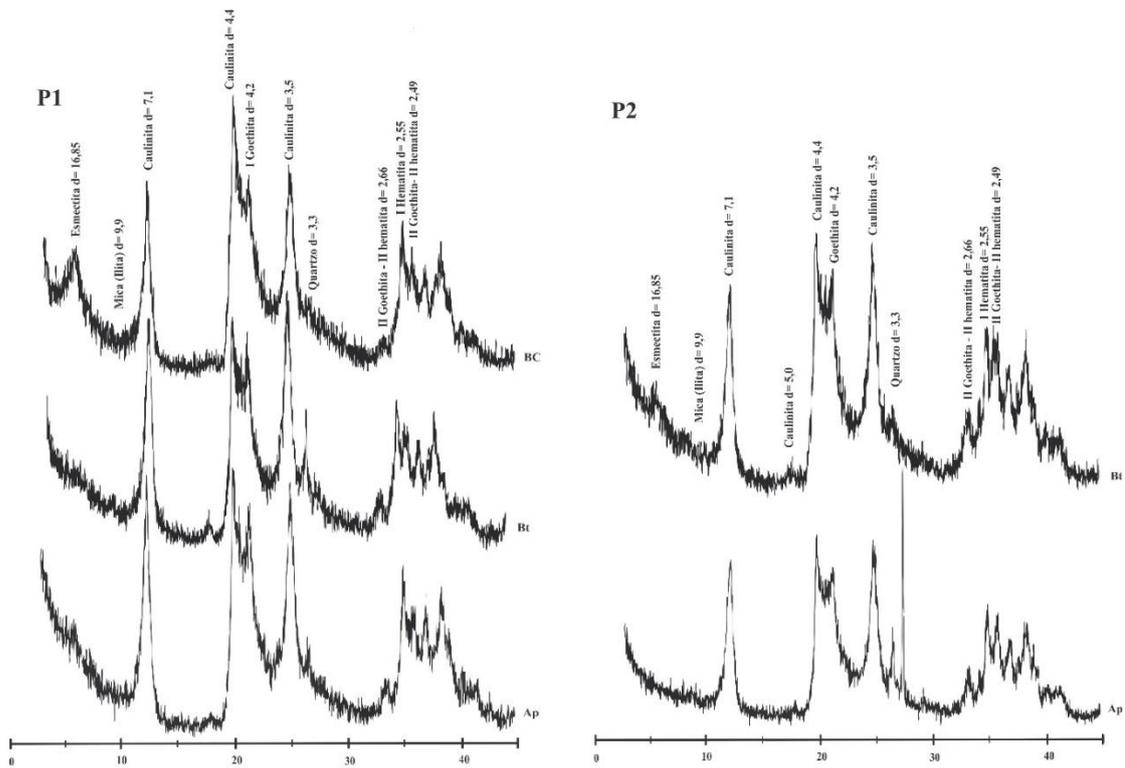


Figura 25- Perfil 1 e perfil 2 - Difratomogramas de Raios-X da fração argila natural, município Tracunhaem- PE.

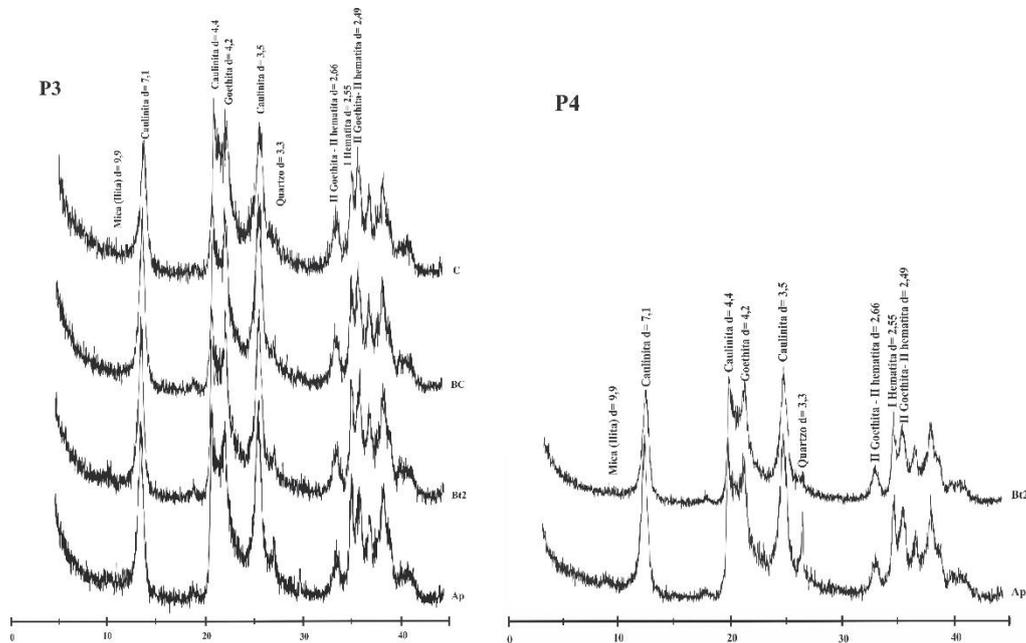


Figura 26- Perfil 1 e perfil 2 - Difratomogramas de Raios-X da fração argila natural, município Tracunhaem- PE

5 GÊNESE DA CEROSIDADE

O conjunto dos dados analisados indicam que a gênese da cerosidade na topossequencia estudada é de origem pedogenética (LEPSCH, 2016; SANTOS et al., 2015; WISPELAERE et

al., 2015; EMBRAPA, 2013; RIBEIRO et al., 2012; OLIVEIRA, 2001; SULLIVAN; KOPPI, 1994; RESENDE et al, 1988; CREUTZBERG; SOMBROEK, 1986; SOMBROEK; SIDERIUS, 1977). Sua formação é essencialmente consequência do processo de argiluviação, sendo mais relevante na expressão da cerosidade no interior dos ped. Tal assertiva se baseia na presença de revestimentos e preenchimentos de argila, sobretudo de extinção nítida em horizontes com maior expressão da cerosidade. Nos horizontes com cerosidade em graus de desenvolvimento mais intenso os revestimentos e preenchimentos são majoritariamente de orientação forte e extinção nítida, relacionados a mineralogia oxidica (hematita) e a poros intra agregados. Não obstante, outros fatores foram coadjuvantes para a formação dessa feição, tais como: textura argilosa, material de origem rico em minerais máficos, localização na vertente e outros que serão discutidos posteriormente, com o objetivo de traçar uma breve história da gênese da cerosidade.

A singularidade do material de origem da toposequencia possibilitou duas zonas mineralogicamente distintas, representadas pelos bandamentos melanocrático (máfico) e leucocrático (félsico). Nas zonas mais a montante (P3 e P4), sob influência melanocrática, os processos de transporte de água em subsuperfície favoreceram as perdas de sílica e principalmente bases, propiciando assim a formação de minerais do tipo 1:1 e conseqüentemente de plasma argiloso. Enquanto isso, o inverso ocorre a jusante (P1 e P2), onde a posição na vertente, associada a mineralogia félsica, coopera para uma menor perda e até acúmulo de bases e sílica; esse ambiente de acúmulo proporciona também a formação de esmectita.

Uma vez presentes no solo, as argilas estarão susceptíveis ao processo de argiluviação, mas para que isso ocorra é necessário que as mesmas se tornem dispersas, que estejam em suspensão num meio aquoso e que haja deposição. Os dados de argila dispersa em água mostraram que nos horizontes de maior expressão da cerosidade, como o P3 Bt2, 100% das argilas estavam floculadas; já nos horizontes com ausência ou pouca expressão da cerosidade o grau de floclação se aproximou de zero, levando a crer que as feições de argiluviação nos horizontes com argilas 100% floculadas não são atuais.

O monitoramento de argila dispersa em água mostrou redução desse parâmetro ao longo do tempo, esse dado nos leva a inferir que o processo de argiluviação é pouco ativo nos horizontes de maior expressão da cerosidade. Corroborando com esses resultados, as análises micromorfológicas mostraram a presença de revestimentos de extinção mais nítida em poros hidraulicamente menos ativos (intra agregados); menos fluxo de água em poros

pode ter favorecido a orientação das argilas, lhes conferindo extinção mais nítida. Isso explicaria a presença de preenchimentos e revestimentos de argila nos horizontes onde a ADA foi nula. A presença abundante de cropólitos na superfície do P1 e P4 não incrementou a ADA ao longo do tempo nesses perfis, mesmo nos períodos mais chuvosos; além disso sua quantidade foi reduzida em quantidade ao longo do tempo, chegando a desaparecer no P1 no período mais chuvoso. O mau uso do solo pode ter favorecido a perda de cropólitos, pois sem cobertura vegetal o solo é mais susceptível à erosão por salpicamento ou splash (SILVA; SCHULZ, 2002). Contudo, em época com vegetação nativa infere-se que os cropólitos podem ter contribuído para o incremento de ADA, favorecendo a argiluviação.

Quando floculam, as argilas estão eletroquimicamente ou fisicamente unidas umas às outras. Os dados obtidos indicaram uma área superficial específica menor, menor CTC e maior teor de Ferro extraído por DCB e OAA nos horizontes mais floclados, o que explica os altos graus de floclação nesses horizontes. O tamanho das partículas que compõem os revestimentos de argila, segundo Wispelaere et al. (2015) contribuem para o aspecto brilhante da cerosidade, principalmente se as mesmas forem óxidos, constituintes da argila fina. Em concordância com a conclusão do autor, os resultados da área superficial específica mostraram maior proporção de argila fina nos horizontes com maior expressão de cerosidade, a argila mais fina também pode favorecer sua penetração em poros menores.

Além de ser um importante elemento no que tange a estabilização das argilas no solo, o Fe ainda é um pigmento importante que incrementa a expressão da cerosidade. Os Teores de Fe extraídos por DCB e OAA foram maiores nos horizontes sob influência do bandamento melanocrático e onde a expressão da cerosidade foi maior, reestabelecendo a premissa que relaciona os teores de ferro com expressão da cerosidade. Nas observações micromorfológicas foi possível avaliar a relação da cor do material fino em solos com diferentes expressões da cerosidade, nos horizontes de cores mais avermelhadas a cerosidade foi mais expressiva, tendendo a reduzir nos mais amarelos. As micrografias obtidas pelo MEV mostraram que os revestimentos mais brilhantes tinham superfícies mais alisadas, podendo inferir dessa maneira que tais superfícies são compostas de argila fina.

6 CONCLUSÕES

- 1- As variações da cobertura pedológica com horizonte B textural e sobretudo da mineralogia ao longo da vertente estudada estão relacionadas com as diferenciações do material de

origem e com o direcionamento do fluxo das águas de modo que no terço médio a superior encontram-se solos caulíticos, pedogeneticamente mais evoluídos e, no sopé da vertente, os solos com marcante influência de esmectitas e, por conseguinte, menos desenvolvidos.

- 2- A formação de cerosidade nos solos estudados é essencialmente consequência do processo de argiluviação e o maior grau de desenvolvimento dessa feição pedológica relaciona-se com o tamanho e mineralogia das partículas que compõem os revestimentos de argila, destacadamente com a presença da hematita.
- 3- O provável mecanismo de sedimentação e deposição das partículas de argila é a atração da partícula num material poroso que é contido em superfícies de fraturas e/ou estreitamento do espaço poroso.
- 4- O bandamento melanocrático do material de origem propiciou a formação de plasma argiloso, sobretudo onde o fluxo de água em subsuperfície é mais intenso. Mas os solos também são argilosos sobre os materiais leucocráticos. Rever essa conclusão.
- 5- Deduziu-se que o processo de argiluviação nas condições atuais é pouco ativo, principalmente nas zonas mais a montante da vertente.
- 6- Os cropólitos na situação atual de uso do solo não são fonte de ADA, não favorendo a formação da cerosidade.

7 REFERÊNCIAS

ALMEIDA, A. Van Der L. de, CORRÊA, M. M., LIMA, J. R. de S., SOUZA, E. S. de, SANTORO, K. R., ANTONINO, A. C. D. (2015). Atributos Físicos, Macro e Micromorfológicos de Neossolos Regolíticos no Agreste Meridional de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 39, n. 5, p. 1235-1246, 2015.

ALMEIDA, B. G. de. **Métodos alternativos de determinação de parâmetros físicos do solo e uso de condicionadores químicos no estudo da qualidade do solo**. 2008. 103 f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2008.

ANDRADE, G.R.P. **Gênese de argilominerais em solos de manguezais brasileiros**. 2015. 170 f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.

ANDRADE, H.; SCHAEFER, C.; DEMATTÊ, J.; ANDRADE, F. Pedogeomorfologia e micropedologia de uma sequência Latossolo-Areia Quartzosa hidromórfica sobre rochas cristalinas do Estado do Amazonas. **Revista Geonomos**, Belo Horizonte, v. 5, n. 1, p. 55-66, 1997.

APAC - Agência Pernambucana de Águas e Climas. **Monitoramento Pluviométrico**. Disponível em. <<http://www.apac.pe.gov.br/meteorologia/monitoramento-pluvio.php>>. Acesso em 10 de janeiro de 2018.

- AZEVEDO, A. C. de.; SILVEIRA BONUMÁ, A. Partículas coloidais, dispersão e agregação em Latossolos. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 34, n. 2, p. 609-617, 2004.
- BEARE, M. H.; BRUCE, R. R. A comparison of methods for measuring water-stable aggregates: implications for determining environmental effects on soil structure. **Geoderma**, Amsterdam, v. 56, n. 1-4, p. 87-104, 1993.
- BENITES, V. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; MENDONÇA, E. S.; MARTIN NETO, L.. Caracterização da matéria orgânica e micromorfologia de solos sob campos de altitude no Parque Estadual da Serra do Brigadeiro (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 3, p. 661-674, 2001.
- BÉTARD, F. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). **Catena**, Amsterdam, v. 93, p. 18–28, 2012
- BOCKHEIM, J. G. Properties and genesis of Argialbolls in the USA. **Geoderma**, Amsterdam, v. 255, p. 73-80, 2015.
- BOLING, A. A.; TUONG, T.P.; SUGANDA, H.; KONBOON, D.; HARNPICHITVITAYA , B.A.M.; BOUMAN, D.T. FrancoThe effect of toposequence position on soil properties, hydrology, and yield of rainfed lowland rice in Southeast Asia. **Field Crops Research**, Netherlands, v. 106, n. 1, p. 22-33, 2008.
- BOULET, R. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIENCIA DO SOLO. Congresso Brasileiro de Ciencia do Solo, 21., 1993, Campinas. **Resumos...** Campinas, 1993. p. 79-90.
- BRAIDA, J. A. REICHERT, J. M., REINERT, D. J.; MILTON, V. Teor de carbono orgânico e a susceptibilidade à compactação de um Nitossolo e um Argissolo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, Campina Grande, v. 14, n. 2, p.131–139, 2010.
- BREWER, R. Cutans: their definition, recognition, and interpretation. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 11, n. 2, p. 280-292, 1960.
- BROWN, G.W.; BRINDLEY, G. W (Ed.). **Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification**. London: Mineralogical Society, 1980. p. 305-360.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. Waine Research, 1985. p 152.
- CARVALHO FILHO, A.; NILTON C.; MARQUES J. J. G. S. M.; SHINZATO E.; FREITA, D.A.F.; JESUS, E.A.; MASSAHUD, R.T.R. Óxidos de manganês em solos do quadrilátero ferrífero (MG). **Embrapa Solos-Artigo em periódico indexado (ALICE)**, v. 35, p. 793-804, 2011.

CAVALCANTE, J. S. J.; PORTELA, J. C.; DO NASCIMENTO SILVA, M. L.; DA SILVA, J. F.; DE ARRUDA, L. E. V. Atributos físicos e químicos de solo sem processo de sodificação no município de São Vicente-RN. **Agropecuária Científica no Semiárido**, Campina Grande, v. 9, n. 4, p. 93-101, 2013.

CHESWORTH, W.; SPAARGAREN, O. **Encyclopedia of soil science**. Enciclopédia da Série Ciências da Terra. Springer, Dordrecht. v. 1, p. 859-902, 2008.

COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P. Gênese de ferri-argilãs em horizontes B texturais de uma sequência de solos sobre diabásio em Piracicaba (SP). **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 57, n. 4, p. 745-750, 2000.

COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P. Morphological, micromorphological and hydro-physical characterization of soils with a nitic B horizon. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 4, p. 581-595, 2005.

CORNU, S.; QUÉNARD, L.; PRIMO, I. E.; SAMOUËLIAN, A. Experimental approach of lessivage: Quantification and mechanisms. **Geoderma**, Amsterdam, v. 213, p. 357-370, 2014.

CREUTZBERG, D. **Micromorphological characteristics of Nitosols**. ISRIC, 1986.

CULLERS, R. L.; DIMARCO B'L, M. J.; LOWE D. R. C.; STONE, J. Geochemistry of a silicified, felsic volcanoclastic suite from the early Archaean Panorama Formation, Pilbara Block, Western Australia: an evaluation of depositional and post-depositional processes with special emphasis on the rare-earth elements. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 60, n. 1-4, p. 99-116, 1993.

DARWIN, C. **The formation of vegetable mould, through the action of worms, with observations on their habits**. Appleton, 1892.

DE ALMEIDA NETO, O. B.; DE MATOS, A. T.; ABRAHÃO, W. A. P.; DA COSTA, L. M.; DUARTE, A. Influência da qualidade da água de irrigação na dispersão da argila de Latossolos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, n. 6, p. 1571-1581, 2009.

DE JONGE, L. W.; KJÆRGAARD, C.; MOLDRUP, P. Colloids and colloid-facilitated transport of contaminants in soils. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 3, n. 2, p. 321-325, 2004.

DE RESENDE MACHADO, M.; DE OLIVEIRA, F. S.; SCHAEFER, C. E. G.; ALMEIDA, E. D. P. C. Endemismo Pedológico e os Solos da Ilha da Trindade–Atlântico Sul, Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 11, n. spe, p. 238-248, 2017.

DE WISPELAERE, L.; MARCELINO, V.; REGASSA, A.; DE GRAVE, E.; DUMON, M.; MEES, F. E.; VAN RANST, E. Revisiting nitic horizon properties of Nitisols in SW Ethiopia. **Geoderma**, Amsterdam, v. 243, p. 69-79, 2015.

DENOVIO, N. M.; SAIERS, J. E.; RYAN, J.N. Colloid movement in unsaturated porous media. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 3, n. 2, p. 338-351, 2004.

DEXTER, A. R. Advances in characterization of soil structure. **Soil and tillage research**, Amsterdam, v. 11, n. 3-4, p. 199-238, 1988.

CPRM. **Atlas pluviométrico do Brasil**. Brasília, 2013.15p.

DUCHAUFOR, Ph. Pedology; **Pedogenesis and classification**. Translated by TR Paton. 1982.

DUCHAUFOR, Ph. **Sols peu évolués et sols à profil peu différencié**. Pédologie. IP, 1983, p. 201-232.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Distrito Federal: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 2013.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212p.

FEDOROFF, N. Clay illuviation in Red Mediterranean soils. **Catena**, Amsterdam, v. 28, n. 3, p. 171-189, 1997.

FERNANDES, R.B.A. **Atributos mineralógicos, cor, adsorção e dessorção de fosfatos em Latossolos do Sudeste brasileiro**.2000. 265p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2000.

FILIZOLA, H. F.; LAMOTTE, M.; FRITSCH, E.; BOULET, R.; ARAÚJO FILHO, J. C.; SILVA, F. B. R.; LEPRUN, J. C. Os fragipãs e duripãs das depressões dos Tabuleiros Costeiros do Nordeste brasileiro: uma proposta de evolução. **Revista brasileira de ciência do solo**, Viçosa, v. 25, n. 4, p. 947-963, 2001.

FINKE, P. A.; HUTSON, J. L. Modelling soil genesis in calcareous loess. **Geoderma**, Amsterdam, v. 145, n. 3, p. 462-479, 2008.

FLINT, A. L.; FLINT, L. E. Particle. **Methods of Soil Analysis: Part 4 Physical Methods**. Madison: Soil Science Society of America Book Series, 2002. p 229-240.

FONTANA, A. C.; DE NÓBREGA, M. T.; STEVAUX, J. C.; SILVEIRA, H. Sistema pedológico associado à lagoa dos 32, no terraço Taquarussu, Mato Grosso do Sul, Brasil. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 32, n. 2, p. 93-109, 2014.

FONTES, M. P. F.; CAMARGO, O. A de; SPOSITO, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 58, n. 3, p. 627-646, 2001.

FONTES, M. P. F. **Iron Oxide Mineralogy on Some Brazilian Oxisols**.1988. 175p. Tese (Doctorate in Soil Physical Properties, Hydrology, and Erosion) - North Carolina State University, North Carolina, 1988.

FOUCAULT, A; RAOULT, J.F. **Dictionnaire de Géologie**. France: Dunod., 2010.p. 416.

GABET, E. J.; REICHMAN, O. J.; SEABLOOM, E. W. The effects of bioturbation on soil processes and sediment transport. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, Palo Alto, v. 31, n. 1, p. 249-273, 2003.

GILLMAN, G. P. The influence of net charge on water dispersible clay and sorbed sulphate. **Soil Research**, Clayton South, v. 12, n. 2, p. 173-6, 1974.

GOLDBERG, S.; KAPOOR, B. S.; RHOADES, J. D. Effect of aluminum and iron oxides and organic matter on flocculation and dispersion of arid zone soils. **Soil Science**, New Brunswick v. 150, n. 3, p. 588-593, 1990.

GROSSMAN, R. B.; REINSCH, T. G. 2.1 Bulk density and linear extensibility. **Methods of soil analysis: physical methods**. Madson: SSSA Book Series, 2002. p. 201-228,

GUNAL, H.; RANSOM, M. D. Genesis and micromorphology of loess-derived soils from central Kansas. **Catena**, Amsterdam v. 65, n. 3, p. 222-236, 2006.

HEIMSATH, A. M.; CHAPPELL, J.; SPOONER, N. A.; QUESTIAUX, D. G. Creeping soil. **Geology**, United States, v. 30, n. 2, p. 111-114, 2002.

HUMPHREYS, G. S.; MITCHELL, P. B. A preliminary assessment of the role of bioturbation and rainwash on sandstone hillslopes in the Sydney Basin. In: **Aspects of Australian sandstone landscapes**. United States, v. 36, n. 9, p. 66-80, 1983.

IBARAKI, M.; SUDICKY, E. A. Colloid- facilitated contaminant transport in discretely fractured porous media: 1. Numerical formulation and sensitivity analysis. **Water Resources Research**, United States, v. 31, n. 12, p. 2945-2960, 1995.

INPE, Atlas Brasileiro de Energia Solar. **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**. Disponível em <<https://goo.gl/dZgWW>>. Acesso em 20 de outubro de 2017.

JACKSON, M. L. **Soil chemical analysis: Advanced course**. United States-Madison, 2005. p .501.

JAMAGNE, M. Contribution B l'ktude pedogknetique des formations loessiques du Nord de la France. 1973. 170p. Tese (Doutorado em Sciences Agronomiques) - Faculté des Sciences Agronomiques de l'Etat, Gembloux, 1973.

JAMAGNE, M.; PEDRO, G. Les phénomènes de migration et d'accumulation de particules au cours de la pédogenèse sur les formations limoneuses du Nord de la France. Essai de caractérisation du processus de" lessivage. **Comptes Rendus de l'Académie des sciences**, Paris, v. 292, p. 1329-1332, 1981.

JATOBÁ, L.; LINS, R. C. **Introdução à geomorfologia**. Recife: Bagaço, 2008. p. 250.

JATOBÁ, L.; SILVA, A. F.; GOMES, A. L. L. Relevo e solos no domínio morfoclimático dos "mares de morros" em pernambuco. **Revista Equador**, Teresina, v. 3, n. 2, p. 2-18, 2014.

JOHNSON, D. L. Biomantle evolution and the redistribution of earth materials and artifacts. **Soil Science**, New Brunswick, v. 149, n. 2, p. 84-102, 1990.

JOHNSON, D. L. Darwin would be proud: bioturbation, dynamic denudation, and the power of theory in science. **Geoarchaeology**, United States v. 17, n. 1, p. 7-40, 2002.

JOHNSON, D. L. Subsurface stone lines, stone zones, artifact-manuport layers, and biomantles produced by bioturbation via pocket gophers (*Thomomys bottae*). **American Antiquity**, Washington, v. 54, n. 2, p. 370-389, 1989.

JOHNSON, D. L. Subsurface stone lines, stone zones, artifact-manuport layers, and biomantles produced by bioturbation via pocket gophers (*Thomomys bottae*). **American Antiquity**, Washington, v. 54, n. 2, p. 370-389, 1989.

JOHNSON, D. L.; WATSON-STEGNER, D. Evolution model of pedogenesis. **Soil Science**, New Brunswick, v. 143, n. 5, p. 349-366, 1987.

JÚNIOR, M. **Estruturas biogênicas em latossolos de chapadões**. 2012. 31 f. Dissertação (Mestrado em Solos) Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2012.

KEMPER, W. D.; ROSENAU, R. C. **Aggregate stability and size distribution**. United States: USDA, 1986. p. 425-442.

LAVELLE, P.; BIGNELL, D.; LEPAGE, M.; WOLTERS, V.; ROGER, P.; INESON, P. O. W. H.; DHILLION, S. Soil function in a changing world: the role of invertebrate ecosystem engineers. **European Journal of Soil Biology**, London, v. 33, p. 159-193, 1997.

LEE, K. E.; FOSTER, R. C. Soil fauna and soil structure. **Soil Research**, Clayton South, v. 29, n. 6, p. 745-775, 1991.

LEPSCH, I. F. **19 lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2016. p. 456.

MAJDALANI, S.; MICHEL, E.; DI-PIETRO, L.; ANGULO-JARAMILLO, R. Effects of wetting and drying cycles on in situ soil particle mobilization. **European journal of soil science**, London, v. 59, n. 2, p. 147-155, 2008.

MARQUES, A. J.; SANTIL, F. L. D. P.; CUNHA, J. E. O uso do clinômetro no levantamento topográfico. Estudo de caso: levantamento pedológico. **Boletim de Geografia**, Maringá, n. 18, v. 1, p. 135-141, 2000.

MCBRIDE, M. B. **Minerals in soil environments**. United States: Soil Science Society of America, 1989. p. 35-88.

MCGECHAN, M. B.; LEWIS, D. R. Soil and water: transport of particulate and colloid-sorbed contaminants through soil, part 1: general principles. **Biosystems Engineering**, United States, v. 83, n. 3, p. 255-273, 2002.

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, n. 1, p. 13-22, 1966.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite–citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: **Clays and clay minerals: proceedings of the Seventh National Conference**. 1960. p. 317-327.

MEKARU, Toshio; UEHARA, Goro. Anion Adsorption in Ferruginous Tropical Soils1. **Soil Science Society of America Journal**, Madison v. 36, n. 2, p. 296-300, 1972.

MELO, V. F. ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo. Parte I**, Viçosa, v. 529, 2009.

MERCIER, P.; DENAIX, L.; ROBERT, M.; DE MARSILY, G. Caractérisation des matières colloïdales évacuées au cours du drainage agricole: incidence sur l'évolution pédogénétique des sols. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science**, Paris, v. 331, n. 3, p. 195-202, 2000.

MIKLOS, W. **Biodynamique d'une couverture pedologique dans la region de Botucatu (Bresil-SP)**. 1992. 2 v. Tese (Thèse de doctorat en Terre, océan, espace) Université Paris.

MILLER, W. P.; NEWMAN, K. D.; FRENKEL, H. Flocculation concentration and sodium/calcium exchange of kaolinitic soil clays. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 54, n. 2, p. 346-351, 1990.

MOORE, D. M.; REYNOLDS, R. C. **X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals**. New York: Oxford university press, 1989. p.400.

MORGAN, Royston Philip Charles. **Soil erosion and conservation**. United States: Blackwell, 2009.p. 320.

MURPHY, C. P. **Thin section preparation of soils and sediments**. UK: Academic Publishers 1986.p.149.

NELSON, D. W.; SOMMERS, L. E. **Total carbon, organic carbon, and organic matter**. United States: Soil Science Society of America Book Series, 1996. p. 961-1010.

NETTLETON, W. D.; BRASHER, B. R.; BAUMER, O. W.; DARMODY, R. G. Silt flow in soils. **Developments in Soil Science**, Amsterdam, v. 22, p. 361-371, 1993.

NUNES, W. A. G. A.; KER, J. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES FILHO, E. I.; GOMES, F. H. Relação solo-paisagem-material de origem e gênese de alguns solos no domínio do " Mar de Morro", Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 2, 2001.

OADES, J. M. The role of biology in the formation, stabilization and degradation of soil structure. **Geoderma**, Amsterdam, v. 56, n. 1-4, p. 377-400, 1993.

OADES, J. M.; WATERS, A. G. Aggregate hierarchy in soils. **Soil Research**, Clayton South, v. 29, n. 6, p. 815-828, 1991.

OADES, J. M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. In: **Biological Processes and Soil Fertility**. Springer Netherlands, 1984, p. 319-337.

OLIVEIRA, J. B. Pedologia aplicada. Jaboticabal, Fundação de Estudos e Pesquisas em Agronomia. **Medicina Veterinária e Zootecnia**, p. 414, 2001.

OYEDELE, D. J.; SCHJØNNING, P; AMUSAN, A. A. Physicochemical properties of earthworm casts and uningested parent soil from selected sites in southwestern Nigeria. **Ecological Engineering**, Amsterdam, v. 28, n. 2, p. 106-113, 2006.

PATON, Thomas Ronal. **Soils: a new global view**. United States: CRC Press, 1995. p.234.

PIRON, Denis et al. Indicators of earthworm bioturbation to improve visual assessment of soil structure. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 173, p. 53-63, 2017.

QUÉNARD, Laurence et al. Lessivage as a major process of soil formation: A revisitation of existing data. **Geoderma**, Amsterdam, v. 167, p. 135-147, 2011.

RESENDE, Mauro. **Pedologia e fertilidade do solo: interações e aplicações**. Ministerio da Educação, 1988.

REYNOLDS JR, R. C. NEWMOD: a computer program for the calculation of the basal diffraction intensities of mixed-layered clay minerals. **Clays and Clay Minerals**, United States, vol. 58, n. 3, p.318–326, 1985.

REYNOLDS, R.C. JR.; REYNOLDS, R.C. III. NEWMOD II, a computer program for the calculation of the basal diffraction intensities of mixed-layered clay mineral. **Clay minerals**, Amsterdam, v. 34, p.117-126, 1996.

RIBEIRO, M. R. et al. Caracterização morfológica do solo. **Pedologia: Fundamentos**. Viçosa, 2012. p. 47-80

ROUSSEAU, M.; DI PIETRO, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; TESSIER, D.; CABIBEL, B. Preferential Transport of Soil Colloidal Particles. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 3, n. 1, p. 247-261, 2004.

RUHE, R. V. Elements of the soil landscape. **Transactions 7th int. Congr. Soil Sci.** New Brunswick, v. 4, p. 165-170, 1960.

LEMOS, R. D.; SANTOS, R. D.S.H. **Manual de descrição e coleta de solo no campo. revista e ampliada Viçosa**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015.

SAWYER, E.W.; BROWN, M (Ed.). **Working with migmatites**. Canada: Mineralogical Assn of Canada, 2008.p.158

SCHAFER, W. M.; SINGER, M. J. A New Method of Measuring Shrink-Swell Potential Using Soil Pastes1. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 40, n. 5, p. 805-806, 1976.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron oxides. **Minerals in soil environments**. United States, 1989, p. 379-438.

SCHWERTMANN, U. Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide. **Nature**, London, v. 212, n. 5062, p. 645, 1966.

SHANG, J.; FLURY, M.; HARSH, J. B.; ZOLLARS, R. L. Comparison of different methods to measure contact angles of soil colloids. **Journal of colloid and interface science**, Orlando, v. 328, n. 2, p. 299-307, 2008.

SILVA, A.; SCHULZ, H. Redução do desprendimento das partículas do solo mediante uso de resíduos vegetais de origem urbana. **Revista Brasileira Engenharia Agrícola Ambiental**, Campina Grande, v. 6, p. 531-534, 2002.

SILVA, L. D.; SEQUINATTO, L.; ALMEIDA, J. A. D.; BORTOLINI, D. Methods for Quantifying Shrinkage in Latossolos (Ferralsols) and Nitossolos (Nitisols) in Southern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 41, 2017.

SLAGER, S.; VAN DE WETERING, H. T. J. Soil formation in archaeological pits and adjacent loess soils in Southern Germany. **Journal of Archaeological Science**, London, v. 4, n. 3, p. 259-267, 1977.

SOMBROEK, W. G.; SIDERIUS, W. Nitisols and their genesis. **World Soil Resources Reports (FAO)**, United States, n. 47. p 84-86, 1977.

SOUZA JÚNIOR, V. S.; RIBEIRO, M. R.; OLIVEIRA, L. B. Propriedades químicas e manejo de solos tiomórficos da várzea do Rio Coruripe, Estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, Viçosa, v. 25, n. 4, p. 811-822, 2001.

SULLIVAN, L. A.; KOPPI, A. J. Submicromorphology of undulating lustrous-faced peds from some clayey soils. **Soil science**, New Brunswick v. 158, n. 3, p. 218-223, 1994.

THEOCHAROPOULOS, S. P.; DALRYMPLE, J. B. **Experimental construction of illuviation cutans (channel argillans) with differing morphological and optical properties**. França: AFES, 1987, p. 245-250.

THENG, Benny KG et al. **Soils with variable charge**. New Zealand, 1980.p. 448.

THORP, J. Effects of certain animals that live in soils. **Selected Papers in Soil Formation & Classification**, n. selectedpapersi, Madison, v.1, p. 191-208, 1967.

TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; BARRON, V. The reductive dissolution of synthetic goethite and hematite in dithionite. **Clay Minerals**, Amsterdam, v. 22, n. 3, p. 329-337, 1987.

TORRES, F. S. M; PFALTZGRAFF, P. A. S. **Geodiversidade do estado de Pernambuco**. Recife: CPRM, 2014. p. 242.

TYLER, Andrew N. et al. The extent and significance of bioturbation on ¹³⁷Cs distributions in upland soils. **Catena**, Amsterdam, v. 43, n. 2, p. 81-99, 2001.

VAN OLPHEN, Hendrik. **An introduction to clay colloid chemistry: for clay technologists, geologists, and soil scientists.** New York: London, 1977.p. 301.

WILDING, L. P. Tessier. **Vertisols: Their Distribution, Properties, Classification and Management.** Texas: University Printing Center, 1988. p.193.

WILSON, Stewart G. et al. Soil genesis and mineralogy across a volcanic lithosequence. **Geoderma**, Amsterdam, v. 285, p. 301-312, 2017.

WOLTERS, V. Invertebrate control of soil organic matter stability. **Biology and fertility of Soils**, Germany, v. 31, n. 1, p. 1-19, 2000.

YU, T. R. (Ed.). **Chemistry of variable charge soils.** United States: Oxford University Press, 1997.p .520.

APÊNDICE A - Pré-tratamentos para identificação de minerais interstratificados em amostras de argila desferrificada dos solos do município de Tracunhaém-PE

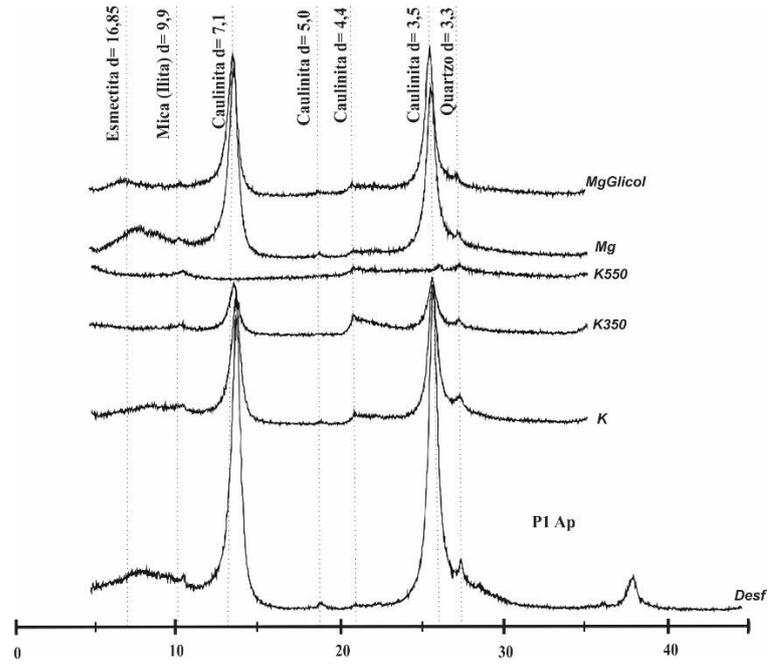


Figura 27- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P1 Ap

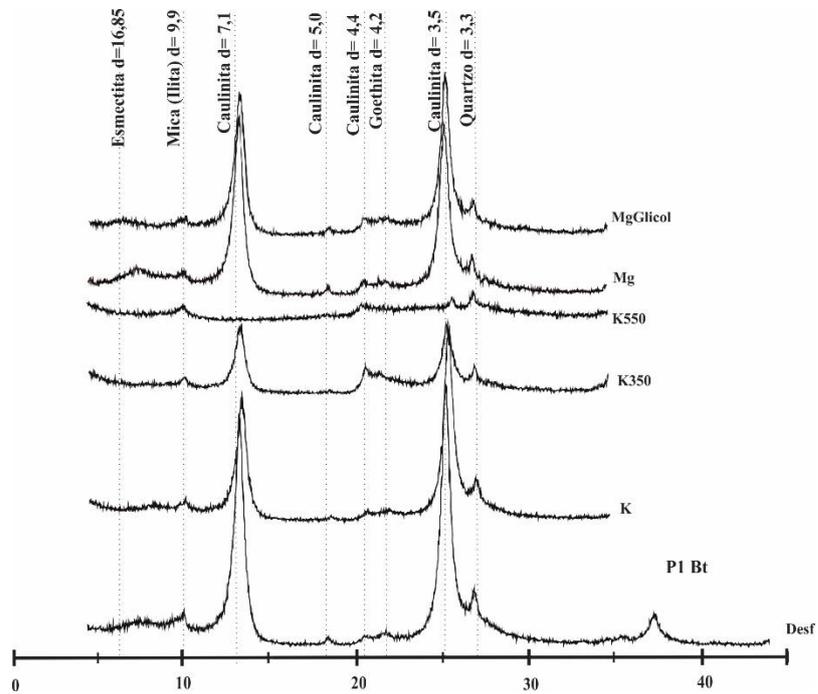


Figura 28- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P1 Bt

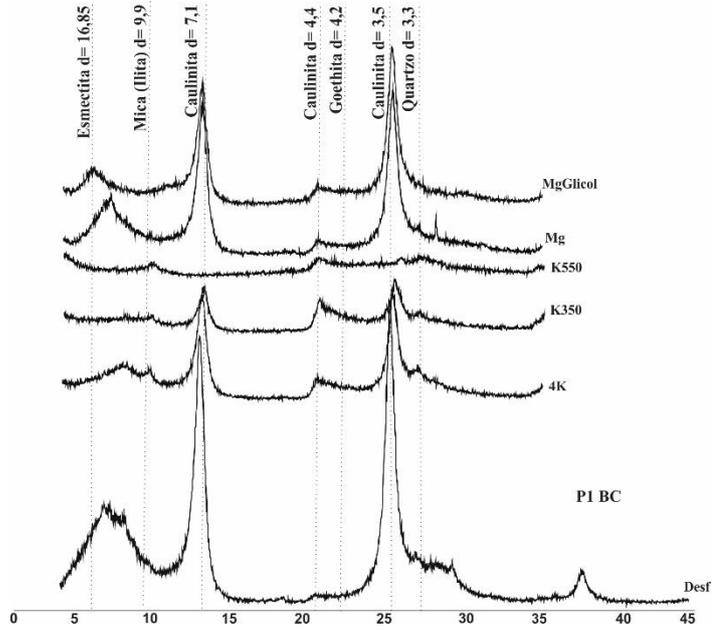


Figura 29- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P1 BC

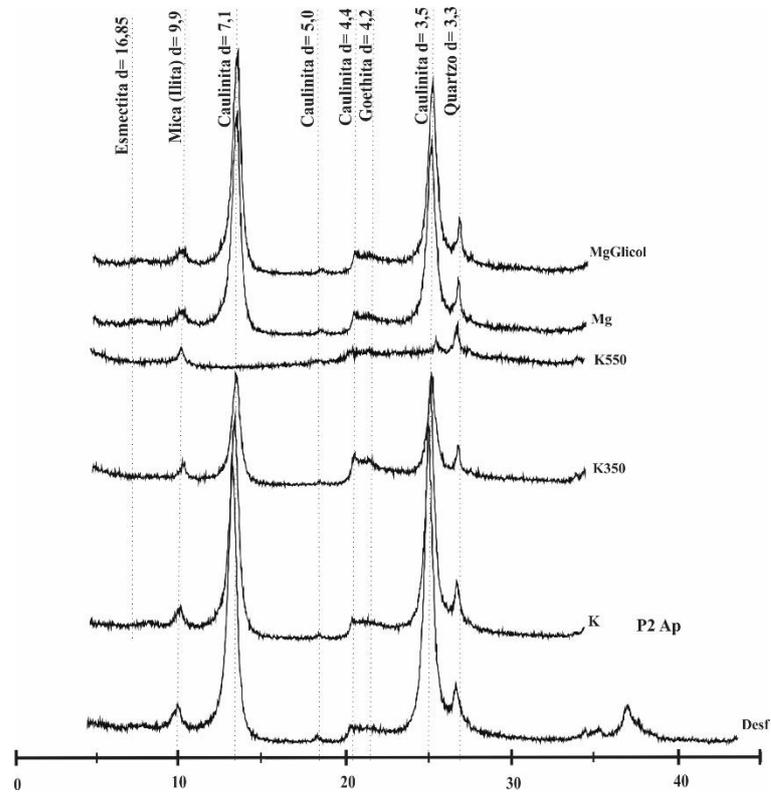


Figura 30- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P2 Ap

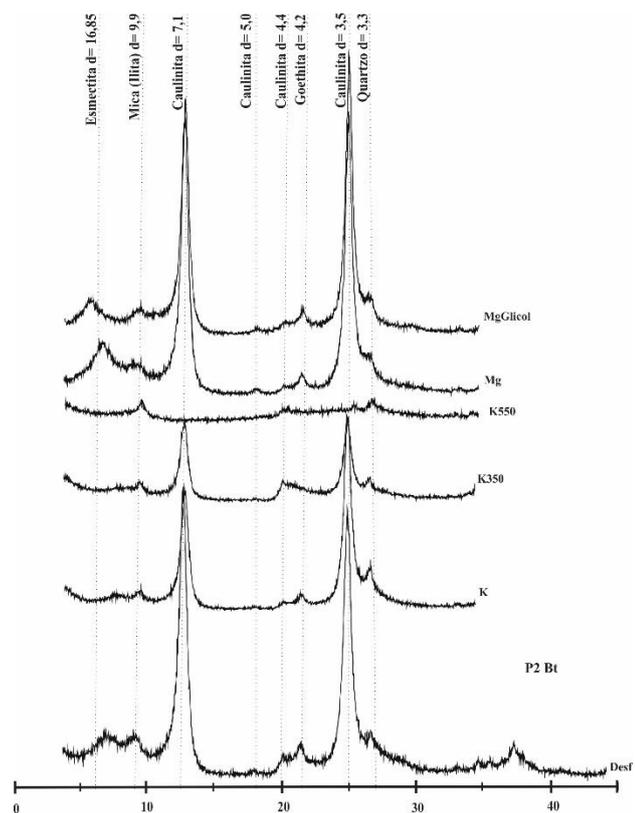


Figura 31- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P2 Bt

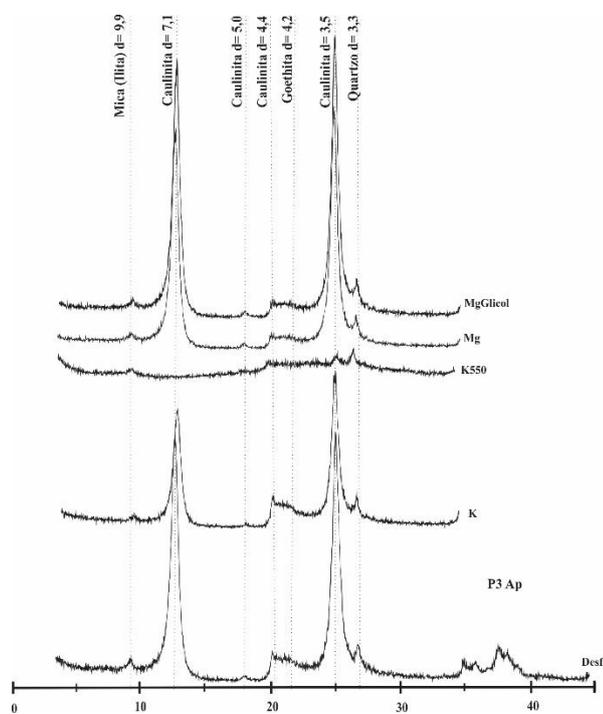


Figura 32- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P3 Ap

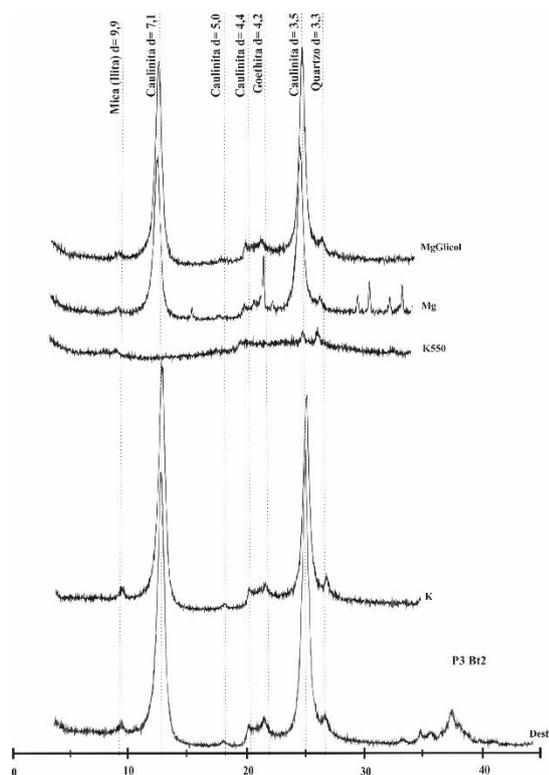


Figura 33- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P3 Bt2

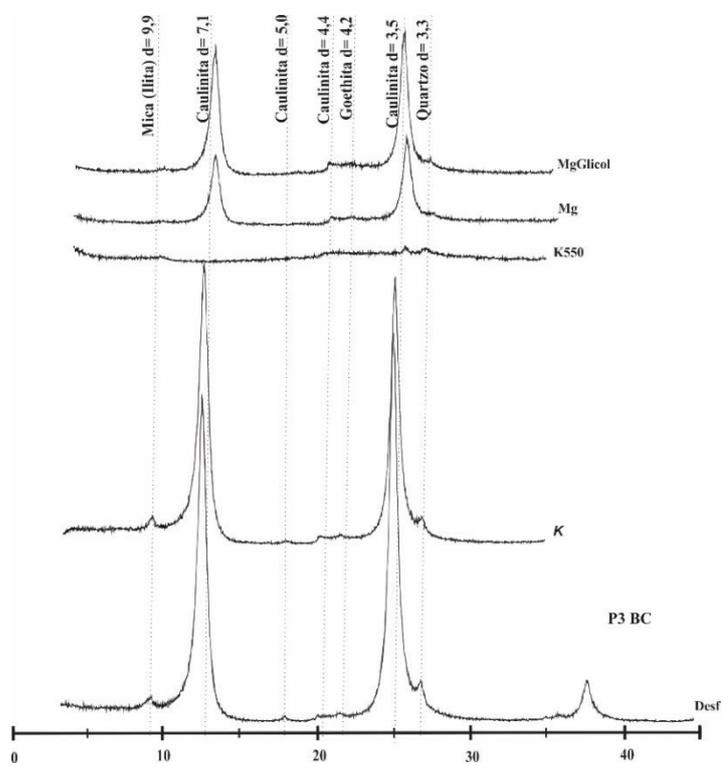


Figura 34- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P3 BC

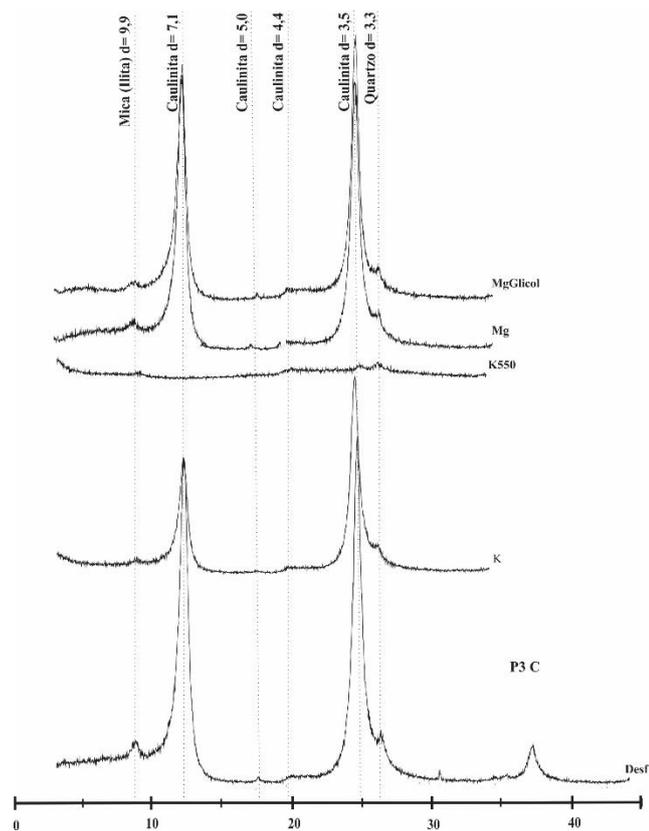


Figura 35- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P3 C

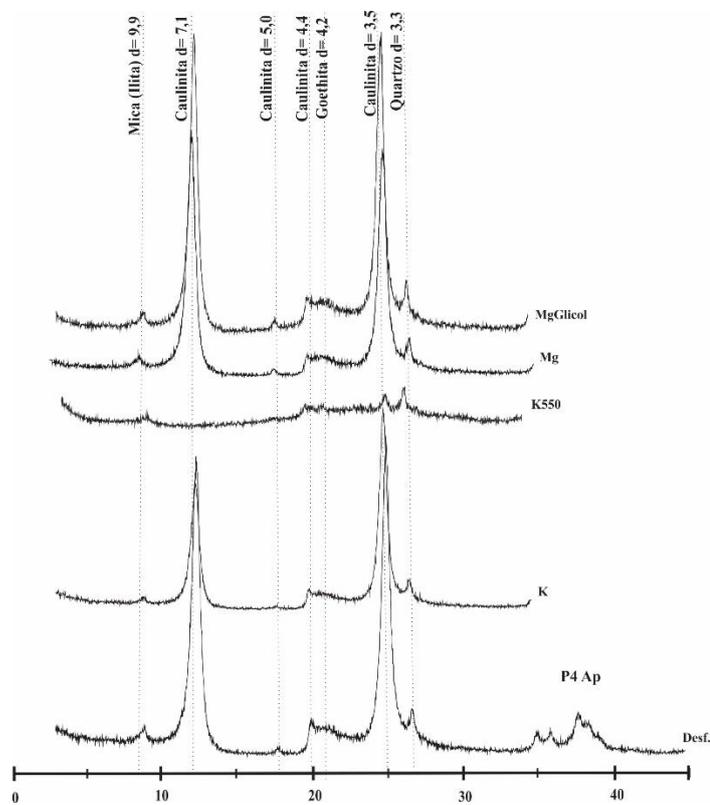


Figura 36- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P4 Ap

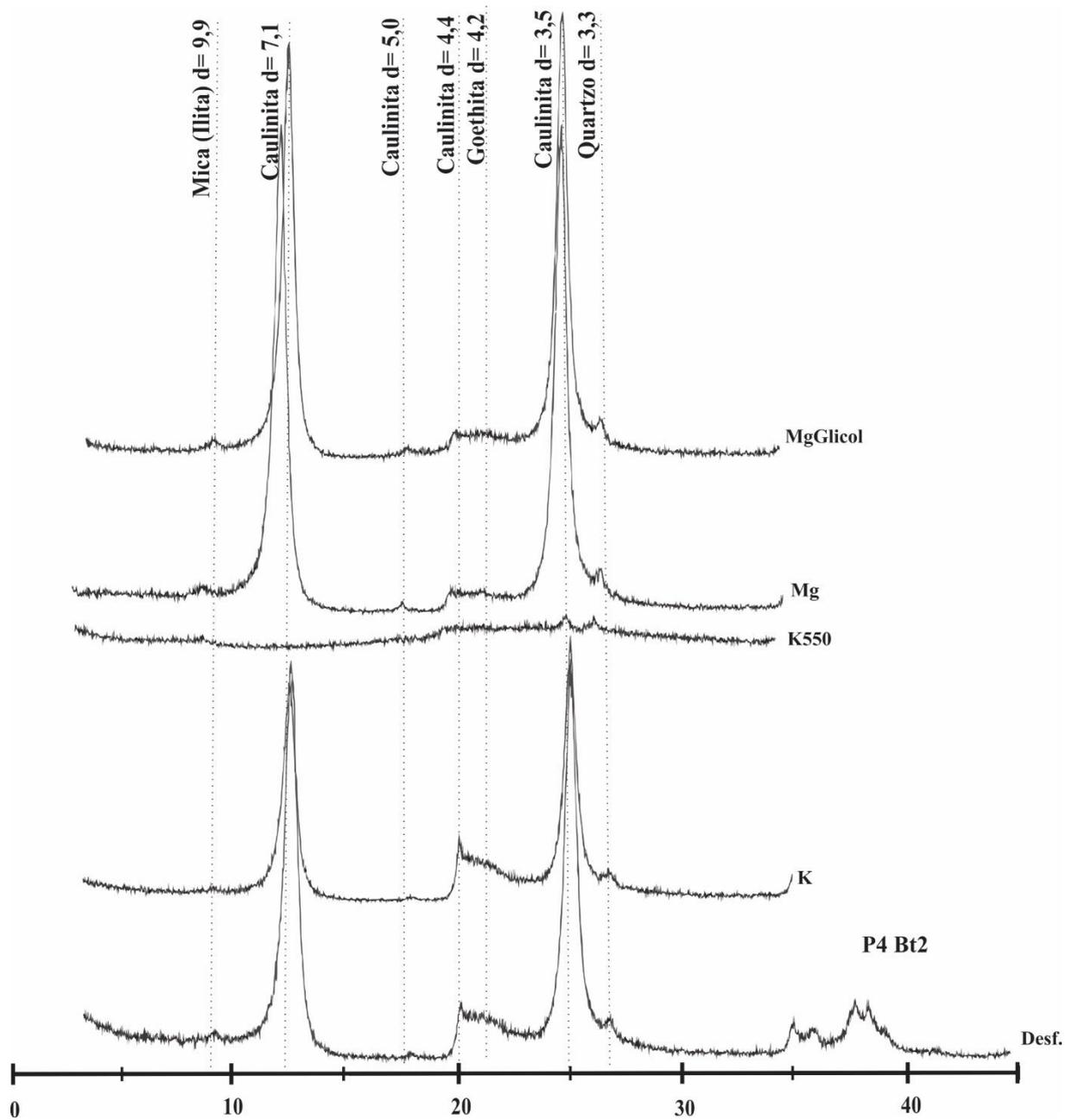


Figura 37- Pré-tratamentos em amostra de argila desferrificada- P4 Bt2

APÊNDICE B - Dados morfológicos e analíticos dos perfis de solos localizados no município de Tracunhaém-PE

A - DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL 01

DATA - 20. 02. 2017

CLASSIFICAÇÃO- LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abrupto planossólico, mineralogia caulinitica/esmectita., A moderado, textura média/argilosa (feldspática, micácea e anfibolítica), atividade moderadamente alta a muita alta, fase floresta subcaducifólia/caducifólia, relevo suave ondulado.

LOCALIZAÇÃO- S 07° 48' 50.5'' W 35° 12 25,4''

SITUAÇÃO E DECLIVE- Terço inferior da encosta (sopé) em ambiente da Depressão Pré-Litorânea, no local com relevo suave ondulado. Declividade de 3-8%,

ALTITUDE- 120 m.

LITOLOGIA- Hornblenda biotita ortognaisse migmatito

MATERIAL DE ORIGEM- Produtos de alteração de biotita ortognaisse migmatito

PEDREGOSIDADE- Ausente.

ROCHOSIDADE- Ausente.

RELEVO LOCAL- Suave ondulado.

REGIONAL- Ondulado a forte ondulado

EROSÃO- Laminar ligeira.

DRENAGEM- Moderadamente drenado

VEGETAÇÃO LOCAL-

VEGETAÇÃO REGIONAL- Floresta subcaducifólia/caducifólia.

USO ATUAL- Cana-de-açúcar

DESCRITO E COLETADO POR- José Coelho de Araújo Filho, Marcelo Metri Corrêa, Valdomiro Severino de Souza Júnior, David Lukas de Arruda Silva

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- Ap** 0-10 cm, cinzento-avermelhado-escuro (5YR 4/2, seca) e bruno (7,5YR 5/3, úmida); franco-argiloarenosa; fraca a moderada pequena a média granular e subangular.; ligeiramente dura a dura, friável, plástica e pegajosa; transição abrupta e plana.
- Bt** 10-38 cm, bruno-avermelhado (5YR 5/4, seca) e bruno-avermelhado (5YR 4/4, úmida); argila; fraca a moderada grande a muito grande prismática composta de blocos subangulares e blocos angulares; cerosidade fraca comum; extremamente dura; friável e firme, muito plástica e muito pegajosa; transição gradual e plana.
- BC** 38–68 cm, bruno (7YR 5/4, seca) e bruno (7YR 4/4, úmida), mosqueado comum pequeno distinto bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmida); francoargilosa; fraca a moderada grande a muito grande prismática composta de blocos subangulares e angulares; extremamente dura, friável e firme; muito plástica e pegajosa; transição clara e plana.
- Cr** 68–100, Rocha xistosa, cortável com pá ou faca, rica e minerais ferro-magnesianos. Avançado estágio de alteração, mantém a estrutura original da rocha, com presença marcante de pontuações escuras ferromanganosas.

RAÍZES: Não descrito

OBSERVAÇÕES – Os mosqueados bruno-escuro (7,5 YR 3/2) referem-se a pequenos precipitados de óxidos de Mn. De forma geral, na topossequência, os horizontes mais desenvolvidos ficam menos espessos na base do relevo. É notável também o aumento no teor de silte no 3º horizonte em relação ao 2º horizonte. Canais de raízes e de anelídeos apresentam alo escurecido, provavelmente de preenchimentos do horizonte A, ou decomposição da matéria orgânica, com difusão para a matriz adjacente, nos horizontes Bt e BC;

- Poros comuns e médios no Ap, poucos e médios no Bt; e raros e médios no BC.

Horizontes		Granulometria da TFSA							Argila	Grau de flocculação	Densidade		
Símbolo	Profun. cm	Areia						Silte	Argila	Argila dispersa em H ₂ O	%	solo	partícula
		Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito fina	Total						
P1 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abruptico planossólico													
Ap	0-10	53	113	113	120,8	98,2	498	282	220	220	0	1,74	2,61
Bt	10-38	45,8	81	59	41,2	76,6	304	276	420	360	14,29	1,76	2,69
BC	38-68	33,2	57,8	67,4	72,2	119,8	350	340	310	300	3,23	1,71	2,68
Cr	68-100+	40,2	117,4	116,8	151,8	143,4	570	280	150	160	0	-	-

Horizontes		pH (1:2,5)			Complexo Sortivo								Carbono Orgânico		
Símbolo	Profun. cm	Água	KCl	ΔpH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	SB	CTC	V	m	g kg ⁻¹
P1 – – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico abruptico planossólico															
Ap	0-10	6,5	6	-0,5	5,80	4,40	0,55	0,23	0	1,4	10,98	12,38	88,7	0	8,57
Bt	10-38	5,5	4,7	-0,8	7,85	5,61	0,82	0,08	0	2,39	14,36	16,75	85,7	0	3,57
BC	38-68	6,8	4,3	-2,5	14,00	6,00	0,84	0,07	0	1,65	20,91	22,56	92,7	0	1,81
Cr	68-100+	7	4	-3	10,75	8,95	1,10	0,04	0	0,99	20,84	21,83	95,5	0	0,9

A- DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL 02

DATA – 20. 02. 2017

CLASSIFICAÇÃO: LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico, caulínico esmectítico, A moderado, textura argilosa/franca argila-arenosa, atividade moderadamente alta, fase floresta subcaducifólia/caducifólia, relevo suave ondulado.

LOCALIZAÇÃO: S 07° 48' 51.4'' W 35° 12 24,2''

SITUAÇÃO E DECLIVE: Terço médio da encosta (encosta), ambiente da Depressão Pré-litorânea, relevo suave ondulado.

ALTITUDE: 124 m

LITOLOGIA: Hornblenda biotita ortognaisse migmatito

MATERIAL DE ORIGEM: Produtos de alteração de biotita ortognaisse migmatito.

PEDREGOSIDADE: Ausente

ROCHOSIDADE: Ausente

RELEVO LOCAL: Suave ondulado

REGIONAL: Erosão ligeiramente laminar, declividade de 3-8%, relevo forte ondulado

DRENAGEM: Moderadamente drenado

VEGETAÇÃO LOCAL:

VEGETAÇÃO REGIONAL: Floresta subcaducifólia/caducifólia.

USO ATUAL: Cana-de-açúcar

DESCRITO E COLETADO POR: José Coelho de Araújo Filho, Marcelo Metri Corrêa, Valdomiro Severino de Souza Júnior, David Lukas de Arruda Silva

B- DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA PERFIL 2

- Ap** 0-15 cm, bruno-avermelhado (5YR 5/3, seca) e bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmida), franco argiloarenosa; fraca modera pequena e média granular e em blocos angulares; dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- BA** 15-30 cm, bruno-avermelhado (5YR 5/4, seca) e bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4, úmida); franco argilosa; fraca moderada grande média blocos angulares e subangulares e fraca moderada muito grande prismática; cerosidade pouca e fraca; dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição clara e plana.
- Bt** 30 –70 cm, vermelho (2,5YR 4/6, seca) e bruno-avermelhado (2,5YR 4/4, úmida); argila; fraca moderada grande blocos angulares e subangulares e fraca moderada muito grande prismática; cerosidade abundante e fraca; extremamente dura e muito dura, friável e firme, muito plástica a pegajosa; gradual e plana.
- BC** 70-110 cm, vermelho (2,5YR 4/6, seca) e bruno-avermelhado (2,5YR 4/4, úmida); mosqueado pouco pequeno e distinto preto (10 YR 2/1, úmido); franco argilosa; fraca moderada grande blocos angulares e subangulares e fraca moderada muito grande prismática; cerosidade pouca e fraca; duro e muito duro, friável e firme, plástico e pegajoso; transição gradual e plana.
- C** 110-170 cm, bruno forte (7,5YR 4/6, seco); mosqueado comum pequeno médio distinto grande médio proeminente vermelho (2,5YR 5/8, úmido); franca; fraca e moderada pequena e média bloco angular e subangular e pequena e média laminar; dura e muito dura, friável e firme, plástica e pegajosa;

RAÍZES- Comuns finas e médias no Ap, pouca finas e médias e raras grossas no BA e poucas finas e médias no Bt BC e C.

OBSERVAÇÕES - Estrutura laminar do horizonte C é herdada da orientação da rocha. - A cerosidade presente em todos os peds do horizonte, sendo mais nítida na vertical.

- Porosidade biológica (raízes e vermes) com presença de alo escurecido, proveniente da decomposição e preenchimento no horizonte B.

- Estrutura prismática do BC predomina, desenvolvimento fraco.

- No BC aparecem expressiva quantidade de minerais primários de fácil intemperização.

- Poros comuns pequenos e muito pequenos (biológicos esféricos), raros em fendas; poucos raros pequenos (biológicos esféricos) e fendas raras no BA, Bt, BC e C.

Horizontes		Granulometria da TFSA							Argila	Grau de flocculação	Densidade		
Símbolo	Profun. cm	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito fina	Total	Silte	Argila dispersa em H ₂ O	%	solo	partícula	
P2 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico													
Ap	0-15	70,6	143	112,4	104	93,6	524	246	230	200	13,04	1,40	2,59
BA	15-30	51	87,8	59,6	50	98,4	347	273	380	340	10,53	1,67	2,69
Bt	30-70	16,2	29,6	24,6	119,6	79,8	270	280	450	360	20	1,55	2,61
BC	70-110	64,6	53,8	39	91,2	116,8	365	345	290	280	3,45	1,42	2,55
C	110-170+	67,4	60,8	57,8	84,8	132,2	403	387	210	220	0	-	-

Horizontes		pH (1:2,5)			Complexo Sortivo						Carbono Orgânico				
Símbolo	Profun. cm	Água	KCl	ΔpH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	SB	CTC	V	m	
P2 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico															
Ap	0-15	6	4,8	-1,2	4,05	2,85	0,53	0,26	0,1	2,64	7,69	10,33	74,4	1,0	25
AB	15-30	6,6	4,6	-2	5,25	3,55	0,80	0,14	0	2,97	9,74	12,71	76,6	0	21,71
Bt	30-70	6,3	4,5	-1,8	6,10	7,90	0,60	0,10	0,1	2,72	14,7	17,42	84,4	0,6	3,52
BC	70-110	6,3	4,5	-1,8	6,50	12,05	0,76	0,09	0,1	3,14	19,4	22,54	86,1	0,4	2,1
C	110-170+	6,7	4,5	-2,2	5,60	14,30	0,86	0,10	0	2,72	20,86	23,58	88,5	0	0,67

A- DESCRIÇÃO GERAL**PERFIL 03**

DATA- 20. 02. 2017

CLASSIFICAÇÃO: NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico, caulínica, A moderado, textura argilosa, atividade moderadamente baixa, fase floresta subcaducifólia/caducifólia, relevo suave ondulado.

LOCALIZAÇÃO: S 07° 48' 52,1'' W 35° 12' 23,2''

SITUAÇÃO E DECLIVE: Terço médio da encosta (encosta), Depressão Pré-Litorânea relevo suave ondulado.

ALTITUDE: 130 m

LITOLOGIA: Hornblenda biotita ortognaisse migmatito

MATERIAL DE ORIGEM: Produtos de alteração de biotita ortognaisse migmatito.

PEDREGOSIDADE: Ausente

ROCHOSIDADE: Ausente

RELEVO LOCAL: Suave ondulado

REGIONAL: Erosão ligeiramente laminar, declividade de 12-25%, relevo ondulado

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO LOCAL:

VEGETAÇÃO REGIONAL: Floresta subcaducifólia/caducifólia

USO ATUAL: Capoeira

DESCRITO E COLETADO POR: José Coelho de Araújo Filho, Marcelo Metri Corrêa, Valdomiro Severino de Souza Júnior, David Lukas de Arruda Silva

B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap 0-10 cm, vermelho (2,5YR 5/6, seco) e bruno- avermelhado (2,5YR 4/4, úmido), argila; fraca e moderada pequena e média granular e blocos angulares; ausência de cerosidade; ligeiramente dura a dura, friável, plástica e pegajosa; transição abrupta e plana.

Bt1 10-28 cm, vermelho (2,5YR 4/6, seco) e bruno- avermelhado (2,5YR 4/4, úmido); argila; moderada a forte pequena, média e grande bloco subangular angular e prismática; cerosidade abundante e moderada a forte; ligeiramente dura a dura; friável a firme; plástica e pegajosa; transição gradual e plana.

Bt2 28 –80 cm, vermelho (2,5YR 4/6, úmido e seco); argila; moderada a forte pequena, média e grande bloco subangular angular e prismática; cerosidade abundante e moderada a forte; ligeiramente dura a dura; friável e firme; muita plástica e pegajosa, transição difusa e plana.

BC 80-135, vermelho (2,5YR 4/6, seco) e vermelho (2,5YR 4/8, úmido); argila; moderada pequena média e grande prismática bloco angular e subangular; cerosidade comum e moderada, ligeiramente dura a dura; friável a firme; plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e irregular.

C 135-180, amarelo- avermelhado (5,5YR 6/8, seca) e amarelo- avermelhado (7,5YR 6/8, úmida); franco-argilosa; maciço; ligeiramente dura; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

RAÍZES- No Ap e Bt muitas finas, comuns médias e poucas grossas; comuns finas e poucas médias no Bt2; poucas finas no BC e C.

OBSERVAÇÕES- Ausência de pontuações pretas de quartzo e Mn ao longo do perfil.

- Bolsões de material pouco alterado no quarto horizonte

- Muitos poros pequenos, médios e grandes comuns no Ap; pequenos comuns, poucos médios e grandes no Bt1, Bt2 e BC; comuns e pequenos no C.

Horizontes		Granulometria da TFSA							Argila	Grau de flocculação	Densidade		
Símbolo	Profun.	Areia					Silte	Argila	Argila dispersa em H ₂ O	%	solo	partícula	
	cm	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito fina	Total				g cm ⁻³		
P3 – NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico													
Ap	0-10	50	91	70,8	51,4	81,6	345	245	410	400	2,44	1,29	2,78
Bt1	10-28	37	73	56,2	31,4	65,6	263	247	490	0	100	1,49	2,77
Bt2	28-80	40,8	66,8	49,2	41,8	59	258	252	490	0	100	1,49	2,84
BC	80-135	40,8	54,6	32,6	55,4	42,8	226	374	400	0	100	1,51	2,76
C	135-180+	29,8	60	46,6	82	97,6	316	404	280	0	100	-	-

Horizontes		pH (1:2,5)			Complexo Sortivo							Carbono Orgânico			
Símbolo	Profun.	Água	KCl	ΔpH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	SB	CTC	V	m	g kg ⁻¹
	cm	cmolc kg ⁻¹											%		
P3 – NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico															
Ap	0-10	6	4,8	-1,2	2,35	3,10	0,67	0,52	0	2,89	6,64	9,53	69,7	0	22,29
Bt1	10-28	5,5	4,8	-0,7	1,55	2,50	0,64	0,23	0	2,72	4,92	7,64	64,4	0	2,62
Bt2	28-80	5,9	5	-0,9	1,60	2,65	0,65	0,12	0	2,31	5,02	7,33	68,5	0	2,67
BC	80-135	5,8	4,6	-1,2	1,00	3,70	0,61	0,10	0,2	2,56	5,41	7,97	67,9	2,5	0,95
C	135-180+	5,2	4,5	-0,7	1,15	4,05	0,84	0,11	0	2,48	6,15	8,63	71,3	0	0,9

A - DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL 04

DATA - 2. 02. 2017

CLASSIFICAÇÃO: ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico, A moderado, textura argilosa, atividade moderadamente baixa, fase floresta subcaducifólia/caducifólia, relevo forte ondulado.

LOCALIZAÇÃO: S 07° 48' 52.5'' W 35° 12 22,9''

SITUAÇÃO E DECLIVE: Terço superior da encosta (ombro), ambiente de Mares de Morros, relevo suave ondulado.

ALTITUDE: 133 m

LITOLOGIA: Hornblenda biotita ortognaisse migmatito

MATERIAL DE ORIGEM: Produtos de alteração de biotita ortognaisse migmatito.

PEDREGOSIDADE: Ausente

ROCHOSIDADE: Ausente

RELEVO LOCAL: Forte ondulado

REGIONAL: Erosão ligeiramente laminar, declividade de 12-25%, relevo forte ondulado

DRENAGEM: Bem drenado

VEGETAÇÃO LOCAL:

VEGETAÇÃO REGIONAL: Floresta subcaducifólia/caducifólia

USO ATUAL: Pousio de cana-de-açúcar

DESCRITO E COLETADO POR: José Coelho de Araújo Filho, Marcelo Metri Corrêa, Valdomiro Severino de Souza Júnior, David Lukas de Arruda Silva

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap 0-15 cm, bruno- avermelhado (2,5YR 5/4, seco) e bruno- avermelhado- escuro (2,5YR 3/4, úmido); franco-argilo-arenosa; moderada pequena e média bloco angular e subangular; ligeiramente dura a dura, friável, plástica e pegajosa; transição clara e plana.

Bt1 15-38 cm, vermelho (2,5YR 4/6, seco) e bruno- avermelhado (2,5YR 4/4, úmido); argila; blocos sub-angulares e angulares; moderada, média e pequena; cerosidade comum e moderada; ligeiramente dura a dura; friável a firme; muito plástica e pegajosa; transição gradual e plana.

Bt2 38 –75 cm, vermelho (2,5YR 5/6, seco) e vermelho (2,5YR 4/6, úmido); argila; blocos sub-angulares e angulares; moderada, média e pequena; moderada, média e pequena; cerosidade abundante e moderada a forte; ligeiramente dura a dura; friável a firme; muito plástica e pegajosa; transição gradual e plana.

BC 80-135 cm, vermelho (2,5YR 4/8, seco) e vermelho (2,5YR 4/6, úmido); argila; blocos sub-angulares e angulares; moderada, média e pequena; moderada, média e pequena; cerosidade comum a abundante e moderada a forte; ligeiramente dura a dura; friável a firme; muito plástica e pegajosa; transição abrupta irregular.

C 135-180, maciço, cerosidade moderada a forte e abundante.

RAÍZES – Muitas finas, pouca média e raras grossas no Ap e Bt1; comuns finas no Bt2 e raras finas no BC.

OBSERVAÇÕES- Ao longo do perfil, é perceptível revestimentos de cor escura, provavelmente de material orgânico, na face dos pedr.

- O horizonte Bt1 apresentou 3 cores: Matriz principal.

- Cor da Cerosidade e cor dos revestimentos de matéria orgânica descritas acima.

- Poros muitos pequenos, comuns médios e raros grandes no Ap e Bt1; muitos pequenos poucos médios no Bt2 e BC.

Horizontes		Granulometria da TFSA							Argila	Grau de floculação	Densidade		
Símbolo	Profun. cm	Areia					Silte	Argila	dispersa em H ₂ O		solo	partícula	
		Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito fina	Total				g cm ⁻³		
										%			
P4 – ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico													
Ap	0-15	75,8	118	84	108,8	64,6	451	229	320	300	6,25	1,43	2,74
Bt1	15-38	41,4	69,8	50,6	21,2	70,1	253	227	520	0	100	1,46	2,61
Bt2	38-75	35,6	49,4	34,6	42,5	39,6	202	228	570	0	100	1,52	2,74
BC	75-150	39,6	53,2	29,8	28,2	42,6	193	327	480	0	100	1,61	2,76
C/Cr	150-180	64,2	81,8	50,6	55	49,4	301	319	380	0	100	-	-

Horizontes		pH (1:2,5)			Complexo Sortivo							Carbono Orgânico			
Símbolo	Profun. cm	Água	KCl	ΔpH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	SB		CTC	V	m
					cmolc kg-1							%	g kg-1		
P4 – ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico															
Ap	0-15	6,1	4,9	-1,2	2,4	4,05	0,74	0,28	0	4,04	7,47	11,51	64,9	0	27,71
Bt1	15-38	6,2	5,1	-1,1	1,8	2,15	0,76	0,15	0	2,72	4,86	7,58	64,1	0	4,62
Bt2	38-75	6,3	5,6	-0,7	1,5	2,70	0,69	0,07	0	3,38	4,96	8,34	59,5	0	3,43
BC	75-150	6,3	5	-1,3	1,5	2,95	0,66	0,08	0	2,15	5,14	7,29	70,5	0	1,33
C/Cr	150- 180+	6,1	5	-1,1	1,4	2,55	0,65	0,07	0	1,73	4,62	6,35	72,8	0	0,86